

Y POLITECHNICZNE KRAKÓW

BLIOTEKA GŁÓWNA

11-2755

Wetterkunde.

Eine

Anleitung zum Wetterverständnis
und zur Wettervorausfrage

von

Otto Sievert.



Biblioteka Politechniki Krakowskiej



10000297465

V 10

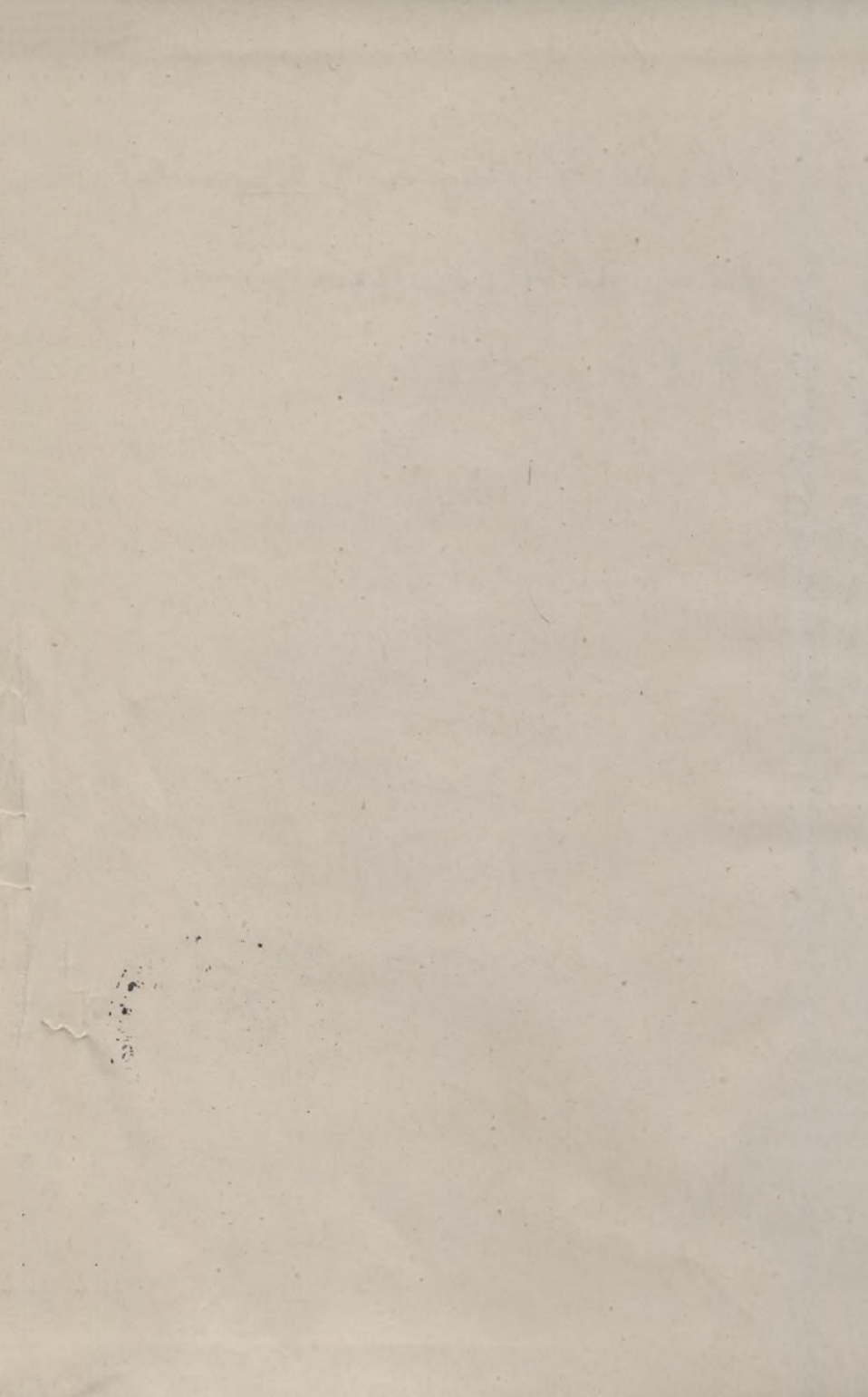
Herrn Harlay auf Hraunslaf-
jung des Hroptellur des
H. L. A. übermiff.

30/12.18.

6.



X
1719



Wetterkunde

Eine Anleitung

zu

Wetterverständnis und Wettervoraussage

von

Otto Sievert

Spandau

zurzeit Meteorologe einer Feld-Wetterwarte

Zweite vermehrte Auflage

Mit 50 Textfiguren, Karten und Tabellen



Berlin • Frowissh & Sohn • 1917



939.845

BIBLIOTEKA POLITECHNICZNA
KRAKÓW

II 2755

Akc. Nr. 2119 / 49

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Vorwort	5
I. Teil.	
Bedeutung der Wetterkunde	9
II. Teil.	
Geschichte der Wetterkunde	11
III. Teil.	
Das Wesen des Wetters	16
1. Grundlagen der Witterungserscheinungen	16
Die Atmosphäre	16
Die Temperatur	17
Der Feuchtigkeitsgehalt der Luft	26
Der Luftdruck	37
Die Winde	46
Niederschläge und Bewölkung	54
Das Gewitter	64
Optische Lustererscheinungen	73
2. Wechselwirkung der einzelnen Witterungserscheinungen	77
IV. Teil.	
Die Wettervoraussage	102
1. Der öffentliche Wetterdienst	102
2. Die Wettertypen	105
3. Beurteilung der örtlichen Einflüsse	112
4. Die höheren Luftschichten und die Wettervoraussage	114
5. Wetterregeln	123
Literaturnachweis	126

Aus dem Vorwort zur ersten Auflage.

Noch immer nicht hat die Wetterkunde in ausreichendem Maße ein breiteres Interesse gewinnen können. Und doch ist ihre Bedeutung für das praktische Leben eine so augenfällige, daß Ausführungen darüber kaum nötig erscheinen. Noch immer klagen die Institute des öffentlichen Wetterdienstes über mangelndes Verständnis selbst in gebildeten Kreisen. Und doch ist der öffentliche Wetterdienst auf verständnisvolle Mitarbeit des Publikums angewiesen, sei es, daß er Beobachtungsmaterial von ihm erwartet, sei es, daß er für seine Wetterkarten und Wetterprognosen ein Publikum nötig hat, das instande ist, sich aus der allgemeinen Wettervorausage unter Berücksichtigung der örtlichen Verhältnisse ein eigenes Urteil über das kommende Wetter zu bilden.

Erklärlich wird diese Teilnahmlosigkeit der breiten Bevölkerungsschichten einmal aus den Vorurteilen, mit denen man noch vielfach der Wetterkunde begegnet, und die theils in abergläubischen Vorstellungen über die Witterungsurachen, theils in den oft wenig wissenschaftlichen und daher gewöhnlich fehlgehenden Wetterprognosen begründet sind. Sodann fehlte es bisher an der nötigen wetterkundlichen Vorbildung auch in gebildeten Kreisen. Selbst in höheren Schulen wurde die Wetterkunde als Lehrgegenstand nicht in genügender Weise behandelt. Zeitungen und Zeitschriften, die sonst so manche Lücke im Wissen notdürftig ausfüllen, haben bisher wenig getan, um diesen Mangel im Volkswissen auszugleichen. Belehrende Artikel aus dem Gebiete der Meteorologie findet man außerordentlich selten, und wo sie einmal auftauchen, da fußt ihre Weisheit oft noch auf veraltetem Standpunkte. Die Fachgelehrten haben zwar das ihre getan, indem sie wertvolle meteorologische Arbeiten aller Art erscheinen ließen; aber diese Arbeiten sind theils so wissenschaftlich angelegt, theils so reich an statistischem Zahlenmaterial

und an Tabellen, daß es nicht eines jeden Sache und Geschmaç ist, sich durch solche wissenschaftlichen Schätze hindurchzuarbeiten. Selbst Schriften, welche die ausgesprochene Absicht haben, die meteorologische Materie populär darzustellen, vermeiden es nicht immer, zu viele physikalische Vorkenntnisse vorauszusetzen, oder sie bringen eine eingehende Behandlung eines Sondergebietes der Meteorologie, womit dem wetterkundlichen Bedürfnis des Laien gleichfalls nicht gebient ist.

Erst in letzter Zeit scheint es auch auf dem Gebiete der Wetterkunde einen Schritt vorwärts zu gehen. Deutsche Schulbehörden haben angeordnet, daß auf den wetterkundlichen Unterricht größeres Gewicht gelegt werde, und so ist zu erwarten, daß durch die Schule unserm deutschen Volke diejenigen Vorkenntnisse auf wetterkundlichem Gebiete übermittelt werden, die es nötig hat, um die wertvolle Arbeit unseres öffentlichen Wetterdienstes voll und ganz würdigen und ausnützen zu können.

Die vorliegende Arbeit will sich dem gleichen Ziele widmen. Sie hat sich die Aufgabe gestellt, in gemeinverständlicher Weise alles das zu bieten, was 1. für das Verständnis der Witterung und 2. für die Beurteilung des kommenden Wetters nötig ist. Für den ersten Zweck sind zunächst alle diejenigen physikalischen Grundgesetze beachtet worden, welche für das Inerscheintreten der verschiedenen Witterungselemente maßgebend sind, und dann haben die Veränderungen der Elemente Berücksichtigung erfahren, welche durch die Wechselwirkung der einzelnen Witterungsercheinungen hervorgerufen werden. Daraus ergab sich zwanglos für den zweiten Zweck der Nachweis, welche Benutzung die Arbeiten des öffentlichen Wetterdienstes, die Wettertypen und die örtlichen Verhältnisse bei der Wettervorausgabe finden müssen.

Die im Literaturnachweis genannten Werke haben teilweise Benutzung gefunden. Sie machen aber die vorliegende Arbeit nicht überflüssig, da sie nach Form und Inhalt durchweg nicht dem Zwecke dienen wollen und können, den sich der Verfasser gesetzt hat: die wetterkundliche Materie für Lehrzwecke und Selbstbelehrung in ausreichendem Umfange und in leichtverständlicher Form darzubieten. Möge dieser Zweck erreicht sein!

Spandau, im Juli 1913.

Otto Sievert.

Vorwort zur zweiten Auflage.

Der Freundeskreis der vorliegenden „Wetterkunde“ ist schneller gewachsen, als der immerhin spröde Stoff der Meteorologie erwarten ließ: staatliche Behörden, Meteorologen, Militär-, Lehrer- und Sportkreise ließen dem Werke Anerkennung und Empfehlung zuteil werden, so daß sich trotz des den Bücherumsatz hemmenden Krieges eine Neuauflage nötig machte.

An dem Text ist in der vorliegenden Auflage, abgesehen von der Berichtigung kleiner Irrtümer, nichts geändert. Auch sachliche Richtigstellungen erübrigten sich. Zu den Ausführungen über die Konvektionstheorie auf S. 19 wurde dem Verfasser durch einen hochgeschätzten Meteorologen der Einwand gemacht, daß die „Konvektionstheorie einstimmig abgeschafft“ wäre. Dieser Einwurf konnte uns jedoch nicht veranlassen, unsere diesbezüglichen Ausführungen einzuschränken. Die „Konvektions-“ und „Kondensationstheorie“ konnte zwar für die Erklärung der großen Wirbel der außertropischen Breiten nicht aufrecht erhalten werden; für die Wirbel lokalen Ursprungs jedoch, welche nahezu unbeeinflusst sind von den großen allgemeinen atmosphärischen Bewegungen, und welche nur durch örtliche Temperaturanomale oder durch die tägliche Periode der Sonnenstrahlung entstehen, hat diese Theorie noch heute Gültigkeit, und nur in diesem Umfange ist die durch Guldberg, Ferrel, Mohn, Oberbeck u. a. streng mathematisch entwickelte Theorie in vorliegender Arbeit berücksichtigt worden.

Der Umfang der „Wetterkunde“ aber mußte um einige wichtige Abschnitte erweitert werden. Das Gewitter, gewiß eine der interessantesten Naturerscheinungen, konnte in der ersten Auflage nicht eingehend behandelt werden, weil alle bis dahin über die Lustelektrizität bestehenden Theorien noch außerordentlich reich an Hypothesen und also nach unserer Anschauung

von einer populären Darstellung auszuschließen waren. Die wissenschaftlichen Beobachtungen aber haben in den letzten Jahren zu einer Reihe von sichereren Feststellungen über die Gewittererscheinungen geführt, so daß nunmehr auch dieser Teil des Wetters eingehender besprochen werden konnte. Die optischen Luftercheinungen werden aus denselben Gründen erst jetzt einer besonderen Besprechung unterzogen.

Auch der Mangel einer eingehenden Kenntnis der Zustände in den höhern Luftschichten, der in der ersten Auflage beklagt werden mußte, ist jetzt zum Teil beseitigt. Der Verfasser hat während des Krieges als Meteorologe an der West- und Ostfront selber daran mitarbeiten dürfen. Das Kapitel „Die höheren Luftschichten und die Wettervorausage“ wird daher keine unwillkommene Erweiterung des Buches bedeuten.

Zum Schluß wird eine Zusammenstellung von Wetterregeln gegeben. Der Literaturnachweis ist erweitert und systematisch geordnet worden.

Das Werk durfte hier und da die Kriegstätigkeit unterstützen. In seiner neuen Gestalt wird es dazu noch geeigneter sein. Möge es bald Gelegenheit finden, die Arbeiten des kommenden Friedens fördern zu helfen.

Spandau, Ostern 1917.

Zur Zeit im Felde.

Otto Sievert.

I. Teil.

Bedeutung der Wetterkunde.

Die Wetterkunde beschäftigt sich nicht nur mit dem Klima, also mit der durchschnittlichen Gesamtheit aller Wettererscheinungen eines Jahres, sondern sie sucht vor allem mit der Witterung, dem klimatischen Einzelzustand eines bestimmten Zeitpunktes, bekannt zu machen. Dadurch erlangt sie außerordentlich große Bedeutung für die gesamte Menschheit; denn von Klima und Witterung ist der Mensch immer und überall abhängig gewesen, und er wird sich nie ganz aus dieser Abhängigkeit befreien können.

Das Klima schreibt ihm seine Ernährungsweise und seine Kleidung vor, es bestimmt seine Beschäftigungsart, es beeinflusst sein Gesellschaftsleben, seine Sitten und Gebräuche, kurz, es setzt seinen leiblichen und geistigen Kräften Ziele und Grenzen.

Noch handgreiflicher tritt der Einfluß der Witterung zutage. Es ist zunächst erkennbar, daß innige Beziehungen zwischen den Witterungserscheinungen und den Gesundheitsverhältnissen der Menschen bestehen. Eine große Anzahl von Erkrankungen und die Häufigkeit der Krankheitsfälle ist wenigstens mittelbar auf die Witterung und den Witterungswechsel zurückzuführen. Bestimmte Witterungszustände fördern nicht nur die Entwicklung von schädlichen Bakterien, sondern begünstigen auch ihr schädigendes Verhalten. Andererseits machen bestimmte Wetterlagen den menschlichen Körper für eine Krankheit besonders empfänglich. Daher treten einzelne Krankheiten ja auch zu bestimmten Jahreszeiten und an bestimmten Orten auf. Die hygienische Meteorologie oder Klimatherapie stellt sich nun dadurch in den Dienst der Menschheit, daß sie sich für die Erhaltung der Gesundheit und für die Behandlung der Krankheit durch klimatische und Witterungsverhältnisse bemüht.

Aber nicht nur den gesundheitlichen Interessen dient die Wetterkunde, sie geht auch einzelnen Erwerbszweigen fördernd zur Hand. Dadurch sind mehrere Unterabteilungen der praktischen Meteorologie entstanden.

Die Agrarmeteorologie versucht die Aufgabe, die Landwirtschaft zu unterstützen. Muß schon der Landwirt überhaupt in bezug auf das Gedeihen seiner Produkte seine Hoffnung auf günstige Witterung setzen, zur Zeit der Saat und der Ernte ist er ganz und gar von Wind und Wetter abhängig. Den Hirten lockt der Sonnenschein auf die Weide und treibt das Regenwetter in den schützenden Stall. Für den Winzer liegen Wohl und Wehe im Wetter.

Die forstliche Meteorologie behandelt die Einwirkung der Witterung auf die Entwicklung der Wälder und umgekehrt deren Einwirkung auf die Witterungsvorgänge. Die Forsteinrichtung, vor allem die Waldeinteilung, berücksichtigt die Ergebnisse der Wetterkunde durch gehörige Gruppierung der Bestände nach ihrem Alter, durch Bildung von Waldmänteln aus tiefbeasteten und festbewurzelten Randbäumen an den Bestandrändern, durch rechtzeitig eingelegte Loshiebe und Umhauungen, wodurch man der Sturmgefahr vorzubeugen sucht.

Die maritime Meteorologie sammelt nicht nur die auf Schiffen gemachten Beobachtungen und bearbeitet sie wissenschaftlich, sondern benützt auch die über Wind und Wetter erlangten Erkenntnisse zur Aufstellung von Segelrouten, zu Belehrungen über das Wesen der Stürme und zur Abwendung der schädigenden Wirkung derselben für die Schiffe. Da die Wetterkunde die Zugstraßen der Depressionen und Luftwirbel und ihre Geschwindigkeit kennt, kann sie bestimmen, welche Teile des Meeres von dem Wirbel berührt werden, welche Richtung und Stärke er für die einzelnen Stellen hat. Den Sturmwarnungsdienst hat die Küstenmeteorologie übernommen. Die Beobachtungsergebnisse werden telegraphisch den Hafennorten übermittelt. Diese Einrichtung besteht seit dem großen Sturm vom 12. bis 16. November 1854. Sturmsignale in Gestalt eines schwarzen Balles am Signalmast mahnen den Schiffer zur Vorsicht. Ein schwarzer Kegel deutet westlichen, zwei schwarze Kegel deuten östlichen Sturm an. Nachts wird eine rote Sturmlampe gehißt. In größerem Maße als Seeschiffe und -fischer sind die Luftschiffer auf die Wetterbeobachtung angewiesen.

Daß das Baugewerbe, der Kaufmann und manche andere Gewerbe bei ihren Unternehmungen das Wetter berücksichtigen müssen, lehrt die tägliche Erfahrung. Jeder einzelne, selbst der Spaziergänger muß mit dem Wetter rechnen. Seinem Einfluß unterstehen sowohl Erwerb wie körperliches und geistiges Wohlbefinden. Die Beschäftigung mit der Wetterkunde ist also für alle Bevölkerungskreise ein unerläßliches Erfordernis.

II. Teil.

Geschichte der Wetterkunde.

Da die gesamte Menschheit nicht nur in einzelnen ihrer Lebensbetätigungen, sondern in ihrer Existenzmöglichkeit überhaupt von Klima und Witterung abhängig ist, so ist es erklärlich, daß man schon im grauen Altertum den Witterungsvorgängen besondere Aufmerksamkeit schenkte. Ebenso erklärlich aber ist es, daß diese Witterungsforschung ohne die modernen Hilfsmittel wie Thermometer, Barometer, Hygrometer und Windmesser und ohne Festhalten am sichern Weg der Erfahrung wenig wissenschaftlich war, daß vielmehr die menschliche Einbildungskraft die unsichtbaren Ursachen der atmosphärischen Erscheinungen und ihrer mannigfachen Veränderungen in der Götterwelt suchte. Einen Schritt vorwärts bedeutete es, als man der Sonne, dem Monde und anderen Himmelskörpern die Rolle des Wettermachers zuschrieb. Dieser alte Aberglaube, der uns von den meteorologischen Schriftstellern des Altertums und des Mittelalters überliefert ist, war bei Griechen und Römern und bei allen andern Kulturvölkern der gleiche, und er beeinflusste und hemmte die wissenschaftliche Forschung ungemein stark. Aristoteles, Theophrast, Plinius d. Ä., Seneca, Virgil, Fr. Bacon von Verulam und René Descartes sind von solchen abergläubischen Einflüssen durchaus nicht frei.

Aber auch nachdem die exaktesten meteorologischen Instrumente in den Dienst der Witterungsforschung getreten sind, haben die in grauer Vorzeit wurzelnden Vorurteile und abergläubischen Vorstellungen nicht ausgerottet werden können. In den sogenannten „Bauernregeln“ hat der Landmann, der von der Witterung besonders abhängig ist, seine Wetterprophезeungen niedergelegt. Diese zum Teil gereimten Volkssprüche gründen sich teils auf Aberglauben, teils auf volkstümliche Naturbeobachtung und knüpfen häufig an die sogenannten Lostage (Lur- oder Notel-

tage) an. Das sind diejenigen Tage des Jahres, denen man eine besonders hohe Bedeutung zuschreibt. Es gibt deren 84, von denen der Januar die meisten (11), der Mai die wenigsten (5) hat. Die bekanntesten sind: Neujahr, Dreikönigstag, Lichtmeß, St. Matthias, St. Markus, Jakobi (1. Mai), Johannistag, St. Jakob, Matthäus, St. Michael, St. Andreas, Weihnachtsabend, die sog. zwölf Tage und Nächte, Siebenschläfer (27. Juni) und die gestrengen Herren (11.—13. oder 12.—14. Mai, Mamertus, Pankrätius, Servatius), an denen die Kälterückfälle besonders häufig und stark auftreten sollen. Diese Tatsache erklärt sich aber doch daraus, daß die Erwärmung unseres Kontinents ansaugend auf die kühle Luft der Umgebung wirkt. Treffen uns dann Luftströme aus dem Nordosten, so wird heitere, kühle Witterung bevorstehen, wodurch nächtliche Wärmeausstrahlung begünstigt wird, und so entstehen Nachtfroste (s. auch Kälterückfälle S. 119). Wetterprognosen, auf abergläubischer Vorstellung beruhend, enthält auch der „Hundertjährige Kalender“ vom Abte Knauer (1612—1664).

Ins Gebiet des Aberglaubens gehören auch trotz ihres wissenschaftlichen Anstrichs Falbs Wettertheorien. Seine kritischen Tage sind solche, an denen die Flutfaktoren verstärkend zusammenwirken. Wie die Ortsverhältnisse von Sonne und Mond ihre größere Anziehungskraft in Ebbe und Flut bemerkbar machen, so sollen sie nach Falb auch auf die Stärke der atmosphärischen Flut wirken. Die Aspekten, dazu Erdnähe des Mondes, Erdnähe der Sonne, Äquatorstand des Mondes und der Sonne sollen verstärkend wirken. An seinen kritischen Tagen sollen eintreten: Häufung der Depressionen, Wirbelstürme und vermehrte Niederschläge, Gewitter im Winter, Schneefälle im Sommer, erste Gewitter im Frühling, Regenböen, Strichregen, häufiger Wechsel von Sonnenschein und Regen. Kritische Tage erster Ordnung sollen solche sein, die mit der Erdnähe von Sonne und Mond zusammenfallen. Wissenschaftliche Nachweise hat Falb für seine Theorien nicht erbracht, vielmehr verweisen eingehende Versuche seine Grundsätze ins Gebiet des Aberglaubens. Allerdings ist durch Versuche ein Einfluß der oben genannten wechselnden Kräfte nachgewiesen, z. B. der Mondzeit auf den Barometerstand in den Tropen, auch ist der Luftdruck bei Erdnähe kleiner, aber der Einfluß ist so gering, daß eine darauf gegründete Wetterprognose praktisch wertlos ist. Die Lehre von dem Einfluß der Konjunktion oder Zusammenkunft (Kalenderzeichen ζ) und Opposition oder Gegenschein (Kalenderzeichen ρ) auf die Witterung gehört demselben Aberglauben an wie die Lehre von dem Einfluß der Aspekten auf das Schicksal der Menschen

und Staaten. Dennoch sind die Aspekten auch heute noch im Kalender zu finden ($\text{♄} \text{ } \text{♁} = \text{Saturn in Opposition mit der Sonne}$).

Zwar hat die Ingebrauchnahme von Barometer und Thermometer die abergläubischen Wetteranschauungen auch heute noch nicht verdrängen können, doch hat sie den Weg zu wissenschaftlichen Zielen bedeutend erleichtert. Allerdings hat man mit alleiniger Benutzung von Barometer und Thermometer keine absolut sicheren Wettervorausagen möglich machen können, vielmehr sind dieselben ebenso unsicher wie die Bauernregeln und auch nicht imstande, für die vielen Ausnahmen Ursachen nachzuweisen; ihre Prognosen sind nur auf Wahrscheinlichkeitstheorien aufgebaut. Aber das mit ihrer Hilfe gewonnene statistische Material sowie das durch sie angeregte Forschen nach den Ursachen der Ausnahmen ließ neue physikalische Einflüsse finden, deren Kenntniss die moderne praktische Meteorologie erst möglich machte.

Große Verdienste erwarb sich nach dieser Richtung hin der Kurfürst Carl Theodor von der Pfalz und Bayern († 1799). Er ließ nach einheitlichem Prinzip dreimal täglich Beobachtungen in Europa, Amerika und Grönland anstellen. Das auf diese Weise gewonnene Material und die von ihm gegründete Bayerische Akademische Meteorologische Gesellschaft gaben weiten Kreisen mancherlei Anregung. In gleicher Weise wirkten die Mitteilungen, die Alexander von Humboldt (1769—1859) in seinen Reiseberichten über die Mannigfaltigkeit der Witterungserscheinungen in Ländern mit den verschiedensten Klimaten machte.

Diese und andere Beobachtungen befähigten andere Forscher, im Laufe der Jahre verschiedene meteorologische Geseze festzustellen. So fand Hadley (1821—1873) auf Grund von Beobachtungen Halleys († 1742) das Windgesez, nach dem die Windströmungen durch die Erdrotation abgelenkt werden, und zwar auf der nördlichen Halbkugel nach rechts, auf der südlichen nach links. Brandes machte darauf aufmerksam, daß für die Bestimmung der Windrichtung wichtige Fingerzeige gewonnen wären, wenn man das Fortschreiten des Barometerstandes auf einem größeren Gebiet feststellen würde. Doves (1803—1879) Arbeiten über die Wärmeverteilung auf der Erdoberfläche und über ihren Einfluß auf die Luftströmung sind für die heutige Forschung bestimmend geworden. Rämß gab ein geordnetes klimatologisches System in seinem Lehrbuch der Meteorologie. Buys Ballot (1854) stellte als erster gleichzeitig stattfindende Witterungserscheinungen graphisch dar.

Das so reichlich zusammengetragene Material wurde noch vermehrt durch Luftballonfahrten, welche eine systematische Aufnahme der Zustände der Atmosphäre möglich machten, ferner durch die geordnete Verteilung von meteorologischen Beobachtungsstationen, sowie auch durch die vorzüglichsten, zum Teil selbsttätigen Beobachtungsapparate (Barometer, Thermometer, Hygrometer, Windmeßapparate, Regenmesser, Wolkenspiegel, Sonnenscheinautograph).

Anfangs suchte man dies umfangreiche meteorologische Material zu ordnen, indem man es mit Rücksicht auf die Zeitabschnitte des Jahres in Gruppen brachte. Man gewann so Mittelwerte für die Witterungsverhältnisse bestimmter Orte, die deren klimatischen Charakter kennzeichneten. Dem launenhaften (wetterwendischen) Verlauf der Witterung wurden solche Normierungen zwar nicht gerecht, sie nahmen wenig Rücksicht auf die Wechselwirkung der verschiedenen Witterungsfaktoren. Dennoch hat diese klimatologische Meteorologie Werte geschaffen, welche die Wettervorausage nicht außer acht lassen darf. Um die Wetterprognose für längere Zeiträume zu stellen, fand Hellmann in bezug auf die Temperatur:

- nach mäßig mildem Winter folgt kühler Sommer,
- nach sehr mildem Winter folgt warmer Sommer,
- nach wenig warmem Sommer folgt mäßig milder Winter,
- nach sehr warmem Sommer folgt kalter Winter.

Birkner hat in Sachsen mit Bezug auf den Feuchtigkeitsgehalt der Luft für längere Zeiträume ermittelt, daß einem nassen Monat häufiger ein nasser folgt als ein trockner und einem trocknen häufig ein trockner. Sabinich in Gotha hat mit Hilfe der wechselnden Eisverhältnisse in den nördlichen Meeren Wetterprognosen zu stellen gesucht.

Alle solche Untersuchungen sind wenig zuverlässig; denn die Vorausagen treffen nicht viel öfter ein als die Ausnahmen, und das ist erklärlich, weil zu wenige physikalische Gründe für diese Wetterregeln berücksichtigt werden. Der Witterungscharakter hängt eben nicht nur von klimatischen, hydrodynamischen und Wärmeverhältnissen ab, sondern es sind viele bedingende Naturerscheinungen in Betracht zu ziehen. Deshalb hat sich auch die praktische Meteorologie oder ausübende Witterungskunde von der Einseitigkeit verschiedener Systeme der Wetterkunde freigemacht und sich auf die gesunde Grundlage gestellt, daß sie alle möglichen Einflüsse einer Prüfung unterzieht. Daher sind denn ihre Vorausagen auch durchweg richtig, 85 und mehr Prozent aller Prognosen treffen zu. Dieser Prozentsatz wird

ein noch höherer werden, wenn man erst eine genauere Kenntnis der Vorgänge auf dem Ozean und in den oberen Luftschichten hat. Die einzige noch nicht überwundene Schwierigkeit ist die Verschiedenheit des Witterungsverlaufs in sehr nahen Orten. Gerade für kleine Gebiete sind die Einflüsse verwickelt, und eine Kleinigkeit kann oft ganz andere als vom Prognostiker vermutete Witterungsverhältnisse verursachen. Aber auch diese Lücke wird ausgefüllt sein, wenn für kleinere Bezirke meteorologische Stationen eingerichtet sind, denen das Material der Zentralbehörde zugeht.

Um die Resultate der wissenschaftlichen Witterungsbeobachtung den interessierten Kreisen schnell zugänglich zu machen, empfahlen schon 1842 Kreil und Biddington fast gleichzeitig, dem voraussichtlichen Sturm auf telegraphischem Wege voranzueilen und Sturmwarnungen zu erteilen. Nachdem man in Amerika fruchtlose Versuche gemacht, die Wettertelegraphie der Schifffahrt dienstbar zu machen, gelang es Leberrier, 1856 in Frankreich ein wettertelegraphisches System einzuführen, das zum sogenannten europäischen System ausgebaut wurde. Nach diesem liefern Morgentelegramme der Zentralanstalt das Material für Hafentelegramme, für Mitteilungen an Zeitungen und für die täglichen Wetterberichte in Verbindung mit Sturmwarnungen und Witterungsaussichten. Das englische System verarbeitet vorzugsweise Inlandstelegramme, da die Festlandswitterung auf England infolge seiner westlichen Lage von geringem Einfluß ist. Das amerikanische System (Circuit-System) kann infolge der ihm zur Verfügung stehenden reichen Geldmittel die Wetterberichte auf die schnellste Weise verbreiten, ohne den Telegraphen zu überlasten.

So ist die Meteorologie, die anfangs mehr dem klimatologischen Interesse diente und später als dynamische Meteorologie die atmosphärischen Erscheinungen mehr mathematisch und physikalisch begründen wollte, durch den Telegraphen zur praktischen Meteorologie oder Wetterkunde geworden, welche den Einfluß der meteorologischen Elemente aufeinander nicht allein bestimmen, sondern ihr Eintretreten auch voraussagen will. Sie hat dadurch nicht nur das Interesse der Wissenschaft, sondern auch das weitere Interesse für sich.



III. Teil.

Das Wesen des Wetters.

1. Grundlagen der Witterungserscheinungen.

Die Atmosphäre.

Das Wort Wetter ist ein Sammelausdruck, der die Summe aller meteorologischen Elemente, also Wärme, Kälte, Wind, Regen, überhaupt alle Vorgänge in der Atmosphäre unserer Erde bezeichnet. Mit dem Wesen der Atmosphäre muß sich die Wetterkunde zunächst befassen.

Die Atmosphäre ist der unsere Erde umgebende Luftkreis. Die Luft setzt sich aus 21 Teilen Sauerstoff, 78 Teilen Stickstoff und 1 Teil Argon zusammen. Dieses Mischungsverhältnis ist überall das gleiche, obgleich der Sauerstoff schwerer ist als die übrigen Luftbestandteile. Die fortwährenden Strömungen wirken wie riesige Rührvorrichtungen, die andere Mengenverhältnisse gar nicht aufkommen lassen. Daß sich unter der reinen Luft noch geringe Mengen Kohlensäure, Ammoniak, Ozon und Salpetersäure befinden, hat für die Wetterkunde keine Bedeutung, wohl aber das Vorhandensein von Wasserdampf und Staub, deren wechselnde Menge auf das Wetter bedeutenden Einfluß hat.*)

Die Luft wird wie alle Körper der Erde von der Anziehungskraft beeinflusst und übt daher auch einen Druck aus. Wenn dieser Druck infolge der eigenartigen Beschaffenheit der gasförmigen Körper auch nicht allein nach unten, sondern nach allen Seiten wirkt, so wird er doch an jeder Stelle der Erde immer so groß sein müssen wie das Gewicht der über der Stelle befindlichen Luftsäule. Dies Gewicht ist zu berechnen. Das Barometer zeigt,

*) Man hat in der Atmosphäre noch vier andere Gase — Helium, Neon, Krypton und Xenon — gefunden und vermutet in den größten Höhen auf Grund der grünen Spektrallinie im Polarlicht noch ein leichteres Gas als Wasserstoff, das Geocoronium oder Zodiafon.

daß der Druck der Luft über dem Meerespiegel bei 0° durchschnittlich so groß ist wie der einer 760 mm hohen Quecksilbersäule von 1 cm Durchmesser, und da diese Quecksilbersäule 1,033 kg wiegt, so muß auch die darüber lastende Luftsäule in der vollen Höhe der Atmosphäre 1,033 kg wiegen. Da nun 1 ccm Luft bei 0° am Meerespiegel 0,001293 g wiegt, so müßte die Atmosphäre bei überall gleicher Dichte etwa 8 km Höhe haben. Die Luft ist aber in hohem Grade zusammendrückbar, sie nimmt daher nach oben nicht nur in der Dichtigkeit, sondern auch im Gewicht ab. Es muß nach Annäherungsberechnungen die Atmosphärenhöhe auf mindestens 300 km angenommen werden. Für die Witterungsvorgänge kommt aber nur die Troposphäre in Betracht, welche am Äquator etwa 15, an den Polen nur 9 bis 10 km hoch ist (s. S. 115, Absatz 1).

Infolge ihrer außerordentlichen Elastizität ist die Atmosphäre in ihren Zuständen dem größten Wechsel unterworfen. Alle Zustände sind im Grunde Bewegungen, und so ist auch die Luft in den verschiedensten Zuständen immer bewegt. Alle Witterungserscheinungen wie Temperatur, Feuchtigkeitsgehalt, Luftdruck, Wind, Niederschläge sind gleichzeitig Bewegungsursachen und Bewegungserscheinungen der Atmosphäre. Wärme und Feuchtigkeitsgehalt haben für die Luftbewegung jedoch grundlegende Bedeutung.

Die Temperatur.

Den Haupteinfluß auf die Luftbewegung hat die Wärme. Die innere Erdwärme verursacht keine Veränderung in der Luft, da sie immer die gleiche bleibt. Die Sonnenwärme ist die Hauptquelle für Leben und Bewegung in der Atmosphäre. Die Luft läßt in ihren höheren Schichten den größten Teil der Sonnenstrahlen durch, nur wenige werden absorbiert. Erst die unteren Luftschichten vermögen infolge ihrer größeren Dichte den größten Teil der Sonnenstrahlen zu absorbieren, und sie wirken nun von unten nach oben erwärmend auf die Atmosphäre. Der erwärmende Einfluß der von der Erde reflektierten Strahlen ist besonders groß; denn sie werden von der Atmosphäre nicht durchgelassen, weil sie von der Erde als einem dunklen Körper ausgehen.

Je senkrechter die Sonnenstrahlen die Erde treffen, desto größer ist ihre erwärmende Einwirkung; denn ihr Weg ist nicht nur überhaupt kürzer, sondern sie legen auch in der absorbierenden Luft eine kürzere Strecke zurück und treffen eine kleinere Fläche der Erde. Die Lufttemperatur nimmt daher

vom Äquator nach den Polen hin ab, wie die von Spitaler aufgestellte Skala über die mittlere Jahrestemperatur der verschiedenen Paralleltreife zeigt:

Fig. 1.

Paralleltreife	80	70	60	50	40	30	20	10	Äquat.
Nördl. Breite .	—16,5°	—9,9°	—0,8°	5,6°	14°	20,3°	25,6°	26,4°	25,9°
Südl. Breite .	—8,4°	—4,9°	0,2°	5,9°	11,8°	18,5°	22,7°	25°	

Die Tatsache, daß nach dieser Tabelle die mittleren Jahrestemperaturen für die südliche Halbkugel durchweg etwas kleiner sind als für die nördliche Halbkugel, erklärt sich daraus, daß der Grad der Lufterwärmung auch von der Beschaffenheit der Erdoberfläche abhängig ist. Landflächen erwärmen sich stärker und kühlen sich durch Ausstrahlung stärker ab als Wasserflächen. Infolge der großen Meeresflächen ist daher auf der südlichen Halbkugel die durchschnittliche Jahrestemperatur niedriger als auf der nördlichen.

Der Grad der Luftwärme hängt auch von der Höhenlage ab. Die oberen Luftschichten gewinnen von den unteren wärmeren nicht viel, weil die Luft ein schlechter Wärmeleiter ist; außerdem sind sie dem leeren Weltraume näher, der eine ungehinderte Ausstrahlung gestattet. Daher sinkt die Lufttemperatur mit steigender Höhe. Für diese Tatsache spricht auch das Moment der vertikalen Luftströmung. Die an einem Orte mehr als am andern erwärmte Luft steigt nach oben und dehnt sich infolge des abnehmenden Luftdrucks mehr und mehr aus und kühlt sich dabei ab, weil durch die Ausdehnung Wärme verbraucht wird. Die herabsinkende Luft gerät dagegen unter immer mehr wachsenden Druck, sie wird dadurch verdichtet, und somit erwärmt sie die unteren Luftschichten; denn die bisher für die Ausdehnung gebrauchte Wärme wird frei. Es erklärt sich also auch hieraus die niedrigere Temperatur der höheren Luftschichten. Bei trockner Luft beträgt die Temperaturabnahme für je 100 m etwa 1°.

Tatsächlich ist aber die Abnahme der Luftwärme in der Höhe keine so große, da wir es in den seltensten Fällen mit trockner Luft zu tun haben und der Feuchtigkeitsgehalt auf die Temperatur von wesentlichem Einfluß ist. Durch die Verdichtung des in der Luft enthaltenen Wasserdampfes wird Wärme (Kondensationswärme) frei, und diese vermindert die Abkühlung der aufsteigenden Luft um ungefähr die Hälfte. Berücksichtigt man auch diesen Umstand, so ergibt sich für Mitteleuropa nach den Jahreszeiten folgende Wärmeabnahme für je 100 m Höhe: im Winter 0,45°, im Frühling 0,67°, im Sommer 0,70°, im Herbst 0,53°. Durchschnittlich ergibt, das auf je

100 m Höhe 0,59° Wärmeabnahme. Mit Hilfe der Höhenlage eines Ortes kann man seine Temperatur auf die des Meerespiegels reduzieren, d. h. man kann berechnen, welche Temperatur an dem betreffenden Orte herrschen würde, wenn man ihn zum Meerespiegel herunterdrücken könnte.

In bezug auf die Höhenverteilung der Wärme finden sich oft bedeutende Abweichungen von obigen Normalsätzen. Ballonfahrten konnten feststellen, daß die Wärmeverteilung in der Höhe eine sehr unregelmäßige ist, daß auf kältere Luftschichten wieder wärmere von bedeutender Mächtigkeit folgen können. Ja bei der sog. Wärmeumkehr (Temperatur-Inversion) nimmt die Wärme sogar von unten nach oben allmählich zu. Diese Erscheinung erklärt sich daraus, daß sich die Erdoberfläche stärker abkühlt als die Luft darüber. Das geschieht besonders des Nachts oder im Winter. In dieser Jahreszeit tritt die Wärmeumkehr besonders in Gebirgstälern in Erscheinung. Wenn dort bei klarem, trockenem Wetter hoher Luftdruck mit absteigendem Luftstrom herrscht, wenn namentlich die Erde mit Schnee bedeckt ist, so strahlt der Boden des Nachts die Wärme sehr lebhaft aus, und auch die unteren Luftschichten kühlen sich schnell ab. Diese abgekühlte Luft ist so schwer, daß sie an den Bergabhängen hinabgleitet und sich unten im Tal am Flusse sammelt. Ihre durch das Hinabsteigen entwickelte geringe Erwärmung verliert sie an der abgekühlten Erde wieder. So ruht über dem Talgrund eine Luftschicht, die derartig abgekühlt ist, daß sie die in ihr enthaltenen Wasserdämpfe nicht mehr aufzulösen vermag. Daher lagert dichter Nebel über dem Grunde. Die häufigen und starken Wärmeumkehrungen drücken die monatliche Durchschnittstemperatur der Gebirgsgegenden bedeutend herab.

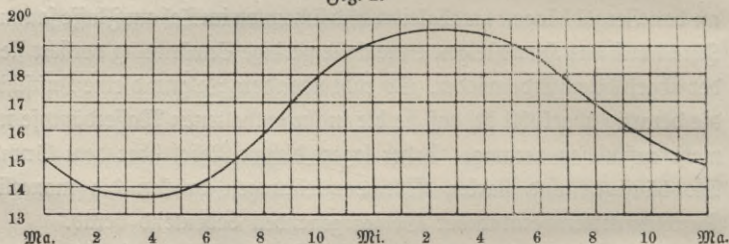
Die Höhenskala der Lufttemperatur erfährt auch dadurch oft bedeutende Abänderungen, daß ein wärmerer Luftstrom über einen kälteren hinstreicht. Überhaupt wird die Eigenwärme der auf- und niedersteigenden Luftströme durch die sie umgebende Temperatur so bedeutend beeinflusst, daß von einer regelmäßigen Abnahme der Luftwärme von unten nach oben nicht die Rede sein kann.

Die Lufttemperatur eines Ortes findet also durch seine Lage zum Äquator, durch die Beschaffenheit der Erdoberfläche, durch seine Höhenlage und den Feuchtigkeitsgehalt der Luft ihre allgemeine Festlegung. Im besonderen ist sie aber täglichen und jährlichen Schwankungen unterworfen. Diese hängen von der stärkeren oder geringeren Durchwärmung der Luft durch die auf- und absteigende Luftbewegung (Konvektion) ab. Die aufsteigende Strömung ist um so lebhafter, je größer die Kraft der Sonnenstrahlen

ist. Diese tritt mit Sonnenaufgang in Wirkung und steigt mit dem höheren Stand der Sonne. Mit der Sonne steigt also auch die Tagestemperatur. Nach Mittag beginnt die Sonne zu sinken, und die Erdoberfläche wird weniger erwärmt; doch die der Erde zugeführte Wärmemenge übertrifft noch die ausgestrahlte, so daß die Temperatur noch im langsamen Steigen bleibt. Erst einige Stunden nach Mittag, wo die Sonne stärker sinkt, hat die Temperatur ihren Höhepunkt erreicht. Sie muß naturgemäß fallen mit dem Sinken der Sonne unter den Horizont; denn dann hört der Einfluß der Sonne auf, und die Erdoberfläche strahlt die Wärme in die Atmosphäre und den Weltraum aus. Es wird daher die niedrigste Temperatur um die Zeit des Sonnenaufgangs eintreten.

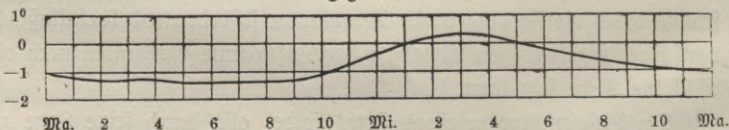
Dieses Auf und Ab der Tagestemperatur vollzieht sich immer und überall in ähnlicher Weise, allerdings mit der Abänderung, daß zu verschiedenen Jahreszeiten und an verschiedenen Orten der Unterschied zwischen Temperaturmaximum und Temperaturminimum (die Amplitude) größer oder geringer ist.

Fig. 2.



Gang der Tagestemperatur in Hamburg im Juli (nach Moh'n).

Fig. 3.



Gang der Tagestemperatur in Hamburg im Januar (nach Moh'n).

Nach obigen Figuren beträgt der Unterschied in der Tagestemperatur im Juli $+19,5^{\circ}$ weniger $13,7^{\circ} = 5,8^{\circ}$, im Januar $+0,3^{\circ}$ weniger $-1,4^{\circ} = 1,7^{\circ}$. Die höchste Temperatur liegt vom Mittag gleich weit entfernt, während die niedrigste Temperatur in beiden Monaten um die Zeit des

Sonnenaufgangs liegt; denn die Sonne geht in Hamburg Mitte Juli 3 Uhr 51 Min., Mitte Januar 8 Uhr 11 Min. auf. Einen ähnlichen Verlauf hat die tägliche Periode der Lufttemperatur in fast allen Gegenden der gemäßigten Zone.

In den kalten Zonen herrscht während der Winterzeit, da die Sonne in derselben von Ende November bis Ende Januar unsichtbar ist, durchschnittlich Tag und Nacht derselbe Wärmegrad, und auch in der Sommerzeit, wo sich die Sonne beständig über dem Horizonte befindet, ist der tägliche Temperaturunterschied nicht bedeutend, höchstens $3,5^{\circ}$. Noch gleichmäßiger ist die tägliche Wärme in den heißen Zonen, wo sich die Tageslänge und der Sonnenstand das ganze Jahr hindurch wenig verändern.

Auch auf dem Meere und in den Küstengegenden sind die täglichen Temperaturunterschiede nicht groß; denn das Meer erwärmt sich am Tage nicht nur langsamer, sondern es strahlt die Wärme des Nachts auch langsamer aus. Erwärmung wie Ausstrahlung werden hier noch durch den häufig bewölkten Himmel verlangsamt, so daß es sich auch hieraus erklärt, daß die Küstenländer nicht so große Gegensätze in der Tagestemperatur aufweisen als die Binnenländer.

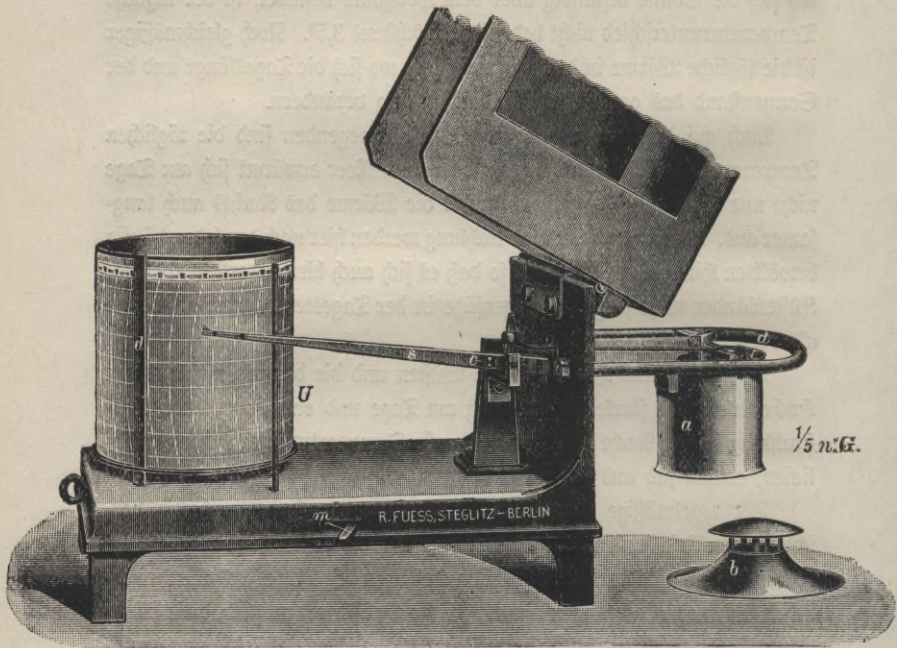
Daß die trockne Luft über den Wüsten und die dünne Luft über den Hochebenen eine starke Einstrahlung am Tage und eine bedeutende Ausstrahlung in der Nacht und dadurch große Temperaturunterschiede ermöglichen, erklärt sich aus sich selbst.

Der regelmäßige Gang der Tagestemperatur kann durch die verschiedensten Ursachen ein sehr unregelmäßiger werden. Diese Unregelmäßigkeiten sucht man dadurch auszugleichen, daß man das Mittel aus allen stündlichen Wärmebeobachtungen nimmt. Es ist aber schwer möglich, diese stündlichen Beobachtungen immer und überall zu machen, selbst die meteorologischen Stationen machen nicht mehr als drei tägliche Beobachtungen, und zwar am zweckmäßigsten morgens 8 Uhr, nachmittags 2 Uhr und abends 7 Uhr. Sehr zweckdienlich ist die Benutzung des Maximum- und Minimumthermometers zur Bestimmung des Tagesmittels. Ein solches Maximum-Minimumthermometer ist der Thermometrograph, der in Fig. 10 wagerecht über dem Psychographen liegt. Das Maximumthermometer (oben) ist mit Quecksilber gefüllt, das trotz des eingeschmolzenen Glasstäbchens ungehindert steigen kann. Beim Sinken aber wird der Quecksilbersaden zerrissen und bleibt auf dem Maximum stehen. Das Minimumthermometer (unten) ist mit Weingeist gefüllt. Steigt die Flüssigkeit, so bleibt der in der-

selben befindliche Glasstift liegen, beim Sinken aber wird er mitgenommen, so daß er also das Temperaturminimum anzeigt. Das Mittel aus der höchsten und niedrigsten Tagestemperatur kommt dem genauen Tagesmittel sehr nahe.

Auf ähnliche Weise kann man auch die Monatsmittel berechnen. Doch empfiehlt sich das nicht, da die vielen Temperaturabweichungen innerhalb

Fig. 4.



Thermograph.

eines Monats ein ungenaues Durchschnittsresultat geben würden. Das Monatsmittel stellt man am besten mit Hilfe des Thermographen (Fig. 4) fest, der zu allen Tageszeiten alle Wärmegrade selbst registriert.

Das Jahresmittel der Temperatur findet man, wenn man jedes Monatsmittel mit der Zahl der Monatstage multipliziert, die Produkte addiert und die Summe durch die Zahl der Jahrestage dividiert.

Auf Grund von zwanzigjähriger Beobachtung lassen sich aus dem gewonnenen Material Normaltemperaturen für jeden einzelnen Tag und

Monat sowie für das ganze Jahr berechnen. Immerhin sind zwanzigjährige Mittel nur ein Nothelf; je länger die Reihe, desto besser.

Auch die jährliche Periode der Lufttemperatur ist wie die täglichen Periode vom Stande der Sonne abhängig, also von der Richtung der Sonnenstrahlen und der Länge des Tages. Von der Mitte des Winters an steigt die Sonne höher, und der Tag wird länger, wodurch eine steigende Temperatur verursacht wird. Mit der Sommer Sonnenwende erreicht die Sonne ihren höchsten Stand und der Tag seine größte Länge. Nun nehmen Sonnenhöhe und Tageslänge wieder ab, die Erde wird weniger erwärmt, immerhin aber noch mehr, als sie durch Ausstrahlung an Wärmemenge verliert, und darum steigt die Temperatur noch etwa einen Monat. Dann ist die Sonne so weit gesunken, daß die Ausstrahlung stärker wird als die Erwärmung — der Herbst tritt ein. Hat die Sonne zur Zeit der Winter Sonnenwende ihren tiefsten Stand erreicht, so sinkt die Temperatur noch mehr, weil die schwache Sonnenbestrahlung die Erdausstrahlung noch nicht überwindet. Erst einen Monat später ist sie dazu imstande, und nun beginnt die Temperatur wieder zu steigen.

Dieses Auf und Ab der Jahrestemperatur vollzieht sich überall in ähnlicher Weise, allerdings mit der Abänderung, daß der Unterschied zwischen dem Temperaturmaximum und dem Temperaturminimum (Jahresamplitude) verschieden groß ist.

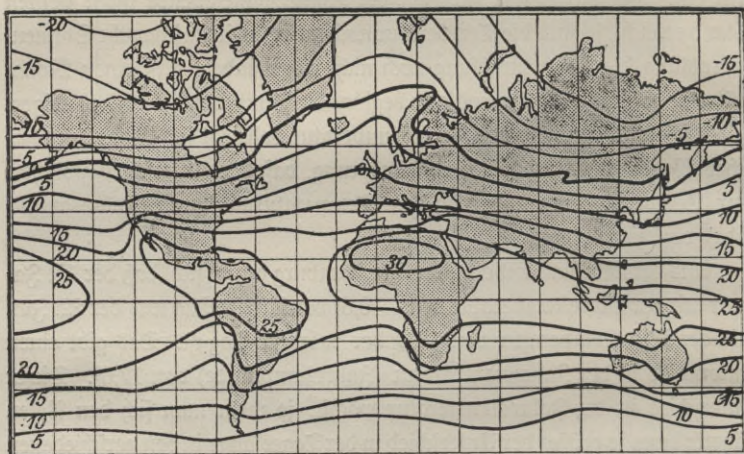
Aus den Normaltemperaturen für Hamburg ergibt sich, daß der 15. Januar mit der Mitteltemperatur von $-0,3^{\circ}$ der kälteste Tag und der 22. Juli mit der Mitteltemperatur von $17,3^{\circ}$ der wärmste Tag ist. Das gibt einen Unterschied in der Jahrestemperatur (Jahresamplitude) von $17,6^{\circ}$. Dieser Unterschied in der Jahrestemperatur wächst, je mehr man sich den Polen nähert; denn je größer der Unterschied in der Tageslänge in den verschiedenen Jahreszeiten wird, desto größer muß auch der Unterschied in der Jahrestemperatur werden. Am Pol dürfte er etwa 37° betragen. Je mehr man sich aber dem Äquator nähert, desto geringer wird der Unterschied der Temperatur im ganzen Jahre. Er beträgt z. B. in Batavia (6° südlich vom Äquator) nur $26,4^{\circ} - 25,2^{\circ} = 1,2^{\circ}$.

Was im allgemeinen über die Veränderung der Jahrestemperatur auf den einzelnen Breitenkreisen gilt, das trifft für die einzelnen Orte durchaus nicht zu. Der Unterschied der Jahrestemperatur beträgt im Nordosten Sibiriens 66° , also 29° mehr als am Nordpol; er beträgt im Innern Spaniens 20° , also $2,5^{\circ}$ mehr als in Hamburg. Die Lage des Ortes im Festland oder am Meere wirkt entscheidend, obgleich auch noch andere Umstände

von Einfluß auf die Ortstemperatur sein können. Die Wärmeabweichung eines Ortes zwischen seiner Mitteltemperatur und der Mitteltemperatur seines Breitengrades nennt man thermische Anomalie. Diese ist positiv, wenn die Temperatur höher, und negativ, wenn sie niedriger ist als die Mitteltemperatur des Breitengrades.

Man hat für die verschiedensten Orte, sowohl über dem Meere als auf dem Festlande, die mittlere Jahrestemperatur berechnet. Die Orte mit gleicher Jahrestemperatur hat man auf einer Karte durch Linien verbunden, diese nennt man Linien gleicher Wärme oder Isothermen. Für alle Orte ist die Wärme dabei auf die Lage des Meeresspiegels reduziert. Die Karte der Jahresisothermen (Fig. 5) zeigt uns die Verteilung der Lufttemperatur

Fig. 5.



Karte der Jahresisothermen.

über der Erdoberfläche und die Abweichungen von den Breitengraden augenfällig.

Diese Abweichungen sind auf der nördlichen Halbkugel bedeutend, und zwar zeigen sich über den Meeren große Ausbuchtungen der Isothermen nach Norden, womit bewiesen ist, daß bei gleicher Breite die Wärme über dem Meere größer ist als über dem Festlande. Auf der südlichen Halbkugel sind so große Abweichungen nicht vorhanden, da es hier nur wenig Festland gibt. Die geringen Abweichungen sind schwache Ausbuchtungen der Isothermen über dem Festlande nach Süden, womit bewiesen ist, daß hier die

Luft über dem Meere etwas kühler ist als über dem Festlande. Das erklärt sich daraus, daß ein großer Teil der Wärme zur Verdunstung des Meeresswassers und zum Schmelzen des Südpolareises verbraucht wird.

Die Isothermenkarten für den Januar und den Juli als den Monaten mit den Temperaturextremen gleichen in bezug auf den Verlauf der Linien gleicher Wärme im großen und ganzen der Isothermenkarte des Jahres. Im einzelnen zeigt die Isothermenkarte des Januar, daß die kältesten Punkte nicht etwa beim Nordpol, sondern in Grönland (-40°) und im nordöstlichen Sibirien (-51°) liegen, während die Isothermenkarte des Juli das Innere Afrikas und Kalifornien als die wärmsten Erdrichie ausweist, in denen die mittlere Wärme über 35° beträgt. Ohne Rücksichtnahme auf diese und andere thermische Anomalien ergeben sich für die verschiedenen Breitengrade im Januar und Juli folgende Temperatur-Mittelwerte:

Fig. 6.

Skala der Mitteltemperaturen des Januar.

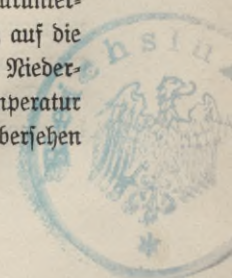
Parallelfreis	80	70	60	50	40	30	20	10	Äquat.
Nördl. Breite .	-32°	$-25,5^{\circ}$	-16°	$-7,2^{\circ}$	$3,9^{\circ}$	$13,9^{\circ}$	$21,7^{\circ}$	$25,7^{\circ}$	$26,2^{\circ}$
Südl. Breite .	—	—	—	$8,1^{\circ}$	$16,1^{\circ}$	$22,6^{\circ}$	$25,5^{\circ}$	$25,9^{\circ}$	

Fig. 7.

Skala der Mitteltemperaturen des Juli.

Parallelfreis	80	70	60	50	40	30	20	10	Äquat.
Nördl. Breite . .	$2,6^{\circ}$	$7,3^{\circ}$	$14,1^{\circ}$	$18,1^{\circ}$	$23,8^{\circ}$	$27,4^{\circ}$	$28,1^{\circ}$	$26,7^{\circ}$	$25,5^{\circ}$
Südl. Breite . .	—	—	—	$3,2^{\circ}$	$9,7^{\circ}$	$15,3^{\circ}$	$20,5^{\circ}$	24°	

Die Feststellungen über die Wärmeverteilung haben zwar hauptsächlich Bedeutung für die klimatologischen Verhältnisse; da aber diese auch für die Witterungserscheinungen der einzelnen Orte von Einfluß sind, darf die Wetterkunde sie, wie überhaupt die Gesetze der Wärmeveränderung, nicht außer acht lassen. Vor allem steht fest, daß die Wärme für die Atmosphäre die erste bewegende Ursache ist. Zwar haben die lokalen Temperaturunterschiede wenig Einfluß auf die Witterungsänderung, wenig Einfluß auf die wässerigen Lufterscheinungen, auf den Luftdruck, den Wind und die Niederschläge; zu leugnen ist jedoch die ursächliche Bedeutung der Temperatur für genannte Witterungserscheinungen nicht. Es darf nur nicht übersehen



werden, daß die genannten Witterungswirkungen der Temperatur wieder rückwirkenden Einfluß auf ihre Ursache, die Temperatur, haben.

Die Wechselwirkung wurde in bezug auf den Feuchtigkeitsgehalt der Luft und in bezug auf den Luftdruck schon wiederholt angedeutet, sie bedarf aber für eine sichere Wettervorausage wie alle anderen Erscheinungen einer eingehenden Beachtung.

Der Feuchtigkeitsgehalt der Luft.

Die Wärme ist für den Feuchtigkeitsgehalt der Luft von urfächlicher Bedeutung. Das Wasser befindet sich in der Form des Wasserdampfes in der Luft. In diesen gasförmigen Zustand geht es aus seinem tropfbarflüssigen Zustand über durch die Wärme, und zwar dadurch, daß diese eine Verdampfung oder Verdunstung des Wassers hervorruft. Bei der Verdampfung wirkt die Wärme von unten auf das Wasser, und der Wasserdampf steigt infolge seiner geringeren Schwere in Blasen an die Oberfläche. Bei einem Luftdruck von 760 mm siedet reines Wasser bei 100°. Bei geringerem Luftdruck kocht es schon bei einer niedrigeren Temperatur, würde es bei 4,6 mm Luftdruck doch sogar schon bei 0° sieden. Bei der Verdunstung dagegen geht die Verwandlung des Wassers in Wasserdampf an der Oberfläche vor sich, und zwar bei jeder Temperatur. Darum ist in der Luft immer und überall Feuchtigkeit enthalten.

Bei der Verdampfung und Verdunstung geht Wärme verloren. Das ist die gebundene oder latente Wärme, die bei der Verdichtung des Wasserdampfes zu Wasser wieder frei wird. Je größer die Wärme ist, je weniger wird von ihr bei der Verdunstung verbraucht.

Die Wasserdämpfe sind infolge ihres gasförmigen Zustandes elastisch wie die Luft und auch mit einer ähnlichen Spannkraft wie diese versehen. Sie üben daher nach allen Seiten einen Druck aus. Dieser ist um so größer, je mehr Wasserdampf die Luft aufnimmt. Sie kann bei einem gewissen Wärmegrad immer nur eine bestimmte Menge Dampf aufnehmen, und zwar je mehr, je höher die Temperatur ist. Bei sinkender Temperatur verdichtet sich daher der Wasserdampf wieder zu Wasser. Wenn so viel Wasserdampf in der Luft vorhanden ist, als sie bei bestehender Wärme aufnehmen vermag, so sagt man: die Luft ist gesättigt. Diesen Punkt nennt man Taupunkt.

Die Lebhaftigkeit der Verdunstung hängt außer von der Temperaturhöhe noch von manchen anderen Umständen ab. Erstes Erfordernis ist, daß

die Luft noch nicht gesättigt ist. Vielmehr je trockner die Atmosphäre ist, um so lebhafter ist die Verdunstung; daher ist sie lebhafter im Sommer als im Winter, reger im Sonnenschein als im Schatten, schneller über der Wüste als über dem Meere. Auch durch die Luftbewegung wird sie wesentlich gefördert, weil die über einer Gegend lagernde feuchte Luft dadurch fortgeschafft und einer trocknen Luft Platz gemacht wird. Je feuchter die Erdoberfläche ist, um so größer wird die Verdunstungsmenge sein; daher finden wir viele Wasserdämpfe über den Meeren, Seen und Flüssen, und zwar um so mehr, je größer die Verdunstungsfläche ist. Der Verdunstungsgrad hängt auch von der sonstigen Beschaffenheit der Verdunstungsfläche ab. Eine freie Wasserfläche gibt mehr Wasserdampf als feuchte Erde, aber weniger als nasser Grasboden. Daher haben wir gerade über niedrigen Wiesen reichliche Verdunstung. Da die Atmosphäre und der Wasserdampf auf denselben Raum angewiesen sind, wird die Verdunstung auch um so lebhafter sein, als der Luftdruck geringer ist. Reines Wasser verdunstet leichter als Salzwasser, weil das Salz an der Verdunstung nicht teilnimmt und daher die des Wassers verlangsamt.

Die Größe der Verdunstung steigt und fällt mit der Lufttemperatur. Sie ist daher an den verschiedensten Orten der Erde sehr verschieden. Man mißt sie mit dem Verdunstungsmesser (Atemometer). Sie beträgt unter dem 10. Grad nördl. Breite in Südamerika jährlich etwa 3520 mm, in Sydnay (34. Grad südl. Breite) 1200 mm, auf Madeira (34 $\frac{1}{2}$ ° nördl. Breite) 2030 mm, an der englischen Küste 900 mm, in London 650 mm.

Die Menge des in der Luft enthaltenen Wasserdampfes oder die absolute Feuchtigkeit derselben mißt man, indem man das Gewicht des in 1 Kubikmeter Luft enthaltenen Wasserdampfes feststellt, oder man mißt den Druck des Wasserdampfes mit dem Barometer. Wiegt z. B. der Wasserdampf, der in 1 cbm enthalten ist, 4 g, so beträgt sein Druck fast genau 4 mm.

Berechnet man das Verhältnis der absolut vorhandenen Feuchtigkeit zu der bei der gesättigten Luft überhaupt möglichen Feuchtigkeitsmenge, so gewinnt man die relative Feuchtigkeit. Man benutzt bei dieser Berechnung nachstehende Skala (Fig. 8 Seite 28), welche das Maximum von Druck und Gewicht bei den verschiedensten Temperaturen angibt.

Bei einer Temperatur von 15° könnte der Wasserdampfdruck 12,7 mm betragen. Beträgt er in Wirklichkeit nur 8 mm, so sind dies 63 Prozent des Maximums. Es wäre also bei 18° Wärme und 8 mm Wasserdampfdruck erst eine erhebliche Abkühlung nötig, wenn der Taupunkt, also Niedererschlag

Fig. 8.

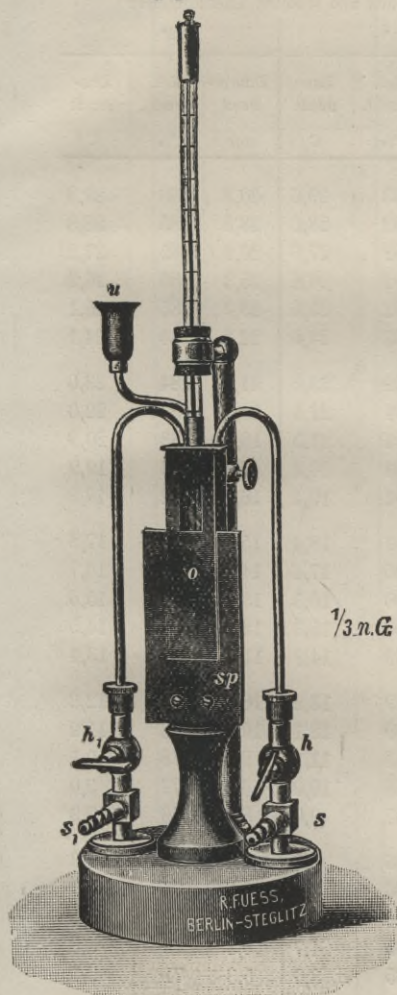
Temperatur in Grad	Wasserdampfdruck in mm	Gewicht in g	Temperatur in Grad	Wasserdampfdruck in mm	Gewicht in g
— 35	0,2	0,2	15	12,7	12,7
— 30	0,4	0,4	16	13,5	13,5
— 25	0,7	0,7	17	14,4	14,4
— 20	1	1,1	18	15,3	15,3
— 15	1,5	1,6	19	16,3	16,2
— 10	2,2	2,3	20	17,4	17,1
— 5	3,2	3,4	21	18,5	18,1
— 0	4,6	4,9	22	19,6	19,3
1	4,9	5,2	23	20,9	20,4
2	5,3	5,6	24	22,2	21,6
3	5,7	6	25	23,5	22,8
4	6,1	6,4	26	25	24,1
5	6,5	6,8	27	26,5	25,5
6	7	7,2	28	28,1	27
7	7,5	7,7	29	29,7	28,5
8	8	8,2	30	31,5	30,1
9	8,6	8,8	31	33,4	31,7
10	9,2	9,4	32	35,3	33,5
11	9,8	10	33	37,4	35,3
12	10,4	10,6	34	39,5	37,2
13	11,1	11,3	35	41,8	39,2
14	11,9	12			

erreicht werden sollte. Bei einem höheren Wasserdampfdruck dagegen würde nur eine geringe Abkühlung notwendig sein, damit der Taupunkt erreicht wird.

Dieser Taupunkt ist für die Wetterbestimmung in bezug auf die Niederschläge von entscheidender Bedeutung. Seine Bestimmung geschieht am genauesten durch das Kondensations-Hygrometer (Fig. 9). Dies Hygrometer besteht aus einem Metallgefäß, dessen eine Seite spiegelnd poliert ist. Im Innern befindet sich eine Zerstäubungseinrichtung. In das Gefäß ist ein Thermometer eingesteckt. Füllt man eine leicht verdampfende Flüssigkeit (Schwefeläther) in das Gefäß und bringt sie durch Einblasen von Luft mittels des Zerstäubers zu lebhafter Verdampfung, so kühlen sich die Gefäßwände allmählich ab, und sobald der Taupunkt erreicht ist, überzieht sich der Spiegel mit einem feinen Hauch. In diesem Moment ist der Thermometerstand abzulesen.

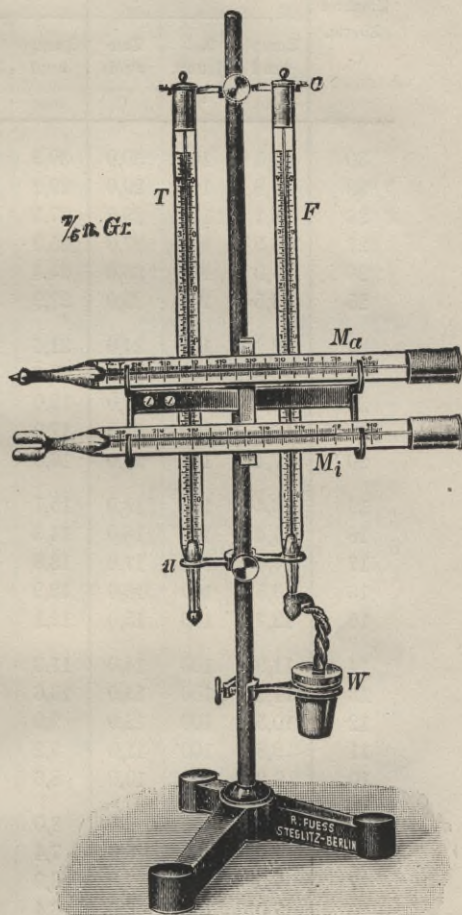
Einfacher ist die Feststellung der Luftfeuchtigkeit mit Hilfe des Psychrometers (Fig. 10). Er besteht aus dem „trocknen Thermometer“ zur Be-

Fig. 9.



Kondensations-Hygrometer
nach Alluard.

Fig. 10.



Psychrometer mit Centesimalthermometer.

Fig. 11.

Psychrometertafel.

Feuchtes Therm. C	Differenz zwischen dem trockenen und feuchten Thermometer:								
	0°			1°			2°		
	Dampf- druck mm	Rel. Feucht. %	Tau- punkt C	Dampf- druck mm	Rel. Feucht. %	Tau- punkt C	Dampf- druck mm	Rel. Feucht. %	Tau- punkt C
30	31,5	100	30,0	30,9	93	29,6	30,3	86	29,3
29	29,8	100	29,0	29,2	92	28,6	28,5	85	28,3
28	28,1	100	28,0	27,5	92	27,6	26,9	85	27,2
27	26,5	100	27,0	25,9	92	26,6	25,3	85	26,2
26	25,0	100	26,0	24,4	92	25,6	23,7	85	25,1
25	23,5	100	25,0	22,9	92	24,6	22,3	84	24,1
24	22,2	100	24,0	21,6	92	23,5	21,0	84	23,0
23	20,9	100	23,0	20,3	91	22,5	19,7	83	22,0
22	19,7	100	22,0	19,0	91	21,5	18,4	83	20,9
21	18,5	100	21,0	17,9	91	20,4	17,3	83	19,9
20	17,4	100	20,0	16,8	91	19,4	16,2	82	18,2
19	16,4	100	19,0	15,7	91	18,4	15,1	82	17,8
18	15,4	100	18,0	14,8	90	17,4	14,1	81	16,7
17	14,4	100	17,0	13,8	90	16,3	13,2	81	15,6
16	13,5	100	16,0	12,9	90	15,3	12,3	80	14,5
15	12,7	100	15,0	12,1	89	14,2	11,5	80	13,4
14	11,9	100	14,0	11,3	89	13,2	10,7	79	12,3
13	11,2	100	13,0	10,6	89	12,1	10,0	78	11,2
12	10,5	100	12,0	9,9	88	11,1	9,3	78	10,1
11	9,8	100	11,0	9,2	88	10,0	8,6	77	9,0
10	9,2	100	10,0	8,6	87	9,0	8,0	76	7,9
9	8,6	100	9,0	8,0	86	7,9	7,4	75	6,8
8	8,0	100	8,0	7,4	86	6,9	6,8	74	5,6
7	7,5	100	7,0	6,9	86	5,8	6,3	73	4,5
6	7,0	100	6,0	6,4	85	4,7	5,8	72	3,3
5	6,5	100	5,0	5,9	85	3,6	5,3	71	2,1
4	6,1	100	4,0	5,5	84	2,5	4,9	70	0,9
3	5,7	100	3,2	5,1	83	1,5	4,5	69	— 0,3
2	5,3	100	2,0	4,7	83	0,3	4,1	67	— 1,5
1	4,9	100	1,0	4,4	82	— 0,7	3,8	66	— 2,7
0	4,6	100	0,0	4,0	81	— 1,8	3,4	64	— 3,9

Psychrometertafel.

Feuchtes Therm. C	Differenz zwischen dem trockenen und feuchten Thermometer:								
	3°			4°			5°		
	Dampf- druck mm	Rel. Feucht. %	Tau- punkt C	Dampf- druck mm	Rel. Feucht. %	Tau- punkt C	Dampf- druck mm	Rel. Feucht. %	Tau- punkt C
30	29,7	79	28,9	—	—	—	—	—	—
29	27,9	79	27,9	27,3	73	27,5	—	—	—
28	26,2	79	26,8	25,6	72	26,4	25,0	67	26,0
27	24,6	78	25,8	24,0	72	25,3	23,4	66	24,9
26	23,1	78	24,7	22,5	71	24,2	21,9	65	23,8
25	21,7	77	23,6	21,1	71	23,1	20,5	65	22,7
24	20,3	77	22,6	19,7	70	22,0	19,1	64	21,5
23	19,0	76	21,5	18,4	69	20,9	17,8	63	20,4
22	17,8	76	20,4	17,2	69	19,8	16,6	63	19,2
21	16,7	75	19,3	16,0	68	18,7	15,4	62	18,1
20	15,6	74	18,2	14,9	67	17,6	14,3	61	16,9
19	14,5	74	17,1	13,9	66	16,5	13,3	60	15,7
18	13,5	73	16,0	12,9	66	15,2	12,3	59	14,5
17	12,6	72	14,9	12,0	65	14,1	11,4	58	13,3
16	11,7	72	13,7	11,1	64	12,9	10,5	57	12,1
15	10,9	71	12,6	10,3	63	11,7	9,7	55	10,8
14	10,1	70	11,4	9,5	62	10,5	8,9	54	9,5
13	9,3	69	10,3	8,7	61	9,3	8,1	53	8,2
12	8,6	68	9,1	8,0	59	8,0	7,4	52	6,9
11	8,0	67	7,9	7,4	58	6,8	6,8	50	5,5
10	7,4	66	6,7	6,8	57	5,5	6,2	48	4,1
9	6,8	65	5,5	6,2	55	4,1	5,6	47	2,7
8	6,2	63	4,2	5,6	54	2,8	5,0	45	1,2
7	5,7	62	3,0	5,1	52	1,5	4,5	43	— 0,3
6	5,2	61	1,7	4,6	50	0,0	4,0	41	— 1,9
5	4,7	59	0,4	4,1	48	— 1,4	3,5	39	— 3,4
4	4,3	57	— 0,9	3,7	46	— 2,8	3,1	36	— 5,1
3	3,9	56	— 2,2	3,3	44	— 4,3	2,7	34	— 6,8
2	3,5	54	— 3,5	2,9	42	— 5,9	2,3	31	— 8,7
1	3,2	52	— 4,9	2,6	39	— 7,5	2,0	28	— 10,7
0	2,8	50	— 6,3	2,2	36	— 9,2	1,6	25	— 13,0

Psychrometertafel.

Feuchtes Therm. C	Differenz zwischen dem trockenen und feuchten Thermometer:								
	0°			1°			2°		
	Dampf- druck mm	Rel. Feucht. %	Tau- punkt C	Dampf- druck mm	Rel. Feucht. %	Tau- punkt C	Dampf- druck mm	Rel. Feucht. %	Tau- punkt C
0	4,6	100	0,0	4,1	82	— 1,7	3,5	67	— 3,5
— 1	4,3	100	— 1,0	3,7	81	— 2,8	3,2	65	— 4,6
— 2	4,0	100	— 2,0	3,4	80	— 3,8	2,9	63	— 5,9
— 3	3,7	100	— 3,0	3,1	79	— 5,0	2,6	61	— 7,3
— 4	3,4	100	— 4,0	2,9	78	— 6,1	2,3	59	— 8,6
— 5	3,1	100	— 5,0	2,6	77	— 7,3	2,1	57	— 9,9
— 6	2,9	100	— 6,0	2,4	76	— 8,4	1,9	55	— 11,4
— 7	2,7	100	— 7,0	2,2	74	— 9,6	1,6	52	— 13,0
— 8	2,5	100	— 8,0	1,9	73	— 10,9	1,4	49	— 14,7
— 9	2,3	100	— 9,0	1,7	71	— 12,2	1,2	46	— 16,5
— 10	2,1	100	— 10,0	1,6	69	— 13,6	1,0	42	— 18,5
— 11	1,9	100	— 11,0	1,4	67	— 14,9	0,9	39	— 20,4
— 12	1,8	100	— 12,0	1,3	65	— 16,2	0,7	35	— 22,6
— 13	1,6	100	— 13,0	1,1	63	— 17,7	0,6	31	— 24,8
— 14	1,5	100	— 14,0	1,0	61	— 19,0	0,5	27	— 27,5
— 15	1,4	100	— 15,0	0,9	58	— 20,6	0,4	22	— 30,3
— 16	1,3	100	— 16,0	0,8	55	— 22,1	0,3	16	— 33,9
— 17	1,2	100	— 17,0	0,7	52	— 23,7	0,2	11	—
— 18	1,1	100	— 18,0	0,6	48	— 25,4	0,1	4	—
— 19	1,0	100	— 19,0	0,5	45	— 27,3	—	—	—
— 20	0,9	100	— 20,0	0,4	40	— 29,2	—	—	—
— 21	0,8	100	— 21,0	0,3	36	— 31,2	—	—	—
— 22	0,8	100	— 22,0	0,3	31	— 33,5	—	—	—
— 23	0,7	100	— 23,0	0,2	25	—	—	—	—
— 24	0,6	100	— 24,0	0,1	19	—	—	—	—
— 25	0,6	100	— 25,0	0,1	12	—	—	—	—
— 26	0,5	100	— 26,0	—	—	—	—	—	—
— 27	0,5	100	— 27,0	—	—	—	—	—	—
— 28	0,5	100	— 28,0	—	—	—	—	—	—
— 29	0,4	100	— 29,0	—	—	—	—	—	—
— 30	0,4	100	— 30,0	—	—	—	—	—	—

Psychrometertafel.

Feuchtes Therm. C	Differenz zwischen dem trockenen und feuchten Thermometer:								
	3°			4°			5°		
	Dampf- druck mm	Rel. Feucht. %	Tau- punkt C	Dampf- druck mm	Rel. Feucht. %	Tau- punkt C	Dampf- druck mm	Rel. Feucht. %	Tau- punkt C
0	3,0	53	— 5,5	2,5	40	— 7,8	2,0	30	— 10,5
— 1	2,7	51	— 6,9	2,2	38	— 9,5	1,6	27	— 12,9
— 2	2,4	48	— 8,4	1,9	35	— 11,4	1,3	23	— 15,5
— 3	2,1	45	— 9,9	1,6	32	— 13,5	1,0	19	— 18,4
— 4	1,8	43	— 11,6	1,3	28	— 15,8	0,8	15	— 21,7
— 5	1,6	40	— 13,5	1,0	24	— 18,5	—	—	—
— 6	1,3	36	— 15,5	0,8	20	— 21,4	—	—	—
— 7	1,1	32	— 17,7	0,6	16	— 25,0	—	—	—
— 8	0,9	28	— 20,2	0,4	11	— 29,8	—	—	—
— 9	0,7	24	— 23,1	0,2	6	—	—	—	—
— 10	0,5	20	— 26,4	—	—	—	—	—	—
— 11	0,4	15	— 30,3	—	—	—	—	—	—
— 12	0,2	10	— 35,0	—	—	—	—	—	—
— 13	0,1	4	—	—	—	—	—	—	—

Bemerkung: Während des ganzen Jahres beträgt in unseren Gegenden die Differenz zwischen der Temperatur des feuchten Thermometers in irgend einer Nachmittagsstunde und der niedrigsten Temperatur des trockenen Thermometers in der nächsten Nacht höchstens 3—4° C.

stimmung der Lufttemperatur und aus dem „feuchten Thermometer“, dessen Kugel mit einem dünnen, angefeuchteten Zeugstoff umgeben ist. Die Feuchtigkeit verdunstet, und die bei der Verdunstung verbrauchte Wärme wird dem feuchten Thermometer entzogen. Je trockner und wärmer die Luft, desto schneller geht die Verdunstung vor sich, und desto tiefer stellt sich das feuchte Thermometer unter dem trockenen ein. Je größer die Differenz zwischen beiden Thermometern ist, je trockener ist die Luft. Bei gesättigter Luft wird keine Differenz vorhanden sein.*) Dazu eingerichtete

*) Für die Feststellung der relativen Luftfeuchtigkeit hat Ashmanns Aspirationspsychrometer den Vorzug, daß es gegen äußere Strahlungseinflüsse geschützt ist und durch einen Aspirator dem Thermometergefäß einen konstanten Luftstrom zuführt.

Tabellen, genannt Psychrometertafeln (Fig. 11), lassen mit Leichtigkeit den Dampfdruck, die relative Feuchtigkeit und den Taupunkt erkennen.

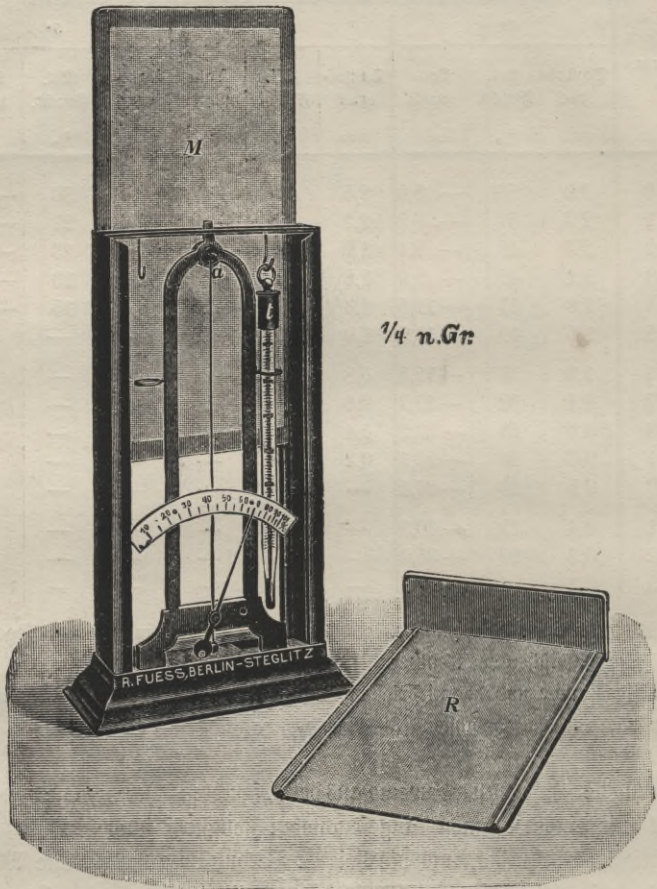


Fig. 12. Haarhygrometer.

Nachstehendes Beispiel zeigt, wie die Psychrometertafel zu benutzen ist.

Trocknes Thermometer	Feuchtes Thermometer	Differenz	Dampfdruck	Relative Feuchtigkeit	Taupunkt
15°	13°	2°	10 mm	78	11,2°

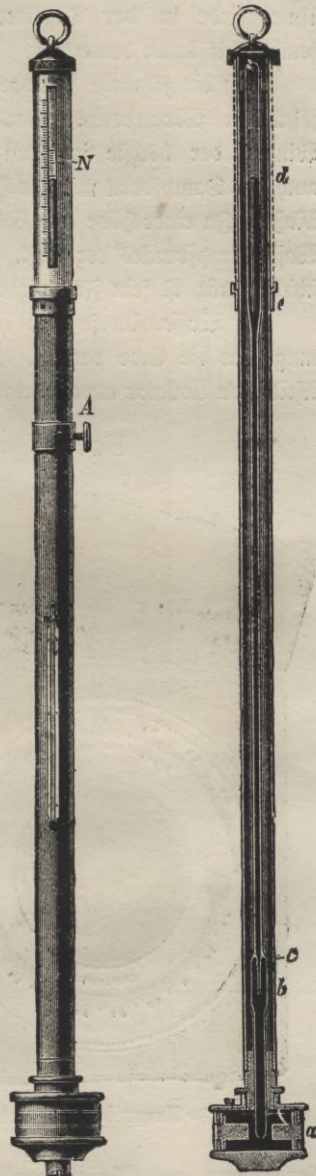
Benutzt man das Psychrometer, so genügt bei einer Temperatur von über 0° eine Beobachtungsfrist von 5—10 Minuten, bei einer Temperatur

von unter 0° ist eine Beobachtung von einer viertel bis halben Stunde nötig. Luftzug beschleunigt aber die Verdunstung.

Das Haarhygrometer (Fig. 12) ist für die Bestimmung der relativen Feuchtigkeit nicht so zuverlässig, namentlich nicht bei feuchter Witterung. Seine Tätigkeit beruht auf der Tatsache, daß ein entfettetes Haar sich durch Feuchtigkeit ausdehnt und durch Trockenheit verkürzt, und so ist es imstande, die Schwankungen in den Feuchtigkeitsmengen der Luft mittels eines Zeigers und einer Skala anzuzeigen.

Diese Schwankungen sind wie die Wärmeveränderungen einer täglichen und einer jährlichen Periode unterworfen. Die tägliche Periode der Luftfeuchtigkeit entspricht in ihrem Auf und Ab im großen und ganzen der täglichen Wärmeperiode, d. h. der Feuchtigkeitsgehalt ist um Sonnenaufgang am geringsten, etwa um nachmittags 2 Uhr am höchsten und beginnt dann wieder zu sinken. Wenigstens ist dies in den Küstenländern und über dem Meere der Fall. In den Binnenländern dagegen ist der Feuchtigkeitsgehalt gerade in der wärmeren Tageszeit geringer als vormittags und abends. Dies erklärt sich daraus, daß bei dem Temperaturmaximum der lebhaft aufsteigende Luftstrom die Wasserdämpfe mit sich führt und sie den niederen Luftschichten entzieht. Die nach 2 Uhr einsetzende und fortschreitende Abkühlung führt gegen Abend zur Verdichtung des Wasserdampfes, zum

Fig. 13.



Stations-Quecksilber-Barometer
(Inneres und Äußeres).

Tau. Im Winter macht sich in unseren Breiten wegen der geringen Unterschiede in der Tagestemperatur die tägliche Periode der Luftfeuchtigkeit kaum bemerkbar.

Auch die jährliche Periode des Feuchtigkeitsgehaltes schließt sich der jährlichen Wärmeperiode an: der geringste Dampfdruck herrscht im Winter, der höchste im Juli oder August. Wie die Wärme nimmt auch der Dampfdruck mit der Höhe ab, und zwar in noch bedeutenderem Maße. In einer Höhe von 6500 m beträgt er nur noch $\frac{1}{10}$ des sonstigen Wasserdampfdruckes der Luft. Nur wenn dieser Punkt in eine Wolkenschicht gerät, ist sein Feuchtigkeitsgehalt sehr groß.

Die Wasserdämpfe sind horizontal entsprechend der Wärmeverbreitung über die Erde verteilt. Im Januar beträgt der Dampfdruck in Afrika am Äquator etwa 26 mm, in Westeuropa 5—10 mm, in Osteuropa

Fig. 14.



Stations-Aneroid-Barometer. ca. $\frac{1}{3}$ n. G.

Wärmegrad wieder erhöht wird durch die bei der Verdichtung des Wasserdampfes freiverdende Wärme. Wärme und Feuchtigkeit haben aber auch gemeinsam Einfluß auf die andern Er-

2—5 mm, in Nord-Amerika und Nord-Asien sinkt er unter 1 mm. Im Juli liegt der höchste Dampfdruck etwas nördlich vom Äquator. In Europa nimmt er von Süd-Südost nach Nord-Nordwest rasch ab. — Ist somit der Feuchtigkeitsgehalt der Luft und seine Verteilung über die Erde ein Resultat der Wärme, so wird umgekehrt die Feuchtigkeit wieder von rückwirkender Bedeutung für die Wärme. Das geht einmal daraus hervor, daß bei der Verdunstung Wärme verloren geht, zum andern daraus, daß der

scheinungen der Witterung, vor allem auf den Luftdruck als den für die Wetterkunde wichtigsten Faktor.

Der Luftdruck.

Wenn in der Wetterkunde vom Luftdruck die Rede ist, so ist dabei nicht an den Druck zu denken, den wir eingangs als Gewicht der Atmosphäre bezeichneten, und der zum Wesen eines jeden Körpers gehört, sondern an den Druck, den die Luft vermöge ihrer Elastizität nach allen Seiten ausübt in dem Bestreben der Einzelteilchen, sich möglichst weit voneinander zu entfernen. Der Luftdruck als Gewicht der gesamten Luftmasse bleibt immer derselbe, der Luftdruck aber im Sinne der Meteorologie, die Spannkraft, ist wandelbar, und zwar richtet sich die Größe der Spannkraft danach, ob die Luft infolge der wechselnden Temperaturhöhe dünner oder dichter und infolge des wechselnden Feuchtigkeitsgehaltes leichter oder schwerer ist.

Als Maß für den Luftdruck nimmt man den Druck an, der bei 0° unter dem 45. Breitengrad auf dem Meerespiegel mit 760 mm festgestellt ist. Unter den genannten Umständen ist nämlich die Luft imstande, einer Quecksilberssäule von 760 mm das Gleichgewicht zu halten. Wird nun eine solche Quecksilberssäule mit einer Skala versehen, die eine metrische Maßeinteilung trägt, so ist diese Vorrichtung, Quecksilberbarometer genannt (Fig. 13), ein geeignetes Instrument zum Messen des Luftdrucks. Das Aneroidbarometer (Fig. 14) ist zwar handlicher, aber weniger zuverlässig; denn seine

Fig. 15.

Temp. C	Angezeigter Barometerstand							
	660	680	700	720	740	760	780	800
0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3
3	0,3	0,3	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4
4	0,4	0,4	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
5	0,5	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,7
6	0,6	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,8	0,8
7	0,7	0,8	0,8	0,8	0,8	0,9	0,9	0,9

Fig. 15.

Temp. C	Angezeigter Barometerstand							
	660	680	700	720	740	760	780	800
8	0,9	0,9	0,9	0,9	1,0	1,0	1,0	1,1
9	1,0	1,0	1,0	1,1	1,1	1,1	1,2	1,2
10	1,1	1,1	1,1	1,2	1,2	1,2	1,3	1,3
11	1,2	1,2	1,2	1,3	1,3	1,4	1,4	1,4
12	1,3	1,3	1,4	1,4	1,4	1,5	1,5	1,6
13	1,4	1,4	1,5	1,5	1,6	1,6	1,6	1,7
14	1,5	1,5	1,6	1,6	1,7	1,7	1,8	1,8
15	1,6	1,7	1,7	1,7	1,8	1,8	1,9	1,9
16	1,7	1,8	1,8	1,9	1,9	2,0	2,0	2,1
17	1,8	1,9	1,9	2,0	2,0	2,1	2,1	2,2
18	1,9	2,0	2,0	2,1	2,2	2,2	2,3	2,3
19	2,0	2,1	2,2	2,2	2,3	2,3	2,4	2,5
20	2,1	2,2	2,3	2,3	2,4	2,5	2,5	2,6
21	2,2	2,3	2,4	2,4	2,5	2,6	2,6	2,7
22	2,3	2,4	2,5	2,6	2,6	2,7	2,8	2,8
23	2,5	2,5	2,6	2,7	2,8	2,8	2,9	3,0
24	2,6	2,6	2,7	2,8	2,9	2,9	3,0	3,1
25	2,7	2,7	2,8	2,9	3,0	3,1	3,2	3,2
26	2,8	2,9	2,9	3,0	3,1	3,2	3,3	3,4
27	2,9	3,0	3,1	3,1	3,2	3,3	3,4	3,5
28	3,0	3,1	3,2	3,3	3,3	3,4	3,5	3,6
29	3,1	3,2	3,3	3,4	3,5	3,6	3,7	3,7
30	3,2	3,3	3,4	3,5	3,6	3,7	3,8	3,9

Teilung ist selten genau und seine dauernde Berichtigung lästig und schwierig.

Doch auch die Angaben des Quecksilberbarometers bedürfen nach verschiedenen Richtungen hin der Korrektur. Da die Quecksilberfäule des Barometers mit der Temperatur steigt, muß die Barometerhöhe zwecks genauer Beobachtung stets auf 0° reduziert werden. Zu dem Zweck befindet

sich an jedem guten Barometer ein Thermometer, das die Quecksilbertemperatur angibt. Aus vorstehender Skala (Fig. 15) ist ersichtlich, wieviel mm bei den verschiedensten Wärmegraden von der angezeigten Barometerhöhe in Abzug zu bringen sind, um den wirklichen Barometerstand unter Ausschaltung der Instrumentalfehler zu erlangen. Dabei ist Voraussetzung, daß die Skala des Barometers aus Messing besteht. Folgende Beispiele erklären die Verwendung der Tafel.

Thermometerstand	15°	— 10°
Barometerhöhe	760 mm	720 mm
Reduktion auf 0°	— 1,8 „	+ 1,2 „
Wirklicher Barometerstand	758,2 mm	721,2 mm

Der auf 0° reduzierte Barometerstand zeigt aber auch jetzt noch nicht überall den wahren Luftdruck an, weil die Schwere überhaupt und so auch die Schwere der Quecksilbersäule an den verschiedenen Orten der Erde verschieden groß ist; sie ist an den Polen größer, am Äquator kleiner, weil hier der Erdmittelpunkt ferner, dort näher ist. Die Quecksilbersäule wird daher an den Polen einen größeren Gegendruck gegen die darauf lastende Luftsäule ausüben als unter dem 45. Breitengrad, und der Luftdruck wird infolgedessen am Barometer zu niedrig angezeigt erscheinen. Es ist deshalb eine Zulage von etwa 2 mm nötig. Aus ähnlichen Gründen wird unter dem Äquator ein Abzug von ungefähr 2 mm von der Barometerhöhe nötig sein. Denselben Einfluß auf die Größe der Schwere hat die Entfernung vom Erdmittelpunkt durch die Höhenlage eines Ortes. Da aber 8000 m Höhe noch nicht eine Abnahme der Schwere des Quecksilbers von 0,4 mm ausmachen, so ist eine Korrektur auf die Normalschwere des Meeresspiegels und auf die des 45. Breitengrades nur für die genauesten meteorologischen Untersuchungen nötig.

Aber auch nach der Korrektur der Barometerhöhe auf die Normalschwere wird der errechnete Luftdruck zur Vergleichung des Luftdrucks verschiedener Orte noch nicht geeignet sein. Die Spannkraft der Luft, welche bemüht ist, die einzelnen Teilchen voneinander zu entfernen, wirkt der Schwere der darüber liegenden Luftschicht entgegen und wird durch sie gehemmt. Die oben lastende Luftschicht drückt die einzelnen Teilchen der darunterliegenden Luftschicht zusammen und zwar am meisten dort, wo das Gewicht der ganzen Luftmasse darüber lagert, also am Meeresspiegel. Mit steigender Höhe nimmt die Dicke der oben lagernden Luftmasse ab

Fig. 16.

mm	Temperatur der Luft															
	0°	2°	4°	6°	8°	10°	12°	14°	16°	18°	20°	22°	24°	26°	28°	30°
780	10,25	10,32	10,41	10,49	10,57	10,66	10,74	10,82	10,89	10,97	11,06	11,14	11,23	11,31	11,40	11,48
770	10,38	10,46	10,55	10,63	10,71	10,80	10,88	10,96	11,04	11,12	11,21	11,29	11,38	11,46	11,55	11,63
760	10,51	10,60	10,69	10,77	10,85	10,94	11,02	11,11	11,19	11,27	11,36	11,44	11,53	11,61	11,70	11,78
750	10,65	10,74	10,83	10,91	11,00	11,08	11,17	11,25	11,34	11,43	11,51	11,60	11,68	11,77	11,85	11,94
740	10,80	10,89	10,97	11,06	11,15	11,23	11,32	11,41	11,49	11,58	11,67	11,75	11,84	11,93	12,01	12,10
730	10,95	11,03	11,12	11,20	11,29	11,38	11,47	11,55	11,64	11,73	11,82	11,90	11,99	12,08	12,17	12,25
720	11,10	11,19	11,28	11,37	11,46	11,55	11,63	11,72	11,81	11,90	11,99	12,08	12,17	12,26	12,35	12,43
710	11,26	11,35	11,44	11,53	11,62	11,71	11,80	11,89	11,98	12,07	12,16	12,25	12,34	12,43	12,52	12,61
700	11,42	11,51	11,60	11,69	11,78	11,87	11,97	12,06	12,15	12,24	12,33	12,42	12,51	12,61	12,70	12,79
690	11,58	11,68	11,77	11,86	11,96	12,05	12,14	12,23	12,33	12,42	12,51	12,61	12,70	12,79	12,88	12,98
680	11,75	11,85	11,94	12,04	12,13	12,22	12,32	12,41	12,51	12,60	12,69	12,79	12,88	12,98	13,07	13,16
670	11,93	12,03	12,13	12,22	12,32	12,41	12,51	12,60	12,70	12,79	12,89	12,99	13,08	13,18	13,27	13,37

Temperatur der Luft

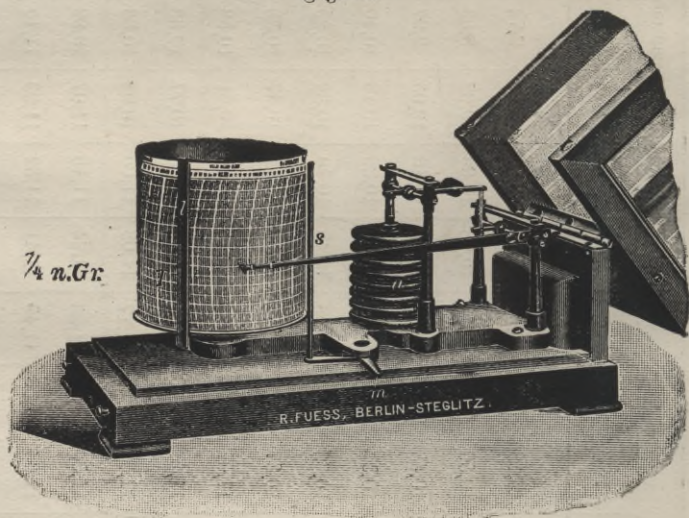
Luftdruck

mm	0°	-2°	-4°	-6°	-8°	-10°	-12°	-14°	-16°	-18°	-20°	-22°	-24°	-26°	-28°	-30°
780	10,25	10,18	10,10	10,02	9,95	9,87	9,80	9,72	9,65	9,57	9,50	9,42	9,35	9,27	9,20	9,12
770	10,38	10,30	10,22	10,15	10,08	10,00	9,92	9,85	9,77	9,70	9,62	9,54	9,47	9,39	9,32	9,24
760	10,51	10,43	10,36	10,28	10,20	10,13	10,05	9,97	9,90	9,82	9,74	9,67	9,59	9,51	9,44	9,36
750	10,65	10,57	10,49	10,42	10,34	10,26	10,18	10,10	10,03	9,95	9,87	9,79	9,71	9,64	9,56	9,48
740	10,80	10,72	10,64	10,56	10,48	10,40	10,32	10,25	10,17	10,09	10,01	9,93	9,85	9,77	9,69	9,61
730	10,95	10,87	10,79	10,71	10,63	10,55	10,47	10,38	10,30	10,22	10,14	10,06	9,98	9,90	9,82	9,74
720	11,10	11,02	10,94	10,86	10,78	10,70	10,61	10,53	10,45	10,37	10,29	10,21	10,12	10,04	9,96	9,88
710	11,26	11,18	11,10	11,02	10,93	10,85	10,77	10,68	10,60	10,52	10,44	10,35	10,27	10,19	10,10	10,02
700	11,42	11,34	11,25	11,17	11,08	11,00	10,92	10,83	10,75	10,66	10,58	10,50	10,41	10,33	10,24	10,16
690	11,58	11,50	11,41	11,33	11,24	11,16	11,07	10,99	10,90	10,82	10,73	10,65	10,56	10,48	10,39	10,31
680	11,75	11,66	11,58	11,49	11,41	11,32	11,23	11,15	11,06	10,98	10,89	10,80	10,72	10,63	10,55	10,46
670	11,93	11,84	11,75	11,67	11,58	11,49	11,40	11,31	11,23	11,14	11,05	10,96	10,87	10,79	10,70	10,61

und damit auch der Druck ihrer Schwere. Dies bedingt wieder eine geringere Dichtigkeit der gedrückten Luftschicht und damit geringere Spannkraft, also schwächeren Luftdruck.

Außer von der Höhe hängt die Stärke des Luftdrucks auch noch von der Temperaturhöhe ab; denn je größer die Temperatur ist, desto geringer ist die Luftdichtigkeit und damit auch der Druck der Luft. Man muß also unter Berücksichtigung der Höhenlage und der Lufttemperatur die Barometerhöhe auch auf den Meeresspiegel reduzieren. Es ist festgestellt, daß man bei 760 mm Barometerstand und einer Temperatur von 0° 10,51 m hoch steigen muß, um eine Luftdruckabnahme von 1 mm zu erreichen. Wie hoch die zu ersteigende Luftsäule sein muß, um bei anderem Barometerstand und anderer Temperatur auch eine Abnahme des Luftdrucks von 1 mm zu erreichen, ist gleichfalls festgestellt. Man hat also bei der Höhenreduktion des Barometers nach Feststellung der Barometerhöhe und der augenblicklichen Temperatur nur nötig, mit der aus der vorstehenden Skala (Fig. 16 und 17) gewonnenen Luftsäulenhöhe in die

Fig. 18.



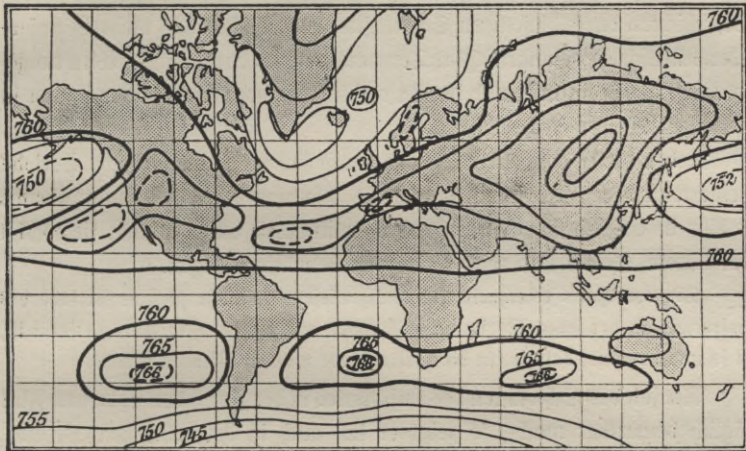
Barograph.

Höhe des Orts zu dividieren, und es ergibt sich die Zahl, um die man den angezeigten Barometerstand vermindern muß.

Wie die Höhe der Lufttemperatur und der Grad der Luftfeuchtigkeit, so schwankt auch die Stärke des Luftdrucks; er hat gleichfalls eine tägliche und eine jährliche Periode. Der selbstregistrierende Barograph (Fig. 18) zeichnet alle Schwankungen des Luftdrucks genau auf.

Januarisobaren

Fig. 19.



Januarisobaren.

Die tägliche Periode des Luftdruckes zeigt an allen Orten etwas Gemeinsames. Einmal tritt überall um etwa 10 Uhr vormittags und um 10 Uhr abends ein Maximum und um 4 Uhr morgens und um 4 Uhr nachmittags ein Minimum auf, zum andern sind überall das Vormittagsmaximum und das Nachmittagsminimum größer als die Nachtschwankungen.

Der Unterschied zwischen dem Tagesmaximum und dem Tagesminimum, also die Druck-Amplitude des Tages, nimmt nach den Polen hin deutlich ab; denn er beträgt am Äquator etwa 3 mm, unter dem 60. Breitengrad nur noch $\frac{1}{4}$ mm.

Daß überhaupt die Temperatur von Einfluß auf den Luftdruck und besonders auf den Unterschied von Tagesmaximum und Tagesminimum ist, macht sich, wenn auch nur schwach, innerhalb der Wendekreise dadurch bemerkbar, daß dort im Dezember, also in der Zeit der Sonnennähe, das Tagesminimum nicht so groß ist als im Juli, wo wir uns in der Sonnenferne befinden. In der gemäßigten Zone macht sich der Temperatureinfluß dadurch geltend, daß mit der Länge des Tages auch die Tageschwankungen

größer werden. Auf dem Meere und an der Küste sind die Nachtschwingungen größer, weil die Lufttemperatur über der See nachts größer ist als tags.

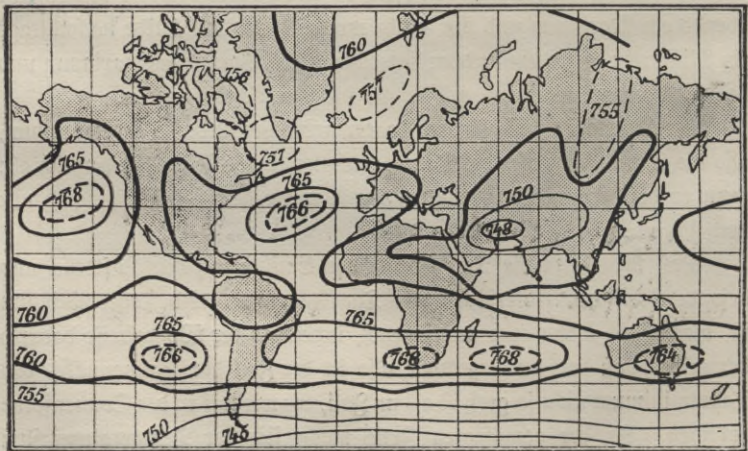
Die doppelte Luftdruckperiode des Tages mit ihren zwei Maxima und zwei Minima wird von dem wechselnden Wetter nicht beeinflusst. Das ist erklärlich, weil sie wohl zustande kommt durch die Erwärmung der oberen Luftschichten durch diejenigen Sonnenstrahlen, welche nicht mehr in unsere Wetterluftschicht gelangen. Ihre Temperatur wird durch unsern Witterungswechsel nicht beeinflusst, und darum verläuft die doppelte Periode immer in derselben Weise

Neben dieser doppelten Periode macht sich noch eine einfache Periode bemerkbar, deren Maximum morgens 6 Uhr und deren Minimum abends 8 Uhr in Erscheinung tritt. Ihre Amplitude ist unbedeutend, sie wächst bei klarem Wetter und wird kleiner an bewölkten Tagen.

Die von Hann errechnete und nachgewiesene dreifache tägliche Periode des Luftdrucks, in der jedes Maximum 4 Stunden von seinem Minimum entfernt ist, ist so unbedeutend, daß sie für die Wetterkunde nicht in Betracht kommt.

Wie sich das Schwanken des Luftdruckes in der Form von Ebbe und Flut täglich bemerkbar macht, so zeigt es sich auch in der jährlichen Periode. Im Winter (Januar) herrscht über dem Festlande hoher Luftdruck, im Sommer (Juli) niedriger. Das erklärt sich aus der Veränderung der Luft-

Fig. 20.



Juliisobaren.

temperatur. Die Gegend um Island und der Norden des Stillen Ozeans machen eine Ausnahme, insofern der Luftdruck dort im Mai am höchsten und im Januar am niedrigsten ist. Das hängt zusammen mit dem Aufeinandertreffen der kalten und warmen Meeresströme.

Wenn man den mittleren Barometerstand im Januar für die verschiedensten Orte in eine Karte einzeichnet und eine solche Karte auch für den Juli herstellt, so erhält man einen guten Überblick über die Verteilung des Luftdrucks über die Erde. Die Orte mit gleichem Luftdruck werden durch Linien verbunden, welche Linien gleichen Drucks oder Isobaren heißen.

Diese Isobarenkarten zeigen, daß von einer regelmäßigen Verteilung des Luftdrucks nach einer Richtung hin nicht die Rede sein kann. Namentlich über dem Meere zeigen sich große Unregelmäßigkeiten. Im allgemeinen ergibt sich, daß im Winter über dem Festlande hoher und über dem Meere niedriger Luftdruck herrscht. Verschiedene abgeforderte Maxima entsprechen ebenso getrennt liegenden Minima.

Im Januar liegen isolierte Maxima

1. über Nordamerika,
2. über dem nordatlantischen Ozean bis zum Mittelmeer,
3. über Grönland,
4. über Südsandinavien,
5. über Ostasien,
6. über dem südöstlichen Teil des Stillen Ozeans,
7. über dem südatlantischen Ozean,
8. über dem südlichen Teil des Indischen Ozeans.

Gleichzeitig liegen isolierte Minima

1. zwischen Nordamerika, Grönland und Westeuropa,
2. östlich von Nordasien,
3. über dem Gürtel, der über Südamerika, Südafrika und Nordaustralien geht,
4. über dem südlichen Polarmeer.

Im Juli liegen isolierte Maxima

1. über dem nordatlantischen Ozean bis zum Mittelmeer,
2. über Grönland,
3. über dem nördlichen Stillen Ozean,
4. über dem südöstlichen Teil des Stillen Ozeans,
5. über dem südatlantischen Ozean,
6. über dem südlichen Teil des Indischen Ozeans.



Gleichzeitig liegen isolierte Minima

1. über dem Innern Nordamerikas,
2. zwischen Island und Norwegen,
3. über Skandinavien,
4. über dem Innern Asiens,
5. über dem Stillen Ozean am Äquator,
6. über Mittelamerika und dem Norden von Südamerika,
7. über dem südlichen Polarmeer.

Während Grönland das einzige Festland ist, wo bleibendes Maximum herrscht, finden wir dauernd höheren Luftdruck über dem südöstlichen Teil des Stillen Ozeans, über dem südatlantischen Meer und über dem südlichen Teil des Indischen Ozeans. Dauerndes Minimum liegt über dem südlichen Polarmeer.

Wenn auch der Luftdruck schon in seinem Wesen und in seiner Verteilung über die Erdoberfläche als Witterungserscheinung beachtenswert ist, seine Bedeutung für die Wetterkunde liegt doch allein in seinen Wirkungen, in den Winden.

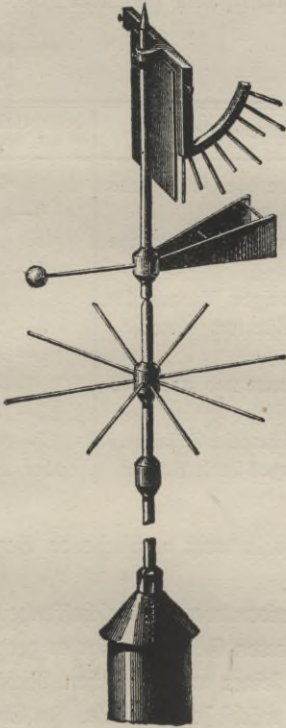
Die Winde.

Die Auf- und Abbewegung der Luft, hervorgerufen durch ihre ungleiche Erwärmung, bezeichnet man nicht als Wind. Sie ist so langsam, daß man sie kaum spürt und schwer beobachten kann. Unter Wind versteht man nur die horizontale Luftbewegung, welche in verschiedener Richtung und Stärke deutlich spürbar ist.

Die an der Windfahne beobachtete Richtung des Windes bezeichnet man nach der Himmelsrichtung, aus welcher er weht. Für diese Bezeichnung sind 16 Richtungen ausreichend: N, NNO, NO, ONO, O, OSO, SO, SSO, S, SSW, SW, WSW, W, WNW, NW, NNW. International bezeichnet man O mit E. Die Windrichtung der höheren Luftschichten, die oft eine andere ist als die der Luftschichten auf der Erdoberfläche, läßt sich nach dem Zug der Wolken bestimmen. Auf dem Meere benutzt man zur Feststellung der Windrichtung den Kompaß. Seine Angaben weichen allerdings von der wahren Richtung etwas ab, da er nicht genau nach dem geographischen Norden zeigt. Es müssen die Abweichungen der Magnetnadel addiert oder subtrahiert werden. Für die Feststellung der Windrichtung auf dem Lande ist die Windfahne (Fig. 21) am zweckdienlichsten.

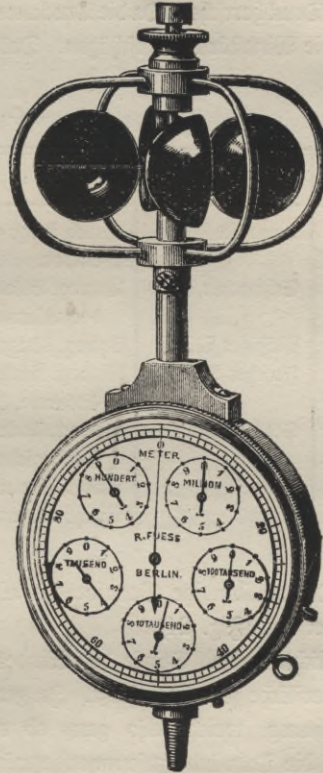
Die Windgeschwindigkeit mißt man mit dem Windmesser oder Anemometer. Am gebräuchlichsten ist Robinsons Schalenkreuz (Fig. 22). Es besteht aus vier Halbfugeln, die an den vier Speichen eines horizontal liegenden Kreuzes befestigt sind. Das Kreuz dreht sich um eine senkrechte Welle.

Fig. 21.



Wildsche Windsfahne.

Fig. 22.



Schalenkreuz-Anemometer.

Diese setzt ein Zählwerk in Bewegung zum Anzeigen der Umdrehungszahl. Die Druckwirkung des Windes auf die hohle Seite der Halbfugel überwindet den Druck an der runden Seite derselben, und so kommt das Kreuz in Bewegung. Man hat berechnet, daß die Geschwindigkeit des Windes $2\frac{1}{2}$ —3 mal so groß ist als die des Mittelpunktes der Schale. Daher kann man aus der Zahl der Umdrehungen die Geschwindigkeit des Windes bestimmen. Windautographen setzen sich aus Windsfahne und Windmesser zusammen, welche Windrichtung und Windgeschwindigkeit selbsttätig aufzeichnen.

Der Wind übt auf die getroffenen Gegenstände einen Druck aus, den man in Kilogrammen pro Quadratmeter bezeichnet. Seine Größe ist von der Form des getroffenen Gegenstandes und von dessen Stellung zum Winde abhängig. Im allgemeinen ist festgestellt, daß der Druck des Windes dem Quadrat seiner Geschwindigkeit entspricht. Bei vierfacher Geschwindigkeit wird also 16-facher Druck herrschen. Da die Druckanemometer sehr teuer sind, begnügt man sich, die Windstärke abzuschätzen. Das geschieht nach folgender Landskala:

Fig. 23.

Windstärke	Windbenennung	Wirkungen auf dem Lande	Geschwindigkeit in der Sekunde
0	Windstill	Rauch steigt gerade oder fast gerade empor.	0—0,5 m
1	Schwacher Wind	Bewegt Blätter und schwache Zweige der Bäume.	0,5— 5 "
2	Mäßiger Wind	Bewegt stärkere Zweige u. schwache Äste.	5— 9 "
3	Frischer Wind	Bewegt stärkere Äste und schwache Stämme.	9—13 "
4	Starker Wind	Bewegt starke Bäume und macht das Gehen schwer.	13—17 "
5	Sturm	Bricht Äste und schwache Stämme.	17—28 "
6	Orkan	Bricht und entwurzelt starke Bäume.	über 28 "

Die vollständige Beaufort'sche Windskala weist nachstehende Bezeichnungen auf (Fig. 24).

Richtung und Stärke des Windes werden von der Beschaffenheit der Erdoberfläche sehr beeinflusst. In zerklüfteten Gebieten folgt er gern der Talrichtung, weicht also ganz ab von seiner ursprünglichen Richtung. Durch die Talwände zusammengezwängt, wächst seine Stärke. In Ebenen ist der Wind gewöhnlich gleichmäßiger und frischer als in Gebirgsgegenden. In größerer Höhe hat er freiere Bahn. Er treibt daher die Wolken schneller, als die Luftbewegung an der Erdoberfläche ist. Aus demselben Grunde erklären sich auch die oft starken Winde auf hohen Bergen. Auch auf dem Meere ist der Widerstand gering, und die Winde sind deshalb dort stärker und regelmäßiger.

Die regelmäßige Wiederkehr bestimmter Winde läßt sich für jeden Ort feststellen, wenn man die Windrichtung täglich morgens, mittags und abends etwa einen Monat hindurch bestimmt. Man begnügt sich mit acht Haupt-

Fig. 24.

Stärke	Bezeichnung	Wirkungen auf der See	Engl. Meilen per Stunde	Meter per Stunde
0	Windstille		3	1,34
1	Leiser Zug	Hinreichend, damit das Schiff steuert.	8	3,60
2	Leichte Brise	Kriegsschiff läuft mit vollen Segeln in glatter See 1—2 Knoten.	13	5,88
3	Schwache Brise	Kriegsschiff läuft mit vollen Segeln in glatter See 3—4 Knoten.	18	8,1
4	Mäßige Brise	Kriegsschiff läuft mit vollen Segeln in glatter See 5—6 Knoten.	23	10,3
5	Frische Brise	Schiff kann dicht beim Wind und voll noch fahren mit Oberbramssegel.	28	12,5
6	Starke Brise	Schiff kann dicht beim Wind und voll noch fahren mit einfach gerefften Marssegeln und Bramsegeln.	34	15,2
7	Starker Wind	Schiff kann dicht beim Wind und voll noch fahren mit doppelt gerefften Marssegeln usw.	40	17,9
8	Stürmischer Wind	Schiff kann dicht beim Wind und voll noch fahren mit dreifach gerefften Marssegeln usw.	48	21,5
9	Sturm	Schiff kann dicht beim Wind und voll noch fahren mit dicht gerefften Marssegeln und Großsegeln.	56	25,0
10	Starker Sturm	Schiff kann die dichtgerefften Segel kaum ertragen.	65	29,0
11	Heftiger Sturm	Schiff muß sich auf Sturmstagssegel beschränken.	75	33,5
12	Orkan	Kein Segel kann geführt werden.	90	40,0

richtungen, indem man ihnen die Zwischenrichtungen zuzählt. Eine solche Beobachtung könnte umstehendes Resultat ergeben (Fig. 25).

Nach dieser Windtabelle sind NW und S vorherrschend. Tritt ihre Häufigkeit nur in bestimmten Jahreszeiten auf, so nennt man sie periodische Winde; wehen sie das ganze Jahr hindurch, nennt man sie konstante Winde.

Die horizontale Luftbewegung, also der Wind, erklärt sich aus der ungleichen Verteilung des Luftdruckes über die Erdoberfläche. Wenn in der-

Fig. 25.

Richtung	morgens	mittags	abends	Summa	unter 1000 Beobachtungen
N	1	2	3	6	64,5
NO	2	0	0	2	21,5
O	3	1	2	6	64,5
SO	4	4	3	11	118,3
S	8	1	5	19	204,3
SW	2	2	3	7	75,3
W	1	1	0	2	21,5
NW	6	13	8	27	290,3
Stille	4	2	7	13	139,8
	31	31	31	93	1000.

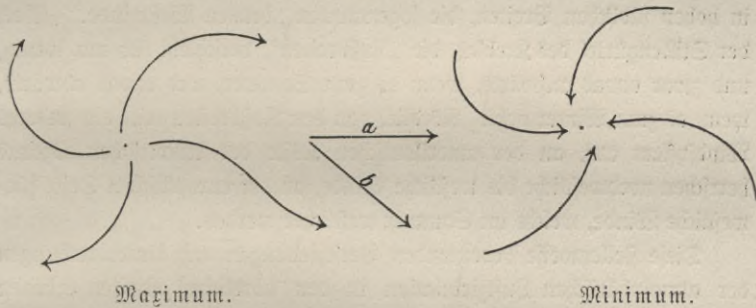
selben Höhenlage ungleicher Luftdruck herrscht, tritt eine ausgleichende Bewegung der Luftmassen ein, die wir Wind nennen. Da nun jede Angabe des Luftdrucks in der Isobarenkarte auf den Meeresspiegel reduziert ist, also für alle Orte gleiche Niveaufläche geschaffen wurde, sind durch die Isobarenkarte zugleich die Druckunterschiede bestimmt. Damit ist aber auch die Windrichtung festgelegt; denn der Wind weht von den Gegenden des höheren Luftdruckes nach den Gegenden des niedrigeren Luftdruckes. Aus dem Maximum strömt der Wind nach allen Seiten heraus, in das Minimum strömt er von allen Seiten hinein, doch ist er vor allem vom Maximum nach dem tiefsten Minimum gerichtet.

Durch die Erddrehung von West nach Ost wird der Wind von seiner geraden Richtung auf der nördlichen Halbkugel nach rechts, auf der südlichen nach links abgelenkt. Durch die Drehung der Erde muß die Luft sofort, sowie sie gegen den niedrigeren Luftdruck zu strömen beginnt, nach rechts abgelenkt werden, und sie kann nur zum Centrum des Minimums kommen in einer Spirale, die sich um den Mittelpunkt des Minimums entgegengesetzt der Bewegung der Uhrzeiger windet. Andererseits muß der Wind in schräger Richtung vom Maximum abfließen und das Maximum in der Richtung der Uhrzeiger umkreisen. Daraus ergibt sich für die Bestimmung der Windrichtung das Ballotsche Gesetz: Wenn man sich mit dem Rücken gegen den Wind stellt, dann ist das barometrische Minimum rechts vorn und das barometrische Maximum links hinten.

Die Luftströmung ist durch die Erddrehung von der geraden Richtung,

die der Pfeil a angibt, nach rechts in die Richtung des Pfeils b abgelenkt, und zwar ist sie in eine gekrümmte Richtung hineingedrängt, die sie infolge des Beharrungsvermögens beibehält, bis ihre Zentrifugalkraft die ablenkende Kraft überwindet und sie in ihre ursprüngliche Richtung auf das Minimum zu zurückkehrt. Das Minimum spiralförmig umkreisend, nähert sie sich seinem Centrum.

Fig. 26.



Die um das Minimum oder die Depression kreisenden Winde oder Luftwirbel heißen Zyklone, die das Maximum umkreisenden nennt man Antizyklone.

Achtet man auf die Verteilung des Luftdruckes über die Erdoberfläche im allgemeinen, so muß man zur Erklärung gewisser konstanter Winde kommen. In den Äquatorialzonen strömt die erwärmte Luft in die Höhe; sie wird durch kältere, welche vom Norden und Süden zuströmt, ersetzt. Diese Winde werden durch die Erdrotation auf der nördlichen Halbkugel in nordöstliche Passate, auf der südlichen in südöstliche Passate verwandelt. Zwischen beiden liegt die windstille Zone der Kalmen (Doldrums). Hier steigt die Luft aufwärts und strömt in den oberen Luftschichten als Gegenpassat nach den Polen. Diese Gegenpassate werden durch die Drehung der Erde erst in eine rein östliche und allmählich in eine nördliche bzw. südliche Richtung abgelenkt, bis in den höheren Breiten eine reine Westströmung entsteht. Diese umkreist die Pole in einem großen Wirbel. Dadurch entsteht hier ein Druckminimum. In den mittleren Breiten entsteht durch das Zusammenrücken der Meridiane eine Anstauung der Luftmassen. Diese wird noch verstärkt durch die Luft, die infolge der Erddrehung von den Polen hierher gedrängt wird. So entsteht hier am Wendekreis

des Krebses ein Barometermaximum und ein Windstillengürtel als Grenze des Passatwindes, und ein gleiches Barometermaximum mit einem Windstillengürtel liegt auf der südlichen Halbkugel am Wendekreis des Steinbocks.

Daß sich die Passatwinde der tropischen Gegenden als konstante Winde kennzeichnen, erklärt sich daraus, daß in den Tropen die Verteilung des Luftdrucks fast unverändert bleibt. Besonders fest liegt der Stillengürtel des Steinbocks, und besonders konstant sind daher die Winde über dem Meere in hohen südlichen Breiten, die sogenannten „braven Westwinde.“ Auch der Stillengürtel des Krebses, die „Roßbreiten“, verschiebt sich nur wenig, und zwar etwas aufwärts, wenn es zum Sommer, und etwas abwärts, wenn es zum Winter geht. Nördlich von den Roßbreiten tritt ein anderes Windsystem auf, an der amerikanischen Küste des Atlantischen Ozeans herrschen nordwestliche bis westliche Winde, an der europäischen Seite südwestliche Winde, welche im Sommer westlicher werden.

Diese stellenweise bedeutenden Verschiebungen und Unterbrechungen der atmosphärischen Luftzirkulation in den nördlichen Breiten erklären sich aus der ungleichen Verteilung von Land und Meer, wodurch einflußreiche periodische Winde, die Monsunwinde, hervorgerufen werden. Im Sommer entstehen auf dem Lande infolge der aufsteigenden Ströme Luftdruckminima und am Erdboden Zuströme vom Meere her. Im Winter entstehen durch die starke Abkühlung über dem Lande Luftdruckmaxima, welche ein Abströmen nach dem Meere hervorrufen. Diese periodisch auftretenden Winde heißen Monsune. Sie machen sich besonders im Indischen Ozean geltend, und zwar im Sommer als Südwestmonsun, im Winter als Nordostmonsun. Der Südwestmonsun unterbricht den Nordostpassat im Sommer, und der Nordostmonsun verschiebt den Passatwind im Winter nach Südwest. Ähnlich so liegen die Verhältnisse bei Australien, Amerika und Europa. Besonders groß sind die Unregelmäßigkeiten nördlich von den Roßbreiten, wo beständig wechselnde Zykone und Antizykone die Passate und Monsune der niederen Breiten ersetzen.

Den Monsunwinden ähnlich sind periodische Küstenwinde, die im Winter infolge des höheren Luftdruckes über dem Festlande als Landwinde nach dem Meere und im Sommer infolge des Druckminimums über dem Lande als Seewinde nach dem Lande wehen.

Der von sämtlichen Winden erstrebte Ausgleich des verschiedenen

Luftdruck wird nie erreicht; denn die im Minimum hochsteigenden Luftströme erzeugen über demselben ein Maximum, das nach dem Minimum abzieht, das sich über dem alten Maximum infolge der in ihm niedersteigenden und unten abströmenden Luftmassen gebildet hat.

Aus den Unterschieden im Luftdruck über dem Lande und über dem Meere erklären sich nicht nur die Monsunwinde, sondern auch die tägliche Periode der Land- und Seebrisen ist durch sie verständlich. Wird im Laufe des Vormittags das Land wärmer, so weht die kühlere Seebrise nach dem Land und wird mit der stärkeren Erwärmung um Mittag herum stärker. Wird in der Nacht das Land durch starke Ausstrahlung kühler, so weht die kühlere Landbrise nach dem Meere. Durch die Erdumdrehung werden auch diese Winde auf der nördlichen Halbkugel nach rechts abgelenkt, so daß sie die Küste immer schräg treffen.

In der Windstärke und Windgeschwindigkeit macht sich eine tägliche Periode nur auf dem Festlande bemerkbar. Zur Zeit der größten Tageswärme ist die Windgeschwindigkeit und damit auch die Windstärke am größten, und des Nachts ist sie am schwächsten. Das erklärt sich aus den auf- und absteigenden Luftströmungen. Da die unteren Luftschichten eine geringere Geschwindigkeit haben als die oberen, verlangsamen die aufsteigenden Ströme die Bewegung der oberen Schichten, während die gleichzeitig absteigenden Ströme infolge ihrer ursprünglich schnelleren Bewegung die Bewegung der unteren Luftschichten beschleunigen. Über dem Meer fällt diese tägliche Periode der Windstärke fort, weil infolge der gleichmäßigen Temperatur dort ein so lebhafter Austausch zwischen den unteren und oberen Luftmassen nicht stattfindet.

Luftdruck und Winde zeigen enge Beziehungen nicht nur zueinander, sondern gemeinsame auch zu den Meeresströmen. Das Meer erhält seine Wärme von seiner Oberfläche. Diese wird am meisten Wärme am Äquator, am wenigsten an den Polen haben. Durch die Wärme am Äquator wird das Wasser ausgedehnt und dadurch auf einen höheren Wasserstand gebracht. Zur Erreichung eines gleichen Wasserstandes wird es nach den Polen zu abfließen. Dort wird es durch seine Masse den Druck in der Tiefe vergrößern und einen Abfluß des kalten Wassers nach dem Äquator verursachen. Diese Ströme werden gleichfalls durch die Erdrotation abgelenkt. Die Winde sind auch eine Ursache der Meeresströmung. Beide haben infolge derselben Wärmequelle dieselbe Richtung, und der Wind beschleunigt durch Reibung an der Oberfläche des Meeres die Meeres-

strömung. Es entsprechen den durchweg östlichen Winden der Tropen und den durchweg westlichen Winden der gemäßigten Zonen gleichgerichtete Meeresströme. Das läßt sich an den Abzweigungen des Äquatorialstromes beweisen, an dem Golfstrom des Nordatlantischen Ozeans, an dem Kuro-Siwo des Stillen Ozeans und dem Malabarstrom des Indischen Ozeans. Im nördlichen Teil des Indischen Ozeans entsprechen den periodischen Monsunwinden periodische Meeresströme, die im Winter der Bewegung der Uhrzeiger gleichgerichtet, im Sommer dieser Bewegung entgegengerichtet sind. Die antarktische Trift folgt der Spur der „braven Westwinde“.

Die Kenntnis der Luft- und Meeresströme ist von größter Bedeutung für den Seefahrer, da durch diese Strömungen die Seewege bestimmt sind. Aber auch jeder andere, der von der Witterung abhängig ist, muß den Wind beobachten; denn „Wind und Wetter“ lassen sich nicht voneinander trennen. Vor allem hat der Wind ausschlaggebende Bedeutung für die wichtigste Witterungserscheinung, für die Niederschläge.

Niederschläge und Bevölkerung.

Wenn das Wasser durch Verdunstung in Wasserdampf verwandelt wird, so wird Wärme verbraucht (latente Wärme). Kühlt sich die Luft bis unter den Taupunkt ab, so muß der Wasserdampf die in ihm latente Wärme an die Luft abgeben, sie wird frei. Der Wasserdampf verdichtet sich zu tropfbarer oder flüssiger Form und fällt zu Boden. So entstehen die Niederschläge. Die Verdichtung wird durch den Staub und Rauch in der Luft beschleunigt, um deren Teilkörperchen sich das Wasser ansetzt. Die frei werdende Wärme wirkt einer zu großen Abkühlung und damit zu reichlichen Niederschlägen entgegen.

Da feste Körper die Wärme am schnellsten ausstrahlen, werden sich die Gegenstände an der Erde zuerst abkühlen und unter den Taupunkt geraten. Daher legen sich die Wasserdämpfe der niedrigsten Luftschichten wie Perlen auf die festen Gegenstände, es entsteht Tau. Die Ausstrahlung der Erde ist am größten in klaren Nächten, und zwar dort, wo Rasenflächen die Wärmeabgabe begünstigen. Kommt dazu reicher Wasserdampfgehalt, so entsteht eine lebhaftere Taubildung. Besonders stark ist sie in den Tropen.

Wenn der Taupunkt unter dem Nullpunkt liegt, so legen sich die Wasserdämpfe auf die festen Gegenstände als kleine Eiskristalle, als Reif.

Findet die Reifbildung bei schwachen Winden statt, so setzen sich feine Eisknadeln an den Bäumen oder an anderen aufragenden Gegenständen fest. Man spricht dann von Raufrost. Bilden die verdichteten Wasserdämpfe eine dünne, glatte Schicht über dem Erdboden, so hat man Glätteis.

Bei reichlicher Taubildung wird viele latente Wärme frei, die dem Sinken des Thermometers unter den Gefrierpunkt entgegenarbeitet. Der Gefrierpunkt wird zuerst erreicht in klaren Nächten über den lebhaft Wärme ausstrahlenden Pflanzen. Sie haben daher auch zuerst unter Nachtfrost zu leiden. Man sucht diesen durch kräftige Rauchentwicklung zu verhindern; denn der Rauch wirkt wie die Wolken, er lagert sich über die Pflanzen und verhindert eine zu lebhafte Ausstrahlung. Nachtfroste vorauszusagen, wäre an sich nicht schwer, wenn nicht die Luftveränderungen gerade in der Nacht stattfänden.

Wird der Wasserdampf der Luft durch feuchte Winde über kühlere Erdstrecken geführt, so verdichtet er sich zu so kleinen Wasserfögelchen, daß sie noch imstande sind, in der Luft zu schweben. Es entsteht Nebel. Nebel entsteht auch, wenn die Oberfläche eines Gewässers wärmer ist als die darüber hinreichende Luft. Die Luft ist dann nicht imstande, alle die aufsteigenden Wasserdämpfe aufzulösen, sie scheidet sie als Nebel aus. Solche Nebel entstehen hauptsächlich dann, wenn südliche Winde plötzlich in nördliche umschlagen. Daher haben wir vielfach abends Nebel über Wiesen, Flußthälern und warmen Meeresströmen. Solche Nebel weht der Wind dann über das wärmere Land, und hier lösen sie sich auf. Sie sind als sogenannter Frostrauch den Winter über besonders häufig in Scandinavien, wo die kältere Festlandsluft über die wärmeren Fjorde streicht. Die hier in der Luft schwebenden Salzkörperchen begünstigen die Nebelbildung in der gleichen Weise wie die Rauchkörper über London und anderen großen Städten.

Der aufsteigende Luftstrom führt Wasserdampf mit nach oben. Da die Luft hier unter einem geringeren Druck gerät, dehnt sie sich aus. Hierbei wird Wärme verbraucht, die Luft wird also kühler. Hat diese Stufe der Abkühlung den Taupunkt überschritten, so folgt die Stufe der Verdichtung des Wasserdampfes zu Wasser. Dies Wasser kann als Regen niederfallen. Es kann aber auch infolge der Luftbewegung in der Luft schweben bleiben und weiter mit nach oben geführt werden, bis der Nullgrad erreicht ist. Dann folgt die Stufe des Gefrierens, auf der das ausgeschiedene

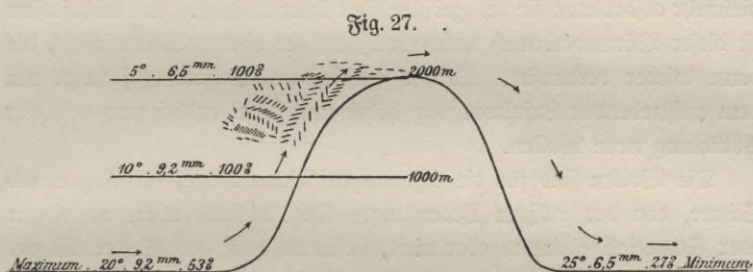
Wasser zu Eis gefriert. Der Rest des Wasserdampfes wird infolge des geringeren werdenden Luftdruckes nicht verdichtet. Vielmehr gehen in noch größerer Höhe die Reste des Wasserdampfes direkt in die Form von Eisknadeln über und treten als Wolken in Erscheinung. Aufsteigender Luftstrom muß also bedeckten Himmel ergeben.

Der herabsteigende Luftstrom ist, selbst wenn er verdichteten Wasserdampf in der Form von Wasser oder Eis enthält, nicht imstande, Wolken zu bilden. Die erhöhte Temperatur, die er infolge des nach unten größer werdenden Luftdruckes erhält, verdunstet das etwa vorhandene Eis oder Wasser wieder, und so kommt unten verhältnismäßig trockene Luft an. Absteigender Luftstrom muß also trockene Luft und klaren Himmel ergeben.

Ein horizontaler Luftstrom, der sich von einem „Hoch“ (Maximum) nach einem „Tief“ (Minimum) bewegen will, kann durch ein dazwischenliegendes Gebirge auch in die aufsteigende Bewegung gezwungen werden. Liegt nördlich von einem Gebirge ein Minimum und südlich von diesem Gebirge ein Maximum, so steigen die Luftmassen an der Südseite empor und sinken auf der Nordseite wieder herab. Wir nehmen an, daß an den Südfuß eines 2000 m hohen Gebirges eine Luftmasse von 20° Wärme und von 9,2 mm Dampfdruck strömt. Da die Maximalspannkraft bei 20° Wärme 17,4 mm beträgt, so macht das eine relative Feuchtigkeit von $\frac{9,2}{17,4} = 0,53$ aus oder 53 %. Jetzt beginnt die Luft nach oben zu steigen, und je höher sie steigt, desto mehr kühlt sie sich ab. Da wir auf 100 m Höhe etwa 1° Wärmeverlust rechnen, so wird derselbe auf 1000 m Höhe 10° betragen. Die Temperatur der Luft wird also in 1000 m Höhe nur noch 20°—10° = 10° messen. Bei 10° Wärme beträgt die Maximalspannkraft des Dampfes aber 9,2 mm. Da der Dampfdruck, wie oben angenommen, gerade 9,2 mm beträgt, so ist die Luft in 1000 m Höhe gesättigt. Da sie sich, indem sie noch höher steigt, noch mehr abkühlt, so muß es jetzt zur Verdichtung des Wasserdampfes und damit zur Wolkenbildung und zur Ausscheidung des Wassers kommen. Die Abkühlung geht hier nur noch halb so schnell vor sich, weil ihr die durch die Verdichtung frei werdende Wärme entgegenarbeitet. Sie wird für 100 m nur noch $\frac{1}{2}^{\circ}$, für 1000 m also 5° ausmachen, so daß die Lufttemperatur am Gipfel des Gebirges nur noch 5° beträgt. Der maximale Dampfdruck kann bei 5° nur noch 6,5 mm betragen. Sinkt die Luft nun auf der Nordseite hinab, so nimmt sie infolge der wachsenden

Verdichtung bei je 100 m 1° Wärme zu, also bei 2000 m 20° . Die Temperatur des absteigenden Luftstromes beträgt danach am Nordfuß des Gebirges $5^{\circ} + 20^{\circ} = 25^{\circ}$. Sein Wasserdampf hat nur eine Spannkraft von 6,5 mm. Da dieselbe bei 25° Wärme 23,5 mm betragen könnte, so ist nur eine relative Feuchtigkeit von $\frac{6,5}{23,5} = 0,27$ oder 27 % vorhanden.

Die Luft ist also durch das Aufsteigen an der einen Seite des Gebirges und durch das Absteigen an der anderen Seite desselben bedeutend trockener und wärmer geworden. Nachstehende Zeichnung macht diese Veränderung augenfällig.



Dieser Vorgang erklärt uns zwei Erscheinungen, erstens die, daß oft die Gipfel hoher Berge von Wolken umhüllt sind, und zweitens die, daß die Witterung auf der Windseite des Gebirges feucht, auf der anderen Seite trocken ist. Dieser Wind, der das Gebirge überschreitet und mit erhöhter Wärme und verminderter Feuchtigkeit an der anderen Seite unten ankommt, heißt Föhn. Nicht immer ist der Föhn ein Wind, der das Gebirge überschritten hat. Oft sind es nur die Luftmassen, die durch das Minimum aus den aufstrebenden Tälern herausgesogen werden. Diese Art der Winde tritt an der Westküste Grönlands, Englands und Norwegens auf.

Die an einem Gebirge aufsteigenden Winde zeigen am deutlichsten, daß die unterste Wolkenbildung dort stattfindet, wo die Luft ihren Taupunkt erreicht.

Der aufsteigende Luftstrom ist aber nicht die einzige Ursache der Wolkenbildung. Auch die horizontale Luftbewegung gibt Anlaß zur Bewölkung. Die sich begegnenden Luftschichten sind oft sehr ungleich erwärmt. Wenn nun zwei solche Luftschichten von ungleicher Wärme ihrem Taupunkt ziemlich nahe sind und sich treffen, so muß eine Mischung entstehen, deren Temperatur unter dem Taupunkt liegt. Es müssen also Wasserdämpfe verdichtet werden und Wolken entstehen. Eine derartige Mischung muß schon dadurch

zustande kommen, daß durch eine oben hinströmende Luftschicht in der darunterliegenden Schicht Wellen hervorgerufen werden, welche in die obere hineinragen. So entstehen Wolkenwülste oder Wogenwolken.

Da die Wolken aus Wasser oder Eis bestehen, also schwerer als die Luft sind, müßten sie allmählich heruntersinken. Das geschieht auch, wenn kein aufstrebender Luftstrom vorhanden ist. Immerhin sinken sie dann aber nur bis zu wärmeren Luftschichten, die aufs neue ihr Verdunsten veranlassen. Ist aber der auftreibende Luftstrom lebhaft genug, so werden die Wolken mit ihm nach oben geführt.

Die Wolfenschichten lassen die Sonnenstrahlen nicht durchdringen, vielmehr absorbieren sie den größten Teil ihrer Wärme. Am lebhaftesten ist dieser Wärmeverbrauch naturgemäß an der oberen Wolfenschicht, die dann wieder verdunstet. Der so entstandene Wasserdampf steigt mit dem aufstrebenden Luftstrom noch höher und bildet endlich nach erfolgter Abkühlung neue Wolken.

Die Wolken sind für die eigentlichen Niederschläge, für Regen und Schnee, von der größten Bedeutung. Der Umstand aber, ob Regen oder Schneefall eintreten oder nicht, bestimmt uns, das Wetter als gut oder schlecht zu bezeichnen. Deshalb ist die Wolkenbeobachtung von größter Bedeutung für die Wetterkunde. Der Beobachter muß es verstehen, aus der Höhe und äußeren Form der Wolken auf ihre Zusammensetzung und damit auf das kommende Wetter zu schließen.

Beurteilt man an den Wolken ihre Höhe, Entstehung, Form und Zusammensetzung, so kommt man mit ihrer Einteilung in Federwolken (Cirrus), Haufenwolken (Cumulus) und Schichtwolken (Stratus) nicht aus; es ergeben sich vielmehr nachstehende Wolkenarten, die auf Grund internationalen Abkommens von den Professoren Hildebrandson, Köppen und Neumayer im „Wolkenatlas“ unterschieden werden:

I. Obere Wolken, im Mittel 9000 m hoch.

1. Cirrus oder Federwolken bestehen aus Eiskristallen und erscheinen als einzelne feder- oder bandförmige weiße Wolken.
2. Cirro-Stratus oder Schleierwolken bestehen aus Eiskristallen, erscheinen als weißlicher, über den ganzen Himmel ausgebreiteter Schleier und veranlassen Sonnen- und Mondringe (Halos).

II. Mittlere Wolken, 3000—7000 m hoch.

3. Cirro-Cumulus oder Schäfchenwolken sind Wogenwolken und

erscheinen als Gruppen oder Reihen kleiner Ballen ohne Randschatten.

4. Alto-Kumulus oder grobe Schäfchenwolken sind Wogenwolken und erscheinen als größere weiße oder blaugraue Ballen in Gruppen oder Reihen mit sich berührenden Randschatten.
5. Alto-Stratus oder hohe Schichtwolken erscheinen als dichter grauer oder blauer Schleier und bilden Höfe um Sonne und Mond.

III. Untere Wolken, 100—2000 m hoch.

6. Strato-Kumulus oder ausgebreitete Hausenwolken sind dicke dunkle Ballen, die den ganzen Himmel mit Wogen bedecken. Oft brechen Himmelsblau oder auseinandergehende Sonnenstrahlen (Wasserzieher) durch.
7. Nimbus oder Regentwolken sind dicke dunkle, oft zerfetzte Wolken, aus denen andauernd Regen oder Schnee fällt.

IV. Wolken des aufsteigenden Luftstromes.

8. Kumulus oder Hausenwolken sind dicke Wolken mit wagerechter Grundfläche in 1400 m Höhe und turm- oder kuppelförmigem Gipfel in 1800 m Höhe. Sie sind an der Sonnenseite leuchtend weiß und gelten im Sommer als Schönwetterwolken.
9. Kumulo-Nimbus oder Gewitterwolken erscheinen als gewaltige Berge oder Türme mit der Basis in 1400 m Höhe und dem Gipfel in 3000 m Höhe. Darüber liegt ein Schleier oder Schirm, und darunter sind Wolken, welche lokale Regen, Schnee-, Hagel- und Graupelschauer bringen.

V. Gehobene Nebel, bis 1000 m hoch.

10. Stratus oder niedrige Schichtwolken erscheinen als wagerechte Schichten.

Befinden sich Cirruswolken in einer Höhe von 23—140 km, so kann man beobachten, daß sie infolge der Interferenz des Sonnenlichtes lebhaft irisieren, wie man das auch bei einer Seifenblase beobachten kann. Solche „Perlmutterwolken“ hat man in Europa nur über England und Norwegen beobachtet. Etwas Ähnliches sind in Deutschland die leuchtenden Nachtwolken, die in größter Höhe sehr schnell über den nördlichen Himmel jagen.

Da hauptsächlich die aufsteigenden Luftströme die Wolkenbildung veranlassen, die Lebhaftigkeit des Aufstroms aber mit den Tageszeiten

wechselt, so ist daraus auch die tägliche Periode der Bewölkung erklärlich. Die Bewölkung nimmt am Vormittag zu bis etwa um 2 Uhr nachmittags und nimmt dann bis zum Abend ab. Nachts ist sie geringer als am Tage. Im Winter macht sich diese tägliche Periode nur undeutlich geltend. Desto deutlicher ist die Jahresperiode in der Bewölkung über Europa. Die im Winter vorherrschenden südwestlichen Winde und die kalte Erdoberfläche bringen viele Wolken; die mehr westlichen Winde des Sommers und der wärmere Boden wirken der Bewölkung entgegen.

Auf die Dauer der täglichen Bewölkung kann man schließen, wenn man die Dauer der Sonnenbestrahlung während des Tages feststellt. Das geschieht durch den Campbellschen Sonnenscheinautographen. Dieser fängt die Sonnenstrahlen auf mit einer kugelförmigen Glaslinse, welche als Brennglas wirkt und eine dahinter liegende Papierkala durchbrennt. Die Dauer des Sonnenscheins kann man ablesen, da der Brennpunkt der Sonnenbewegung folgt.

Für die Beurteilung der Wetteraussichten, namentlich für die Vorherbestimmung des Niederschlags ist aber eine ganz sorgfältige Wolkenbeobachtung nötig, welche durch die Angaben des Sonnenscheinautographen nicht ersetzt werden kann. Volksthümliche Beobachtung der Himmelsbewölkung hat trotz Mangels wissenschaftlicher Begründung festgestellt, daß trocknes Wetter zu erwarten ist, wenn das Gewölk kugelig und durchbrochen ist, daß aber trübes und regnerisches Wetter bevorsteht, wenn das Gewölk schleierförmig über den Himmel gezogen ist.

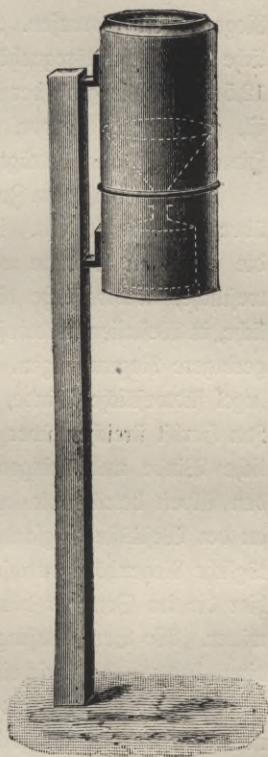
Um die Wahrscheinlichkeit von Niederschlägen zu beurteilen, sind noch andere Untersuchungen anzustellen. Es muß durch Zählen der Regen- und Schneetage die Häufigkeit des Niederschlags, durch Messen des gefallenen Regens oder Schnees die Regenhöhe bestimmt werden.

Die Häufigkeit der Regen wird am einfachsten durch die Zahl der Regentage in einem bestimmten Zeitraum ausgedrückt. Schwieriger ist festzustellen, welcher Tag als Regentag zu gelten hat. Man rechnet jetzt meistens den Tag dazu, an dem die Regenhöhe mindestens 0,1 mm beträgt. Die Zahl der Regentage mit Monatstagen anzugeben, ist nicht ratsam, da die Monate von ungleicher Dauer sind. Man teilt deshalb die Zahl der Regentage eines Monats durch die Zahl seiner Tage überhaupt und nennt das Ergebnis seine Regenwahrscheinlichkeit. 10 Regentage im April gibt $\frac{10}{30} = \frac{1}{3}$ Regenwahrscheinlichkeit. Noch genauer ist

diese berechnet, wenn man täglich drei Beobachtungen anstellt, morgens 8 Uhr, nachmittags 2 Uhr und abends 8 Uhr. Würde man durch solche Beobachtungen im April 36 Regenfälle feststellen, so ergäbe das durch die 90 Beobachtungen $\frac{36}{90} = \frac{2}{5}$ Regenwahrscheinlichkeit, d. h. es fällt in fünf Fällen zweimal Regen.

Zur Feststellung der Regenhöhe bedient man sich des Regenmessers oder Hyetometers. Bei starkem Regen wird ein Gefäß mit senkrechter Wandung und wagerechtem Boden genügen, die Höhe des Regens oder geschmolzenen Schnees festzustellen; bei schwachen Niederschlägen ist aber ein besonderer Apparat nötig. Sehr zweckdienlich ist der von A. Zueß, Steglitz, hergestellte Regenmesser (Fig. 28). Das ist ein zylinderförmiges Gefäß mit einem Trichterboden, der den aufgefundenen Regen in ein zylindrisches Meßglas von weit geringerem Querschnitt fließen läßt. Dies Meßglas ist mit einer Millimeterskala versehen. Da der Querschnitt des Auffangegefäßes gewöhnlich zehnmal so groß ist als der des Meßglases, so können an der Skala die Millimeter zehnmal so groß bezeichnet werden, wodurch ein genaueres Ablesen möglich ist. Der Regenmesser muß frei stehen, so daß Bäume, Türme oder andere hohe Gegenstände die Niederschlagsmenge nicht beeinflussen. Zweckmäßig ist, daß der Regenmesser an einer möglichst windstillen Stelle an einer etwa 1 m langen Stange befestigt wird. Wenn Schnee gefallen ist, so muß man ihn in einem mäßig warmen Zimmer schmelzen lassen. Man kann dies beschleunigen durch Zusatz von einer bestimmten Menge warmen Wassers, die man nachher wieder abrechnet.

Fig. 28.



Regenmesser.

Die Art des vorherrschenden Windes, die Jahreszeit und die Oberflächengestalt einer Gegend haben auf Häufigkeit und Menge des Regens hervorragenden Einfluß. Das beweist die außerordentliche Verschiedenheit der Regenergiebigkeit oder Regendichte in den verschiedenen Gegenden.

Besonders reichlich sind die Regenfälle in den Tropen. Im Windstillengürtel der Kalmen regnet es täglich etwa 9 Stunden. In Tschapurandschi soll die Regenhöhe an einem Tage 62,74 mm betragen haben. Wo im Tropengebiet die Passatwinde wehen, ist die Niederschlagsmenge nicht so groß, bedeutend nur dort, wo Inseln oder Landeshöhen Regengüsse hervorrufen. In Brasilien beträgt an einigen Orten die tägliche Durchschnittsregenhöhe 19,6 mm, an der Ostküste von Mexiko 12,5 mm. Wie groß der Einfluß des Gebirges auf die Regenergiebigkeit ist, geht daraus hervor, daß die tägliche Regenhöhe am Südfuße des Himalaya 34 mm beträgt.

In den gemäßigten Zonen ist die Niederschlagshöhe ziemlich gleichmäßig über das Jahr verteilt. Namentlich ist eine regelmäßige Verteilung über die einzelnen Monate wahrnehmbar. Im Sommer wehen in Europa westliche, nordwestliche bis nördliche Winde, in Nordamerika nordwestliche, in Westasien nordwestliche Winde. Infolgedessen gibt es im Sommer geringere Regenmengen. Im Winter wehen auf der nördlichen Halbkugel südwestliche Winde, die namentlich den Westküsten Regen bringen. Im Herbst streichen über den noch warmen Atlantischen Ozean südwestliche Winde und bringen große Regenmengen nach Westeuropa. In den Alpen beträgt die durchschnittliche Regenhöhe des Tags 5,48 mm, an der Westküste Englands 8,23 mm. Im Innern Europas beträgt die tägliche Regenhöhe durchschnittlich 1,37 mm, den meisten Regen bringen hier die im Sommer häufig aufsteigenden Luftströmungen und die Gewitter. Wo Berge aufragen, wird der Durchschnitt der Regenhöhe allerdings bedeutend überschritten.

In den Tropen und einem großem Teile der gemäßigten Zonen ist der Regen die hauptsächlichste Form des Niederschlags. In den kalten Zonen dagegen und auf hohen Bergen fällt der meiste Niederschlag als Schnee, der sich aus dem Wasserdampf bildet, und zwar in Form von sechseckigen Kristallen, die sich zu sechseckigen Sternen zusammensetzen. Bei höherer Temperatur tritt noch ein Gebilde in der Gestalt einer sechseckigen Säule hinzu. Mehrere aneinanderhaftende Sterne heißen eine Flocke. In einer gewissen Höhe, über der Schneegrenze, bleibt der Schnee als „ewiger Schnee“ liegen. Die Schneegrenze ist nach Norden zu naturgemäß niedriger. Auf dem Himalaya liegt sie über 5000 m hoch, in den Alpen 2700 m hoch. Die Stärke der Schneedecke, also die Schneetiefe erreicht in den Ebenen und Hügellandschaften Europas 0,5 m, in Ge-

birgen 1,5 m. Schnee nimmt ungefähr den 16 fachen Raum ein wie die entsprechende Wassermenge.

Der Hochgebirgsschnee verwandelt sich, indem in den halbgeschmolzenen Schnee das Schmelzwasser einsickert, in Firnkörner. Schmelzen und Gefrieren wechseln dauernd ab; so entsteht blasiges Eis, das durch Druck und Einfrieren von neuem Schmelzwasser in festes Gletschereis verwandelt wird. Die Gletscher reichen oft tief in die Täler hinab; an der Küste Grönlands, Spitzbergens und des Festlandes am Südpol bis ins Meer hinein. Aus den polaren Eisgegenden kommen die Eisberge. Die ins Meer ragenden Gletscherenden brechen ab und werden durch polare Strömungen äquatorialwärts getrieben. Die Schollen des gefrorenen Meerwassers werden zusammengeschoben und aufgestaut und bilden das Packeis und die Eisfelder. Die Eisberge sind oft mehrere Kilometer lang und 700—800 m hoch, wovon etwa 100 m aus dem Wasser hervorragen. Südlicher als bis zum 36. Grad nördlicher Breite kommen die Eisberge selten. Das Südpolareis schwimmt bis zum 37. Grad südlicher Breite. Die Eisberge bilden für die Schifffahrt eine große Gefahr. Darum sind alle Schiffe angewiesen, die gesichteten Eisberge den Hafenbehörden zu melden. Diese geben die Meldung an die Deutsche Seewarte in Hamburg weiter, welche nun für die auslaufenden Schiffe Eiskarten und Eisprognosen verfertigt. Die Region südlich von Neufundland ist reich an Treibeis. Es drückt hier die Meeresoberfläche tief herunter, oft um 14—15°.

Im März und April fallen namentlich über dem Wasser und an den Küsten Graupeln. Das sind undurchsichtige Eiskügelchen von Erbsegröße, die sich aus fest zusammengeballtem Schnee und aus Eiskristallen gebildet haben. Befindet sich um die Graupel eine glasige Eischale, so nennt man das ein Hagelforn oder eine Schloße. Hagel fällt gewöhnlich bei einem Gewitter. Er tritt vom April bis August auf. Im Königreich Sachsen fielen im Jahre 1888 von 36 Hageltagen auf den April 4, Mai 9, Juni 7, Juli 8, August 6, September 1, Oktober 1. Der Hagel fällt also dann, wenn die unteren Luftmassen stark erwärmt sind und schnell nach oben strömen. Hier gelangen sie in sehr kalte Räume. Finden sich hier größere Mengen unterkühlten oder überschnolzenen Wassers, das noch bis -10° in Wasserform vorhanden sein kann, so wird der Wasserdampf rasch zu Eiskörnern von 5—10 mm Durchmesser gefrieren. Es sind jedoch schon Hagelförner von 80 mm vorgekommen, diese sind wahrscheinlich durch Zusammenballen kleiner Körner entstanden. Das Zusammenballen ist

leicht erklärlich, weil Hagelschauer an kleinere, sich vorwärts bewegende Luftwirbel gebunden sind. Der Hagelfall dauert gewöhnlich 10—20 Minuten. Er tritt gewöhnlich in den ersten Nachmittagsstunden auf. Die Häufigkeit der Hagelschauer scheint von Westen nach Osten abzunehmen. Oft sind die Hagelwolken rötlich gefärbt. Die Naturgesetze des Hagels bedürfen noch genauerer Erforschung.

Das Gewitter.

Das Gewitter ist wohl das imposanteste Naturschauspiel, es erfüllt den Beobachter mit ehrfurchtsvoller Bewunderung. Durch seine mannigfaltigen Begleiterscheinungen aber wird es zu einem Feind des Menschen, dem dieser fast ohnmächtig gegenübersteht. Blitzschlag, Sturmböen, Windhosen, Platzregen und Hagelschlag gefährden das menschliche Leben, die Erträge des Ackerbaus, die See- und Luftschiffahrt. Und um so hilfloser steht der Mensch dieser Witterungserrscheinung gegenüber, als er lange Zeit für dieselbe keine umfassende Erklärung fand. Auch die jetzt bestehenden Gewittertheorien beruhen größtenteils noch auf Hypothesen. Die vorliegende Darstellung wird sich deshalb auf die Besprechung der gesicherten Erfahrungstatsachen und der durch eingehende Experimentaluntersuchungen begründeten Theorien beschränken.

Über einer mächtig aufsteigenden Luftsäule erscheint eine Cumuluswolke. Bei genügendem Luftnachschub wächst sie unter gewaltig wallender Bewegung. Noch sind die Kuppen rund und voll, und die Wolke ist trotz ihres oft drohenden Aussehens ungefährlich. Bald aber ragt der Gipfel Tausende von Metern hoch empor, hinein in die Gebiete tiefer Temperaturen. Die Wasserbläschen verwandeln sich nun in feine Eiszadeln, die Kuppen verflachen sich und fließen in weißglänzenden Massen nach allen Seiten schirmförmig aus; es bilden sich die sogen. falschen Zirren (Zirrus-schirm). So ist aus der ungefährlichen Haufenwolke die eigentliche Gewitterwolke, der Cumulo-Nimbus, entstanden. Sie scheint sich ins Endlose ausdehnen zu wollen. Ihr Gipfel nimmt häufig die Amboßform an. Ihre einzelnen Teile befinden sich in sehr verschiedener Bewegung.

Mitunter bilden sich an der unteren Grenzfläche des gewaltigen Wolkengebirges wulstige Ballen, halbkugelige Auswüchse von drohendem Aussehen, zwischen denen durch dünnere Teile das Blau durchschimmert. Diese Gewitterwolke heißt Mammato-Cumulus.

Seltener erscheinen vormittags als Gewitterboten einzeln auftretende

kleine graue Wölkchen, die Cumuli-Castellati, welche man häufiger über den Apengletschern beobachten kann. Ein anderes Gewittervorzeichen ist ein gelblicher Stratusflor, der oft schon am Morgen, vielfach schon am Vorabend eines Gewittertages in großen Höhen auftritt. —

Bald wird die dunkle Gewitterwand unter rollendem Donner von dem ersten Blitz zerrissen. Optische Täuschung hat dahin geführt, daß man sich den Blitz allgemein als eine Zickzacklinie mit sehr spitzen Winkeln vorstellt. Photographische Blizaufnahmen zeigen aber, daß der Blitz und seine zahlreichen Verzästelungen sich in unregelmäßigen runden Biegungen ausbreiten, ähnlich einem Flußsystem mit seinem Hauptfluß und den Nebenflüssen. Seltener ist die Form des Bandblitzes, der dadurch entsteht, daß der Blitz aus mehreren, nacheinander stattfindenden Entladungen besteht und der Wind die Wege der einzelnen Entladungen nebeneinander geschoben hat. Noch seltener sind die Perlenstrahlblitze und Kugelblitze, deren Natur noch nicht ganz aufgeklärt ist. Der Flächenblitz tritt als Beleuchtung von Wolkenflächen in Erscheinung, wenn der Blitzstrahl selber dem Beobachter nicht sichtbar ist. Er kann jedoch auch dadurch entstehen, daß an einem größeren Teil der Wolkenfläche eine Entladung der Elektrizität in Form von Glimmlicht stattfindet.

Der Blitz, längst als elektrischer Funke in großem Maßstabe nachgewiesen, ist von Wolke zu Wolke oder von der Wolke zur Erde gerichtet. Die Blitze der ersten Art dauern etwa eine Sekunde, die zur Erde gerichteten nur den Bruchteil einer solchen. Sie haben oft eine Länge von 2—3 km. Aus ihren magnetisierenden Wirkungen hat man die Stärke der Blitzströme auf 10 000 bis 20 000 Ampère festgestellt.

Durch einen Blitzschlag zwischen benachbarten Wolken kann unter denselben an der Erdoberfläche ein plötzlicher Ausgleich der vorher durch Induktion hervorgerufenen elektrischen Spannung eintreten. Durch solchen sogen. Rückschlag sind schon Menschen getötet worden.

Über die Blitzgefahr überhaupt ist bekannt, daß vereinzelt hervorragende Gegenstände am meisten gefährdet sind. Beim Einschlagen folgt der Blitz den bessern Leitern und wählt dabei den kürzesten Weg. Für Personen auf freiem Felde ist die Blitzgefahr größer als für die Bevölkerung überhaupt. Für Preußen kamen nach Hellmann auf 1 Million Einwohner (1869—1883) 4,4 Todesfälle durch Blitz.

Als Schutzmittel gegen die zerstörenden Wirkungen der Blitzschläge wendet man bekanntlich den Blitzableiter an. Er hat wohl in erster Linie

die Aufgabe, die bis zur Funkenentladung sich steigende Elektrizitäts-
spannung in den Gebäuden durch neutralisierende Spitzenausstrahlung
zu verhindern; aber in zweiter Linie soll er auch die etwa eintretende
Funkenentladung unschädlich zur Erde leiten. Damit der Blitzableiter
diese zweite Aufgabe um so sicherer erfüllen kann, wird ihm auf Grund
der neuesten Elektrizitätsforschung eine neue Konstruktion gegeben. Man
hat nämlich festgestellt, daß der Blitz gerade wie die Entladung einer Leidener
Flasche eine oscillatorische Entladung ist, welche um so weniger in das
Innere des Leiters eindringt, je rascher die Richtung des elektrischen Stromes
wechselt. Je größere Oberfläche dem gleichen Gewicht des Leiters pro
Längeneinheit gegeben wird, je besser ist es; denn der Strom benützt dann
nur die Oberfläche des Leiters (Waltenhofen, Über Blitzableiter. Braun-
schweig 1890).

Der großen Intensität des Blitzes entspricht auch seine Schallwirkung,
der Donner. Rein mechanisch und durch plötzliche Erhitzung wirkt der
Blitz die Luft auseinander, wobei die umgebende Luft verdichtet wird.
Darauf stürzt diese wieder in den luftverdünnten Raum unter Erzeugung
der Schallwellen, welche den Donner ausmachen, zurück. Das Donner-
rollen ist eine Folge der Reflexion der Schallwellen an den Wolken, an
den verschiedenen dichten Luftschichten, an der Erde usw. Man hört den
Donner höchstens 24 km weit. Mit Hilfe des Elektroradiophors hört man
ihn aber über 100 km. Geschützdonner hört man viel weiter, weil er immer
in ungefähr gleicher Luftdichte fortgepflanzt wird. Die Schallwellen des
Donners aber entstehen in höherer Luftlage, also in verdünnter Luft; sie
haben daher nicht nur geringere Energie, sondern werden auch durch den
Eintritt in dichtere Luft ähnlich den Lichtstrahlen abgelenkt. Aus letzt-

Fig. 29.



Schallablenkung und Schallschatten.

genannter Tatsache ist auch das Wetterleuchten ohne Donner zu erklären.
Nicht immer ist dies der Blitzschein eines so fernen Gewitters, daß sein

Wolkenherd ganz unter dem Horizont liegt. Vielmehr entstehen die Schallwellen eines Donners oft in einer solchen Entfernung, daß sie, bevor sie unser Ohr erreichen, in der unteren wärmeren und feuchteren Luft schon wieder so nach oben abgelenkt (dem Einfallslot zugebrochen) werden, daß sie über uns hinwegführen, wir uns also im Schallschatten befinden, infolgedessen wir den Donner nicht hören (Fig. 29).

Die Gewitter ziehen in Deutschland mit einer mittleren Geschwindigkeit von 40 km in der Stunde; im Winter und nachts schreiten sie etwas schneller fort als im Sommer und am Tage. Hochragende Gebirge scheinen die Gewitter anzuziehen und dann festzuhalten. Die Flüsse erweisen sich oft als ein Hindernis für das Fortschreiten der Gewitterfront.

Das Maximum der Gewitterfrequenz fällt in den Sommer, und zwar auf Juni (23,7%) und Juli (21,7%), dann folgen August (19,5%) und Mai (16,1%). —

Durch die Beobachtung der Witterungsverhältnisse, unter welchen ein Gewitter entsteht, ergibt sich zunächst, daß die elektrischen Erscheinungen an Niederschläge, wenigstens an lebhafte Kondensation des Wasserdampfes gebunden sind. Wasserdampfreiche Luft ist also die erste Bedingung für die Entstehung eines Gewitters. Dieser Wasserdampfgehalt wird aber erst durch hohe Temperatur ermöglicht; sie ist demnach die zweite Bedingung für die Gewitterbildung. Stärkere Kondensation des Wasserdampfes erfordert dynamische Abkühlung der Luft, also aufsteigende Bewegung feuchter Luft. Diese dritte Bedingung für das Zustandekommen eines Gewitters wird gefördert durch lebhafte Sonnenstrahlung, welche außerdem wohl noch stärkeren elektrischen Luftzustand hervorruft. Das so entstandene Gewitter tritt als solches in Erscheinung, wenn die Temperatur zu sinken beginnt, zuweilen auch, wenn steigende Temperatur kalte schnell ablöst. Der erste Blitz begleitet den Eintritt der Niederschläge, mit dem Gleichmäßigerwerden derselben hört das Gewitter auf.

In diesen Hauptzügen gleichen sich alle Gewitter. Verfolgt man aber ihre Lebensgeschichte bis ins einzelne, so erkennt man verschiedene Gewitterarten.

Etwa 70% aller Gewitter entstehen um die Zeit des täglichen Temperaturmaximums. Sie kennzeichnen sich dadurch als Wärmegewitter. Sie bilden sich bei folgender Wetterlage: Es herrscht bei mittlerem Luftdruck (750—760 mm) ziemlich gleichmäßige Luftdruckverteilung; die Winde sind infolgedessen schwach, oder es ist windstill; die Luft ist relativ feucht.

Diese Witterung ist besonders in einem Luftdruckfattel vorherrschend. Bei solcher Wetterlage ist eine zweifache Art der Gewitterbildung möglich: 1. Durch Überwärmung und hohen Wasserdampfgehalt wird die untere Luftschicht als Ganzes oft so leicht, daß sie sehr rasch, fast gewaltsam nach oben schießt, und hier kondensiert der Wasserdampf durch Abkühlung rasch zu gewaltigen Wolkennassen. 2. Dieselbe Wirkung wird oft dadurch erreicht, daß infolge Luftdruckdifferenzen in der Höhe dort ein Zufluß kälterer Luft entsteht. In diesem Falle ist statt der Überwärmung der vertikale Druckunterschied die mittelbare Veranlassung der Kondensation und damit der Gewitterbildung. In beiden Fällen ist ein labiles Gleichgewicht der Atmosphäre hervorgerufen; die allgemeine Wetterlage ist unverändert geblieben. Alle Wärmegewitter nehmen denselben Verlauf: Temperatur und Feuchtigkeitsgehalt steigen; starke Bewölkung tritt ein; nun nimmt der relative Feuchtigkeitsgehalt am Boden ab; der Luftdruck sinkt etwas stärker als gewöhnlich; der Gewitterwind weht nach allen Seiten auswärts, zeitweilig in heftigen Stößen; der Gewitterregen (oft Hagel) setzt ein; das macht die Temperatur sinken und die Luftfeuchtigkeit steigen; der Wind läßt nach, und das Barometer steigt, oft um 2—3 mm. Die Wärmegewitter sind reich an Blitzen und Regen. Wenn sie nicht, wie das gewöhnlich der Fall ist, eine fortschreitende Bewegung haben, erschöpfen sie sich bald. Vulkanausbrüche (Bewur) können auch Wärmegewitter hervorrufen. Alle Wärmegewitter bewegen sich mit horizontaler Achse vorwärts. —

Nicht an die wärmere Tageszeit und an lokale Beschränkung gebunden sind die Wirbelgewitter oder Depressionsgewitter. Sie entstehen im Sommer am südöstlichen oder südlichen Rande eines Tiefs, im Winter im westlichen Quadranten, wo durch die kalten Nord- und Nordwestwinde der Regen in Schnee- und Graupelschauer verwandelt wird. In beiden Fällen steht eine Änderung der Wetterlage, ein Witterungsumschlag bevor. Die Wirbelgewitter haben folgenden Verlauf: Sie ziehen meist in breiter Front, welche oft von N nach S durch ganz Deutschland reicht; sie führen deshalb auch den Namen Frontgewitter. Wird diese Gewitterfront durch die Bodengestalt, durch hochragende Gebirgszüge zerrissen, so ziehen mehrere Gewitter in parallelen Bahnen nebeneinander her. Man nennt diese Gewitter erratiche Gewitter. Etwa 2 Stunden vor Ausbruch des Gewitters zieht vor der Frontseite eine breite Cirrostratusdecke auf. Dem Gewitter weht ein Ost- oder Südostwind entgegen, der Gewittersturm weht senkrecht auf die Gewitterfront. Der vorher fallende Luftdruck steigt

schnell um einige mm (Gewitternase), die Temperatur sinkt, häufig folgt Regenwetter. Die Wirbelgewitter entstehen gleichfalls durch Überwärmung der unteren Luftschichten, aber diese Überwärmung ist nicht lokal beschränkt, sondern tritt an der ganzen Südost- oder Südfront einer Depression ein. Hier können infolge lokaler Verhältnisse, durch große Feuchtigkeit und Wärme, Teildepressionen entstehen, welche sich mehrmals wiederholende Gewitterzüge veranlassen können. —

Drographische oder Reliefgewitter entstehen dadurch, daß horizontale Luftströme an feste hervorragende Hindernisse (Küsten, Gebirge) anprallen, wodurch die Luftmassen mit ihrem Wasserdampf in die Höhe und hier zur Kondensation geführt werden. —

Gewitter an Diskontinuitätsflächen entstehen durch die Temperaturdifferenzen zweier aufeinander stoßender Luftmassen. Die Temperaturunterschiede können in horizontaler Richtung nebeneinander und in vertikaler Richtung übereinander liegen. 1. Der erste Fall liegt vor, wenn westlicher hoher Luftdruck mit kalter Temperatur nach Osten vordringt und sich keilförmig unter die wärmere Luftmasse des Ostens schiebt. An der Vorderseite wehen dann warme südliche bis südöstliche Winde und auf der Rückseite kalte Westwinde, die mit gewaltigen Sturmstößen auf die Gewitterfront gerichtet sind. Mit großer Schnelligkeit ziehen solche Gewitterböen von Westen nach Osten. Charakteristisch sind die schroffen Temperaturgegensätze und der scheinbar im Halbkreis angeordnete dunkle Wolkentwulst, ferner die sogen. Gewitternasen oder Druckstufen des Barographen, die durch die raschen Dichtigkeitsänderungen entstehen, welche der jähe Wettersturz hervorruft. Ähnliche Vorgänge spielen sich nicht selten an der Südgrenze einer Depression ab: Hier entsteht ein Gebiet hoher Wärme, das sich in Gestalt eines Ausläufers im Isobarenverlauf bemerkbar macht. Infolge der Ausbuchtung kann der östliche Teil dieser Teildepression von den kalten Westwinden nicht erreicht und abgekühlt werden; es entsteht vielmehr zwischen dem östlichen und westlichen Gebiet eine scharfe Temperaturstufe, welche sich naturgemäß als starke Druckstufe bemerkbar macht. Solche Gewitter- oder Regenböen rufen naturgemäß während der etwa zehn Minuten langen Dauer ihres Vorübergehens dem Druckausgleich dienende starke Winde hervor. 2. Seltener ist es, daß Gewitter durch Temperaturdifferenzen entstehen, die in vertikaler Richtung übereinanderliegen. Wenn das dynamische Gleichgewicht dadurch gestört wird, daß eine wärmere (südliche) Luftströmung eine kältere überweht, so können an der Begrenzungs-

fläche der beiden verschieden temperierten Luftschichten sich oft wiederholende Gewitter entstehen, ohne daß unten Gewitterstürme bemerkbar sind. Solche Gewitter sind häufig in Westösterreich und England beobachtet worden.

So wertvoll alle diese Beobachtungsergebnisse bezüglich der Vorbedingungen zur Gewitterbildung und bezüglich des Gewitterverlaufs auch sein mögen, über den Ursprung der Gewitter selbst vermögen sie uns nicht aufzuklären. Hierüber können die Erfolge der Untersuchungen über die Luft- und Wolkenelektrizität nähere, wenn auch noch nicht umfassende Erklärung geben.

In normalem Zustande, bei heiterem Wetter ohne Regen und möglichst frei von Staub, Rauch und Wasserstaub, ist die Luft positiv elektrisch geladen, während die Erdoberfläche negativ elektrisch geladen ist. Den Grad der elektrischen Spannung in der Nähe des Bodens kann man mit elektrischen Kollektoren messen, welche sich mit der sie umgebenden Spannung laden; Flüssigkeitsstrahlen, brennende Dunten, Flammen sind zu solchen Messungen geeignet. Besonders praktisch aber ist für solche Zwecke Egners Elektroskop. Dies Instrument ist ein metallisches Gehäuse mit Glasfenstern, in das ein Metallstab isoliert hineingeführt ist. An dem Stabende innerhalb des Gehäuses hängen zwei Aluminiumblättchen, an dem oberen Stabende befindet sich ein Metallknopf. Ist nun das Gehäuse mit der Erde und der Metallknopf mit dem Kollektor leitend verbunden, so ist aus der Divergenz der Aluminiumblättchen die Spannungsdifferenz zwischen der Erde und dem Ort des Kollektors zu ermesfen.

Die luštelektrische Spannung ist naturgemäß so verteilt, daß sich die positive Ladung der Atmosphäre unten in der Erdnähe mehr und mehr zusammendrängt. Es nähern sich daher die Potentialflächen, welche stets mit der Erdoberfläche und all ihren Erhebungen parallel laufen, nach unten einander mehr und mehr (Fig. 30).

Die elektrische Spannung wächst also mit der Bodennähe. Die verschiedenen Grade der elektrischen Spannung in der Vertikalen stellt man durch übereinander liegende Flächen gleicher Spannung (Equipotentialflächen) dar. Ein Berg bewirkt eine Aufreibung der unteren Niveauflächen, und zwar so, daß diese über dem Berggipfel dichter beieinander liegen. Das Spannungs- oder Potentialgefälle wird mit Wasserkollektoren vom Ballon aus gemessen. Man läßt aus zwei isoliert angebrachten Gefäßen je eine Schnur, beide von verschiedener Länge, herabhängen, woran

Wasser (im Winter Alkohol) herabläuft. Dem Schmorende, an dem die Auflösung der Flüssigkeit in Tropfen stattfindet, teilt sich die Elektrizitätsspannung der umgebenden Luft mit. Sie wird von hier zu den Gefäßen und von diesen zu dem Elektroskop geleitet, das den Spannungsunterschied anzeigt. Dieser beträgt unter normalen Verhältnissen beispielsweise zwischen zwei Punkten von 1 m Vertikalabstand in der Nähe des Bodens im Sommer 200—300, im Winter 300—400 Volt.

Die Abnahme der elektrischen Spannung mit der Höhe, die oft wechselnde Stärke und unregelmäßige Verteilung derselben läßt sich aus der

Fig. 30.



Ladung des Bodens allein nicht erklären, also auch nicht aus der verschieden großen Entfernung vom Erdboden, zumal die erreichbare Höhe im Verhältnis zum Erdradius sehr gering ist. Die Luft muß vielmehr eigene Quellen elektrischer Ladung haben.

Diese Quellen besitzt sie in der durch Elster und Geitel nachgewiesenen Ionisierung der Luft. In großer Höhe werden die Luftmoleküle durch kurzwellige, hauptsächlich ultraviolette Sonnenstrahlen teilweise in positive und negative Ionen zerlegt. Diese Ionen bewegen sich in einem elektrischen Felde mit einer bestimmten Schnelligkeit, und diese gibt ihnen die Fähigkeit, geladene Körper zu entladen. Die negativen Ionen bewegen sich etwa $1\frac{1}{2}$ mal so schnell als die positiven. An die negativen Teile (Elektronen)

wie an die positiven Restatome lagern sich nachher neutrale Massen an. — In den unteren Luftschichten, wohin die kurzwelligen Sonnenstrahlen nicht zu dringen vermögen, wird die Ionisierung durch die sogen. Radioaktivität besorgt. Verbindungen von Radium, Thorium und Aktinium, welche im Boden in starker Verdünnung weit verbreitet sind, senden beständig eine gewisse Art durchdringender Strahlung aus, welche auf die Luft ionisierend wirkt.

Aus der Tatsache des Potentialgefälles muß mit Notwendigkeit auf eine Strömung geschlossen werden, welche die positiven Ionen in die Bodennähe führt. Das Potentialgefälle wird erhöht durch Staub, Dunst und Nebel, welche wahrscheinlich durch Absorption die von oben her wandernden positiven Ionen festhalten. Um den Bestand an positiven Ionen, der durch den abwärts gehenden Strom derselben verringert wird, zu sichern, muß auf eine umgekehrte Strömung von der Erde in die Luft geschlossen werden, welche die gleiche Menge positiver Elektrizität der Luft wieder zuführt. Eine solche Strömung besteht. Das ist durch folgenden Versuch nachgewiesen worden: Bewegte Ionen geben zwar ihre Ladung an einen isolierten Leiter gewöhnlich nicht ab, wohl aber, wenn man die gleiche Anzahl negativer und positiver Ionen aus einem Raum starker Ionenkonzentration in einen solchen schwacher Ionenkonzentration durch enge Röhren strömen läßt. An die Röhrenwände wird dann negative Elektrizität abgegeben. Als solche Röhren wirken die Bodensporen, welche bei sinkendem Luftdruck ionisierte Luft ausströmen und dabei durch Festhalten der negativen Elektrizität die negative Erdladung und durch Freigeben der positiven Ionen die positive Luftladung stärken.

Die elektrischen Luftmoleküle geben die Ladung nach und nach an die Luft ab, zerstreuen sie, und zwar bei heiterem Wetter mehr als bei feuchtem (W. Linß). Je mehr freie Ionen vorhanden sind, je größer ist die Leitfähigkeit und desto kleiner das Potentialgefälle. Nebel und Staubgehalt vermindern das Leitvermögen aus oben erwähntem Grunde.

Die Tatsache, daß für das Zustandekommen von Gewittern lebhaftere Kondensationen von Wasserdampf Vorbedingung sind, scheint für die auf die Luftionisierung basierte Gewittertheorie von Elster und Geitel zu sprechen. Auf den negativen Ionen kondensiert der Wasserdampf bei vierfacher Übersättigung der Luft, auf den positiven Ionen erst bei sechsfacher Übersättigung. Letztere werden also bei der Regenbildung zunächst zurückbleiben, während die ersten Regentropfen mit negativer Ladung

diese der Erde zuführen. Bei dichterem Tropfenbildung der regnenden Wolke fließen mehrere kleine Tropfen vielfach zu größeren zusammen. Sie haben als solche eine größere Fallgeschwindigkeit und holen kleinere Tropfen wieder ein, mit denen sie, wie das durch Experimente festgestellt ist, nicht immer zusammenfließen, sondern oft gleiten sie aneinander entlang und trennen sich dann wieder. Befinden sich die fallenden Tropfen, bevor sie von größeren eingeholt werden, bereits im elektrischen Felde des negativ geladenen Erdbodens, so werden sie durch Influenz unten positiv, oben negativ elektrisch. Wird nun ein solcher Tropfen von dem schneller fallenden großen Tropfen eingeholt und getroffen, so gleitet er an dessen Unterseite lange genug entlang, um von dessen überschüssiger Ladung positiv geladener zu werden. Mit dieser Ladung bleibt er zurück, während der größere seinen Überschuß an negativer Elektrizität zu Boden führt. Die zurückbleibenden Tröpfchen mit positiver Ladung können durch Anhäufung, welche noch durch den Wind beschleunigt werden kann, in der Luft größere Gebiete starker positiv elektrischer Ladung bilden. Diese Gebiete bilden dann die Störungsschichten des gleichmäßigen Potentialgefälles und damit die Ursache der ausgleichenden Gewittertätigkeit.

Noch ein anderer Vorgang ist möglich, der zur Ursache der Störung des gleichmäßigen Potentialgefälles und damit der Gewittertätigkeit werden kann. Die Wolken und die aus ihnen herausfallenden Tropfen bilden eine Art Influenzmaschine. Die fallenden Tropfen werden in dem zwischen zwei Wolken befindlichen elektrischen Felde polarisiert. Geraten sie auf eine Grenzschicht, so vergrößern sie deren elektrische Dichte, so daß die Spannungsunterschiede zwischen zwei Wolken oder zwischen der Wolke und der Erde immer größer werden. Feste Niederschläge sind für die Verstärkung des elektrischen Feldes besonders wirksam, woraus zu schließen wäre, daß die Zirren den Hauptsitz der Gewitterelektrizität bilden.

Sinnlich der Wolkenelektrizität ist festgestellt, daß die Schichtwolken des Landregens, der typische Nimbus, positiv, die Schneewolken negativ und die Cu-Mi teils positiv, teils negativ elektrisch geladen sind (F. Hann). Festzustellen, welche Kräfte hier wirksam sind, ist noch Aufgabe der Zukunft.

Optische Lufterscheinungen.

An dieser Stelle können nur die optischen Erscheinungen zur Darstellung gelangen, die zu den Witterungsvorgängen in näherer Beziehung stehen.

Die meisten von der Sonne ausgehenden Strahlen erreichen unsere Erde nicht, ein großer Teil derselben wird von der Atmosphäre zerstreut oder absorbiert. Als Zerstreung bezeichnet man die Änderung der Strahlenrichtung durch Brechung, Zurückwerfung und Beugung an den Grenzflächen verschieden dichter, warmer und feuchter Luftschichten, sowie an den Staub- und Wasserteilchen. Diese Ablenkung der Strahlen nach allen Richtungen heißt die diffuse Strahlung des Himmelsgewölbes. Bei direkter gerader Sonnenstrahlung müßte uns der Himmel, der kein eigenes Licht hat, schwarz erscheinen. Durch die Zerstreung aber, welche hauptsächlich die kurzwelligen blauen Strahlen betrifft, erscheint uns der Himmel blau.

Ist die Luft reich an Nebel oder Staub, so werden die blauen Strahlen größtenteils zerstreut, und es gelangen hauptsächlich die langwelligen roten Strahlen zu uns. Das erklärt die Röte der Sonne und der sie umgebenden Teile des Himmelsgewölbes bei tiefem Sonnenstande. Am leichtesten gehen eben die roten Strahlen durch die Atmosphäre. Dies kann man am besten an der Abend- und Morgenröte beobachten. In diesen Zeiten müssen die Sonnenstrahlen einen weiten Weg durch die Luft zurücklegen. Morgen- und Abendröte sind Zeichen großen Wassergehaltes der Luft.

Das sogen. Wasserziehen der Sonne besteht aus strahlenförmigen Lichtstreifen von verschiedener Helligkeit, welche von der Sonne ausgehen. Es wird diese Erscheinung durch die Schattenwirkung einzelner Wolkenmassen hervorgerufen. Diese Streifen rücken scheinbar gegen die Sonne hin näher zusammen, doch ist das nur eine Wirkung der Perspektive.

Von besonderem Interesse ist die Dämmerungsercheinung. Schon bevor die Sonne sich über den Horizont erhoben hat, treffen ihre Strahlen die oberen Luftschichten, ebenso, wenn die Sonne schon unter dem Horizont verschwunden ist. Man sieht dann den Himmel in der Nähe des Sonnenauf- und untergangs schon bzw. noch erleuchtet, solange die Sonne nicht mehr als 16° unter dem Horizont steht. Diese Erscheinung bezeichnet man als Dämmerung (astronomische Dämmerung). Sie ist um so kürzer, je steiler die Sonnenbahn gegen den Horizont geneigt ist. Am Äquator kann sie die Nacht um $2\frac{3}{4}$ Stunden verkürzen, unter dem 70. Breitengrad um 10—11 Stunden. Bei Eintritt der Abenddämmerung bildet sich zunächst ein glänzend weißer Hof um die Sonne, und am Horizont tritt eine gelbliche Färbung ein. Berührt die Sonne den Horizont, so

färbt sich der untere Teil der gelblichen Fläche rötlich, der obere orange. Etwa zwanzig Minuten nach Sonnenuntergang erscheint eine kreisförmige purpurrote Scheibe, welche eine horizontale Basis von etwa $30\text{--}40^\circ$ Breite hat. Wenn dies „erste Purpurlicht“ verschwunden ist, wächst der rötliche Rand, und die obere gelbliche Schicht wird immer goldiger. Wenn die Sonne bis 7° unter den Horizont gesunken ist, beginnt das schwächere „zweite Purpurlicht“. Dieser Farbentwandel erklärt sich aus der wechselnden Brechung und Beugung, welche die Sonnenstrahlen durch Staub, Wassertropfen und Eiskristalle erleiden.

Der Biskopische Ring, sichtbar von 1883—1886, war eine dem ersten Purpurlicht verwandte Erscheinung. Er entstand durch Brechung und Beugung der Sonnenstrahlen an den gewaltigen Massen von feinstem Staub, welche durch den Vulkanausbruch des Krakatau bis in die höchsten Luftschichten geschleudert waren und sich hier mehrere Jahre hielten.

Der Hof um Sonne oder Mond erscheint als bläulich-weißes Feld mit rotem Saume und einem Halbmesser von wenigen Graden. Um den roten Saum herum schließen sich Ringe in den Regenbogenfarben, ein blauer, grüner, blaßgelber und roter Ring, an. Bisweilen wiederholen sich diese Farben noch ein- bis zweimal.

Die Ringe (Halos) sind viel größer als die Höfe, sie haben Radien von 22° , 45° oder 90° ; sie zeigen nach dem Rot eine umgekehrte Farbenfolge; rot, orange, gelb, gelbgrün und blau folgen von innen nach außen.

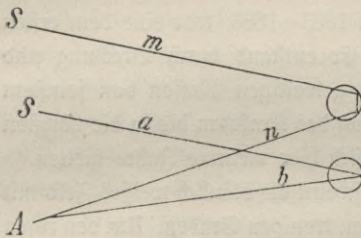
Die umgekehrte Farbenfolge der Höfe und Ringe erklärt sich aus ihrer verschiedenen Entstehung. Bei den Höfen haben die Strahlen an kleinen Tröpfchen ihre Beugung erfahren. Man kann aus dem Halbmesser des Ringes sogar die Tropfengröße berechnen. Bei sehr unterschiedlichen Größen der Tropfen lagern sich die Farbenringe übereinander, so daß wir nur den roten Saum zu sehen bekommen. Die Ringe entstehen durch Brechung der Strahlen in den Eiskristallen, sie erscheinen daher nur in Zirruswolken. Die Eiskristalle dieser Wolken bilden regelmäßige sechsseitige Säulen, und man kann daher genau berechnen, welche Ablenkung die Lichtstrahlen durch Spiegelung an der Oberfläche oder durch Brechung beim Durchgang durch die Kristalle erfahren. Die wechselnden Stellungen der Kristalle gegen die Richtung der Sonnenstrahlen lassen letztere verschiedene Wege zu unserm Auge einschlagen, so daß wir die mannigfaltigsten Kreise wahrnehmen.

Der am häufigsten vorkommende Ring hat die Sonne in der Mitte.

Wird dieser Kreis von Lichtbogen durchschnitten, welche an seinen Seiten liegen oder von der Sonne oder dem Monde nach oben laufen, so sind die Kreuzungspunkte stärker beleuchtet. Diese Punkte nennt man Neben-sonnen und Nebenmonde.

Der Regenbogen erscheint, sobald bei vollem Sonnenschein in der der Sonne gegenüberliegenden Richtung Regentropfen fallen. Der Regenbogen hat die Farbenfolge der Höfe, auswärts rot, innen violett. — Der

Fig. 31.



Sonnenstrahl $S a$ (Fig. 31) wird, sobald er in den Tropfen tritt, gebrochen und in seine farbigen Bestandteile zerlegt. An der Rückseite des Tropfens wird er reflektiert, und so gelangt er nach abermaliger Brechung in der Richtung $b A$ in das Auge des Beobachters. Es fällt natürlich jeder Strahl unter einem andern Winkel auf den Tropfen, so daß auch die Ablenkungs-

winkel verschieden ausfallen. Am kleinsten wird der Ablenkungswinkel für einen Strahl, der in einem Auffallwinkel von etwa 60° den Tropfen trifft. Die parallelen Strahlen verlassen daher den Tropfen nicht wieder parallel, sondern kommen zerstreut heraus. Am wenigsten zerstreut, fast parallel, verlassen den Tropfen die Strahlen, welche unter dem Winkel von etwa 60° auffallen. Diese nahezu parallel austretenden Strahlen treffen konzentriert unser Auge, und deshalb sind sie hervorragend wirksam. Der Winkel von etwa 60° hat nun für jede Strahlungsart einen etwas andern Wert; darum sehen wir in den vielen Tröpfchen, welche die Sonnenstrahlen in unser Auge reflektieren, ein Farbenband, das den Hauptregenbogen darstellt. — Es können aber die Sonnenstrahlen auch erst nach zweimaliger Reflexion ($S m$) in unser Auge gelangen ($n A$). Die Häufung dieser Fälle gibt den zweiten, den Nebenregenbogen, in dem die Farbenfolge die umgekehrte ist. Nun sind aber auch die zerstreut austretenden Strahlen in ihrer Wirkung zu berücksichtigen, die darin besteht, daß Beugungserscheinungen auftreten, die je nach der Tropfengröße verschieden sind. Sie verursachen Überlagerung verschiedener Farben. Sie erklären die verschiedene Breite und Farbenfolge des Regenbogens.

Eine dem Regenbogen verwandte Erscheinung ist der Nebelbogen,

den man an der Grenze einer Nebelbank sieht, wenn man die eigentliche Nebelwand und die Sonne hinter sich hat. Auf dem Meere und auf Berggipfeln ist es möglich, daß man auf dem Nebel seinen eigenen Kopf sieht, manchmal von einer farbigen Glorie umstrahlt. Diese Lichterscheinung heißt das Brocchengespenst, die farbige Glorie Ulloas Ring.

Das Polarlicht erscheint in den höheren Breiten teils als weißer bis roter Lichtbogen am Horizont, teils in aufflackernden Strahlen und Bändern. Diese rein elektrische Erscheinung hängt mit dem Erdmagnetismus zusammen. Das Nordlicht ist eine Fluoreszenzerscheinung, ähnlich der Kathodenstrahlung. Diese vom negativen Pol in stark luftverdünnten Röhren ausgesandte Strahlung wird von der Luft absorbiert und ruft dabei Fluoreszenzen hervor. Eine solche Strahlung geht nach Paulsens Theorie von der Schicht negativer Elektrizität aus, welche in den Polarregionen an der Grenze der Atmosphäre liegen soll; sie wird von den obersten Luftschichten absorbiert, wodurch diese leuchtend werden. Das Polarlicht hat seinen Sitz in Höhen von 50—60 km.

2. Wechselwirkung der einzelnen Witterungserscheinungen.

Um das Wesen des Wetters zu verstehen, genügt es nicht, die einzelnen Witterungserscheinungen zu beobachten und mit Hilfe geeigneter Instrumente den Grad ihres Erscheinungstretens festzustellen. Temperatur, Luftdruck, Feuchtigkeitsgehalt der Luft, Wind, Bewölkung und Niederschläge sind nur Wesensäußerungen des Wetters. Die Erklärung seines Wesens selbst ist in den Gründen zu suchen, nach welchen die einzelnen Witterungszustände entstehen und wechseln. Diese Erklärung und damit auch die Möglichkeit der Wettervorausage ist zu finden in der Wechselwirkung der Einzelercheinungen des Wetters.

Jedes Wetter eines Ortes wird in seinen Einzelercheinungen hauptsächlich durch den Wind beeinflusst. Wind und Wetter bezeichnet schon der Volksmund als zusammengehörig. Durch ständige Beobachtung der verschiedenen Winde und durch Notieren der Beobachtungsergebnisse hat man den Durchschnittscharakter der einzelnen Winde festgestellt, wie er sich in bezug auf Temperatur, Luftdruck, Feuchtigkeit, Bewölkung und Niederschläge zu verschiedenen Zeiten und an verschiedenen Orten äußert. Besonders reiches Material liegt für die nördliche gemäßigte Zone vor.

Dieses Material ist bezüglich der Wärme in den Karten der Jahres-

ijobaren festgelegt. Die Karte der Januarijobaren (Fig. 19) läßt schließen, daß für Westeuropa im Winter die Südwestwinde die wärmsten sind; denn sie stehen unter dem Einfluß des warmen Golfstroms. Für Osteuropa und Westasien haben die südlichen Winde die gleiche Bedeutung, für Ostasien und Ostamerika kommen die wärmsten Winde aus SO. Die kältesten Winde kommen vom nördlichen Kältepol, für Westeuropa also aus ONO, für Osteuropa und Westasien wehen sie mehr aus N, für Ostasien und Ostamerika aus NW. Die Karte der Julijobaren (Fig. 20) zeigt, daß im Sommer die warmen Winde, da sie aus der wärmsten Gegend, also vom Lande kommen müssen, für Europa aus SO wehen, die kältesten dagegen aus NW. Für den Osten der Kontinente kommen die wärmsten Winde aus SW, die kältesten aus NO. Ein Südwind wird allerdings für Westeuropa auch ein sehr kalter Wind sein, wenn im Osten ein sehr kaltes Barometermaximum lagert, von dem ja die Winde infolge Abbeugung aus südlicher Richtung zu uns kommen.

Auch der Feuchtigkeitsgehalt der Luft wird von der Windrichtung beeinflusst. Im allgemeinen werden die feuchten Winde aus Gegenden mit hohem Dampfdruck kommen, im Winter also für Westeuropa aus SW. Die trockenen Winde dagegen wehen aus NO; denn in Sibirien herrscht geringer Dampfdruck. Im Sommer kommen die feuchten Winde aus S und SO, wo größerer Dampfdruck herrscht. Der Dampfdruck nimmt dann in auffälliger Weise von SSO nach NNW ab, und die trockenen Winde sind infolgedessen für Innereuropa die Seewinde, die aus NW oder NO wehen. Für die Küstenländer dagegen sind die Seewinde immer die feuchtesten. In Norddeutschland ist im Sommer der Westwind feucht, der Ostwind trocken, im Winter ist der Ostwind feucht, der Westwind trocken.

Vom Wasserdampfgehalt der Winde hängen selbstverständlich Bewölkung und Niederschläge ab. Daher bringt der Südwestwind die größte, der Nordostwind die geringste Bewölkung für Westeuropa. Daß im allgemeinen Seewinde mehr Niederschlagswahrscheinlichkeit haben als Landwinde, zeigt sich nicht nur an der Küste, sondern oft auch noch in großer Entfernung von ihr. Für Mittel- und Süddeutschland bringen die südwestlichen und südlichen Winde die häufigsten Niederschläge.

Von dem Grad der Wärme und der Feuchtigkeit des Windes hängt die Höhe seines Luftdrucks ab. Daher haben in Westeuropa den Winter über die Nordostwinde den höchsten, die Südwestwinde den niedrigsten Druck, während im Sommer die nördlichen und westlichen Winde

hohen, die südlichen und südöstlichen Winde geringeren Luftdruck aufweisen.

Aus allen Eigentümlichkeiten der verschiedenen Winde ergibt sich, daß die südlichen Winde (Äquatorwinde) einen ganz anderen Charakter haben als die nördlichen (Polwinde): 1. Die Äquatorialwinde bringen die höchste Wärme, den größten Feuchtigkeitsgehalt, die dichteste Bewölkung, die meisten Niederschläge und den geringsten Luftdruck. Diese Eigentümlichkeiten sind um so stärker, wenn die Winde vom Meere kommen, also an der Westküste der Erdteile von SW, an der Ostküste von SO. 2. Die Polwinde bringen geringe Wärme, geringen Feuchtigkeitsgehalt, klaren Himmel, wenig Niederschlag und hohen Luftdruck. Diese Eigentümlichkeiten sind um so stärker, wenn die Winde vom Lande kommen, also an der Westküste der Erdteile von NO, an der Ostküste von NW.

Nicht nur durch die Winde wird das Wetter verändert, sondern auch dadurch, daß die übrigen Witterungsercheinungen wechselseitig aufeinander einwirken.

Steigende Wärme entwickelt durch Verdunstung reichlichen Wasserdampf, ohne in gleichem Maße zur Sättigung zu führen; denn die Luft wird durch die Wärme aufnahmefähiger. Erhöhte Wärme wirkt der Bewölkung entgegen und verringert die Niederschläge, da sie den Wasserdampf auflöst. Der Luftdruck wird geringer, da die Luft durch die Ausdehnung infolge der Wärme leichter wird und oben abströmt.

Durch Bildung von Wasserdampf wird Wärme verbraucht oder gebunden. Die Bewölkung wird dichter und die Niederschlagswahrscheinlichkeit größer. Der Luftdruck nimmt ab, da der Wasserdampf nur $\frac{5}{8}$ so viel wiegt als die trockene Luft.

Dichte Bewölkung hält die Sonnenstrahlen zurück, so daß die Wärme nicht steigt, doch vermindert sie auch die Ausstrahlung und damit die Abkühlung. Der Luftdruck wird durch steigende Bewölkung geringer; denn durch die Verdichtung wird Wärme frei, welche die Luft ausdehnt, so daß sie aufwärts strömt und oben abfließt.

Der Niederschlag aus hoher, kalter Luftschicht kühlt im Sommer die untere Temperatur ab. Verdichtet sich der Wasserdampf im Winter in niederen Schichten, so wird Wärme frei, welche nicht nur die Temperaturen erhöht, sondern auch bewirkt, daß die Luft lebhafter aufströmt und oben abfließt, wodurch der Luftdruck vermindert wird.

Da sich alle Veränderungen der Witterungselemente im Luftdruck

geltend machen, so lassen sich leicht die Wetterlagen feststellen, welche ein Steigen oder Fallen des Barometers bedingen.

Das Barometer fällt

1. bei warmer Luft, denn sie steigt auf und fließt ab;
2. bei feuchter Luft, denn Wasserdampf ist leichter als trockene Luft;
3. bei aufsteigender Luft, denn sie fließt oben ab;
4. bei Wolkenbildung, denn die freiverdende Wärme dehnt die Luft aus;
5. bei Niederschlag, denn sein Gewicht wird aus der Luft entfernt;
6. bei bewegter Luft, denn sie übt geringeren Druck aus als ruhende Luft;
7. im Gebiet des Maximums, denn aus ihm strömt Luft fort.

Das Barometer steigt

1. bei starker Abkühlung der Luft, denn sie wird dichter;
2. bei absteigender Luft, denn sie drückt die untere Luft zusammen;
3. im Gebiet des Minimums, denn es strömt Luft zu.

Um die Wechselwirkung der Witterungsercheinungen in ihrer Vielgestaltigkeit zu erkennen, ist es nötig, daß man die gleichzeitigen Witterungsverhältnisse über einem großen Gebiet betrachtet. Das geschieht am besten an der Hand einer sogenannten synoptischen Wetterkarte. In dieselbe sind alle Witterungsercheinungen, welche morgens 8 Uhr beobachtet wurden, eingetragen. Um aus einer Wetterkarte die charakteristische Wetterlage herauslesen zu können, muß man die Bedeutung der verschiedenen Zeichen kennen.

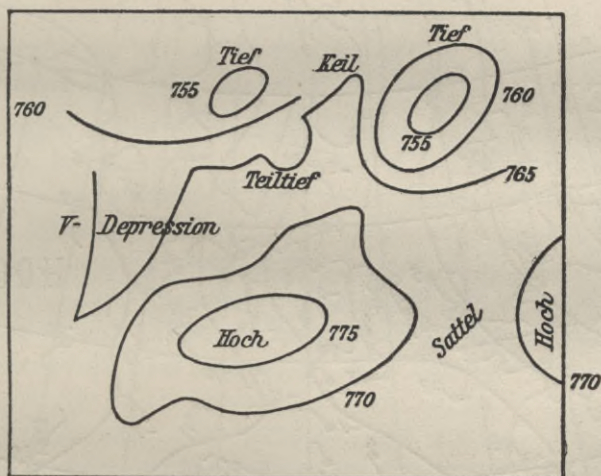
Der Luftdruck und seine Verteilung ist durch die Isobaren oder Linien gleichen Drucks gekennzeichnet. An ihren Enden ist die Druckgröße in mm angegeben. Die Isobaren sind für jeden Druckunterschied von 5 mm eingetragen. Wenn man die Orte gleichen Drucks durch Linien verbindet, so führt man diese zwischen den Stationen so, daß man Stellen trifft, die schätzungsweise denselben Druck hatten; man „interpoliert“. Die Isobarenkarte muß man plastisch sehen, das Maximumgebiet als Gebirge, das Minimumgebiet als trichterförmige Vertiefung, die Gegend zwischen zwei Tiefdruckgebieten als Talsfurchung und die Gegend zwischen zwei Hochdruckgebieten als Berggründen. Das Maximumgebiet erscheint flach, wenn nur wenige Isobaren vorhanden sind; das Minimumgebiet ist tief, wenn viele Isobaren vorhanden sind. Man unterscheidet sieben Grundformen der Isobaren:

Tief (Zyklone), Teiltief (sekundäre Zykone), V-förmige Depression, Keil, Hoch (Antizyklone), Sattel, geradlinige Isobare.

Die Windrichtung wird durch Pfeile angegeben, die mit dem Winde fliegen und deren Spitze der Stationskreis ist. Die Windstärke wird durch die Anzahl der ganzen und halben Federn am Pfeil bezeichnet: o still, | o sehr leicht, | o leicht, || o schwach, || o mäßig, ||| o frisch, ||| o stark, |||| o steif, |||| o stürmisch, |||| o voller Sturm.

Die Temperatur wird in der Weise bezeichnet, daß die Zahl der Celsius-

Fig. 32.



Grundformen der Isobaren.

grade neben die Station geschrieben wird. Steht noch eine kleinere, unterstrichene Ziffer neben der Station, so soll diese die Höhe des in den letzten 24 Stunden gefallenen Niederschlags angeben. Für etwa gefallenen Schnee ist die entsprechende Regenhöhe genannt. Die Ziffer bezeichnet die Regenhöhe in mm, was der Literzahl pro qm gleichbedeutend ist.

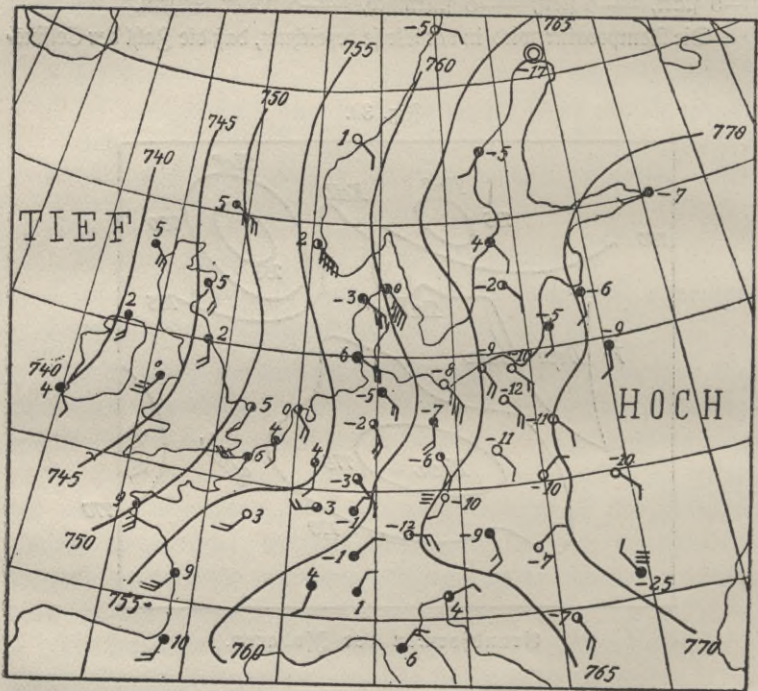
Für die Form der Niederschläge sind folgende Zeichen international geworden: ● Regen, ✱ Schnee, ∞ Dunst, ≡ Nebel, ⚡ Gewitter.

Für die Bewölkung werden nachstehende Zeichen benutzt: ○ wolkenlos, ☉ heiter, ◐ halb bedeckt, ☁ wolkig, ● bedeckt.

Nunmehr ist man imstande, aus der Wetterkarte unter Fig. 33, welche

alle diese Zeichen benutzt, die derzeit in einem größeren Gebiet bestehende Wetterlage herauszulesen und festzustellen, daß die für die einzelnen Witterungselemente geltenden Grundsätze in Erscheinung treten. Gleichzeitig können dabei allerdings auch Abweichungen von der allgemeinen Regel beobachtet werden, die dann noch einer Erklärung bedürfen.

Fig. 33.



Wetterkarte vom 16. Januar 1913, 8 Uhr morgens.

Für die Richtung des Windes läßt sich aus der Karte zunächst das bestätigen, was schon bei der Betrachtung der ungleichen Verteilung des Luftdrucks festgestellt wurde, das nämlich, daß der Wind bestrebt ist, durch seine Richtung vom Barometermaximum nach dem Barometerminimum einen Ausgleich in der Luftdruckverteilung herbeizuführen. Es ist ferner ersichtlich, daß der Wind nicht geradlinig vom Maximum nach dem Minimum weht, sondern daß er infolge der Erdumdrehung auf der nördlichen Halbkugel nach rechts abgelenkt wird. Es bestätigt sich also für die Windrichtung

folgendes Grundgesetz: Man hat den Wind im Rücken, wenn man das Barometermaximum zur Rechten, etwas hinter sich, und das Barometerminimum zur Linken, etwas vor sich hat.

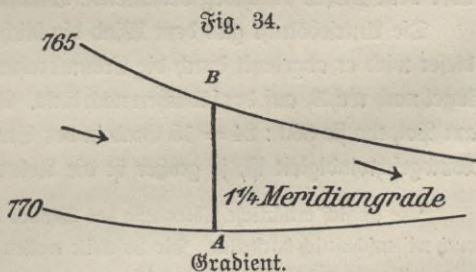
Daraus folgt, was auch aus der Karte ersichtlich ist, daß der Wind in schräger Richtung vom barometrischen Maximum abfließt und dasselbe in der Richtung der Uhrzeigerbewegung und mit der Sonne in einem spiralförmigen Wirbel umströmt; auf der Nordseite strömen die Winde aus SW, auf der Westseite aus SO, auf der Südseite aus NO und auf der Ostseite aus NW.

Dem Minimum nähert sich die Strömung in einem Wirbel entgegengesetzt der Bewegung der Uhrzeiger und der Sonne; auf der Nordseite weht sie aus NO, auf der Westseite aus NW, auf der Südseite aus SW und auf der Ostseite aus SO.

Beachtet man in der Karte die Windstärke, so zeigt sich, daß diese in der Nähe des Barometermaximums und in der Nähe des Barometerminimums am schwächsten ist. Dort, wo die Isobaren am dichtesten liegen, sind die Winde am stärksten. Aus diesen Tatsachen ergibt sich, daß die Winde dort schwach sind, wo ziemlich gleicher Luftdruck herrscht, und am stärksten dort, wo die Luftdruckverteilung sehr ungleich ist. An der Entfernung der Isobaren voneinander läßt sich also die Windstärke ermessen, weil dadurch der Luftdruckunterschied angezeigt ist. Diesen Unterschied mißt man durch eine Senkrechte auf den Isobaren, welche vom höheren Luftdruck nach dem niedrigeren hinweist. Diese Senkrechte heißt Gradient. Die Zahl der Millimeter, welche der Luftdruck auf dem Gradienten in einer Länge von einem Meridiangrad (also von 111 km) abnimmt, bezeichnet den Druckunterschied und ist die Größe des Gradienten.

Der Druckunterschied zwischen den beiden Iso-

baren in Figur 34 ist 5 mm. Die Entfernung vom Orte A nach dem Orte B beträgt $1\frac{1}{4}$ Meridiangrad. Der Gradient AB ist $5 : 1\frac{1}{4} = 4$ mm.



Aus obigen Feststellungen ergibt sich für die Windstärke folgendes Grundgesetz: Winde sind um so stärker, je dichter die Isobaren liegen oder je

größer die Gradienten sind, aber um so schwächer, je weiter die Isobaren voneinander liegen oder je kleiner die Gradienten sind.

Die über die Richtung und Stärke des Windes gewonnenen zwei Gesetze haben im allgemeinen Gültigkeit, und es lassen sich in den Grundzügen Richtung und Stärke des Windes danach bestimmen. Wenn in Fig. 34 die Isobaren in der Richtung von Westen nach Osten laufen, so daß der höchste Druck nach Süden liegt, der Gradient AB also nach Norden zeigt oder abdacht, so wird im allgemeinen der Wind nach Osten wehen, weil er durch Erdumdrehung nach rechts abgelenkt ist. Seine Stärke aber wird, da sie von dem Druckunterschied abhängig ist, durch den Gradienten von 4 bestimmt.

Im einzelnen aber ergeben sich, auch wenn man von örtlichen Ablenkungen und Beeinflussungen absieht, noch mancherlei Schwankungen und Abweichungen, wie namentlich aus der Richtung der Windpfeile in der Karte (Fig. 33) ersichtlich ist. Die wechselnde Windstärke und die verschiedene Größe der sich dort zeigenden Ablenkungswinkel bedarf noch einer näheren Erklärung.

Die Antriebskraft, die in der Verschiedenheit des Luftdrucks beruht, gibt dem Winde eine gewisse Geschwindigkeit mit. Diese erfährt aber verschiedene Hemmungen durch die Reibung mit der Erd- oder Meeresoberfläche. Die Hemmung ist stark in gebirgigen Gegenden, weniger stark in der Ebene, geringer über dem Meere, schwach für die höheren Luftschichten. Daher ist die Windstärke bei gleich großen Gradienten sehr verschieden. Die Windpfeile in der Karte Fig. 33 zeigen aus diesem Grunde über dem Meere durchweg bedeutende Windstärke an.

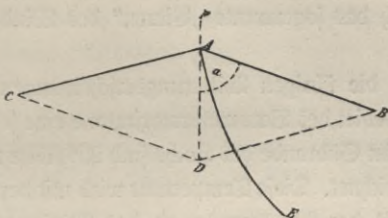
Die Antriebskraft gibt dem Wind die Richtung des Gradienten. Aus dieser wird er abgelenkt durch die Erdumdrehung auf der nördlichen Halbkugel nach rechts, auf der südlichen nach links. Am stärksten ist die Ablenkung am Pol, wo sie $360 : 24 = 15$ Grad in der Stunde beträgt. Je größer die Windgeschwindigkeit ist, je größer ist die Ablenkung.

Die an sich erklärliche Ablenkung des Windes durch die Erdrotation läßt sich auch wissenschaftlich darstellen. Die Luftteile wollen infolge der ihnen ursprünglich mitgetheilten geraden Bewegungsrichtung aus der gekrümmten Bahn heraus. Dies Gesetz der Trägheit äußert sich hier als Fliehkraft oder Zentrifugalkraft. Diese ist um so stärker, je krummer die Bahn und je schneller die Bewegung ist.

Da nun zwei Bewegungen nach dem Newtonschen Gesetz des Parallelogramms der Kräfte durch eine ersetzt werden können und der zurückgelegte Weg den Kräften

proportional ist, so ergibt sich aus dem Zusammenwirken aller Kräfte für die Windrichtung folgendes Bild:

Fig. 35.



In AB wirkt der Gradient als die gesamte treibende Kraft. Ohne andere Einwirkung auf das Luftteilchen müßte es in Richtung AB fortbewegt werden. Nun wirken aber in AC als gemeinsam ablenkende Kräfte die Erdumdrehung, die senkrecht auf die Bahn des Luftteilchens einwirkt, und die Zentrifugalkraft, welche gleichfalls nach rechts ablenkend wirkt, da sie das Luftteilchen nach außen hin abdrängt. Das Ergebnis aus dem Zusammenwirken der Kräfte in AB und AC (den beiden Komponenten) ist AD (die Resultante), in welcher Richtung sich das vorher in Richtung AE befindliche Luftteilchen nun bewegt. So entsteht der Ablenkungswinkel α . Je größer dieser Winkel wird, desto geringer ist die Wirkung des Gradienten in Richtung AD. Zwar wirkt in dieser Richtung auch noch die Trägheitskraft, aber sie ist ungefähr proportional dem Widerstand, den die Reibung der Luft an der Erdoberfläche verursacht, und der durch AF bezeichnet wird.

Da der Ablenkungswinkel mit der Nähe des Pols und mit der Abnahme der Bewegungshindernisse wächst, so ist die auffallende Richtung der Windpfeile über dem Finnischen und Bottnischen Meerbusen in unserer Karte erklärlich.

Daß auch die Form der Isobaren auf die Neigung des Windes von Einfluß ist, wird ohne weiteres erklärlich, wenn man daran denkt, daß die verschiedenen Isobarenformen ja der verschiedenen Druckverteilung folgen, die wieder die Windrichtung beeinflusst. Besonders deutlich ist das aus der Karte in der Nähe des Hochs und Tiefs zu ersehen. Beim Ausgang aus der Antizyklone beträgt die Neigung gegen die Isobare etwa 52° , sie nimmt aber immer mehr ab, bis sie in der Nähe der Zyklone nur etwa 25° beträgt. Im rechtsseitigen Teile der Vorderseite der Zyklone ist der Wind mehr gegen die Isobare geneigt und nach innen gekrümmt als in einem andern Teile derselben, und auf ihrer Rückseite ist die Neigung sehr klein, oft sogar nach außen gerichtet.

Die Veränderung der Neigung steht auch unter dem Einfluß der täglichen Schwankung des Windes, die darin besteht, daß der Wind mit der Sonne umgeht, von Ost des Morgens in Süd des Mittags und in West des Abends. Also auch das sogenannte „Bieren“ des Windes beeinflusst die Windrichtung.

In bezug auf die übrigen Witterungserscheinungen zeigt die Karte (Fig. 33), daß im Gebiet des Barometermaximums eine sehr niedrige Temperatur herrscht. Am Südrande des Hochs sind 25° Kälte und an der Westseite 16° Kälte verzeichnet. Diese Temperatur wird mit der Entfernung vom Maximum und mit der Annäherung an das Minimum nach und nach milder. An der Nordwestküste Europas sind schon 0°, an der Ostseite der Britischen Inseln und des Tiefs sogar 5° Wärme zu verzeichnen. Über den südwestlichen Teil Europas reicht vom Atlantischen Ozean ein Wärme-gürtel, der bis 9° Wärme aufweist.

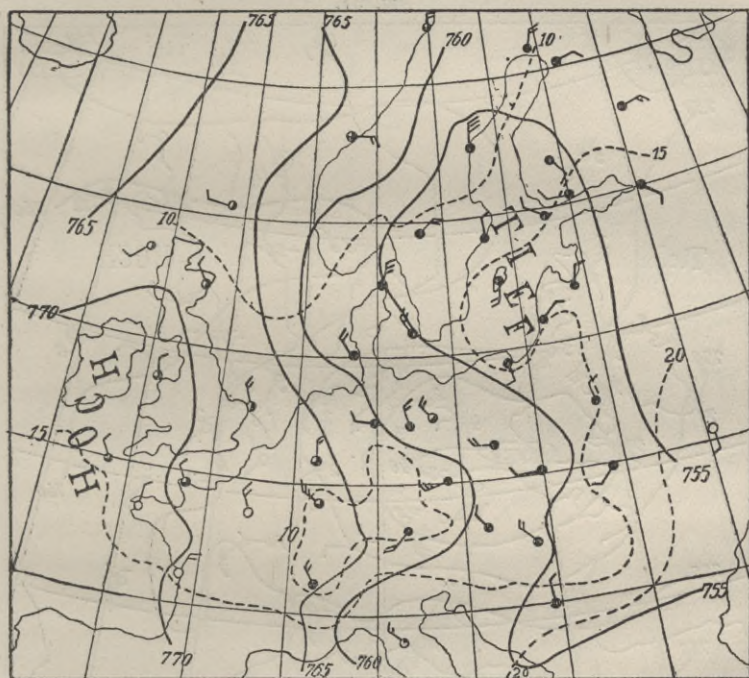
Der Dampfgehalt der Luft ist in der Gegend des Barometermaximums gering, der Himmel ist klar, das Wetter heiter. Nach dem Minimum hin nimmt die Bewölkung zu, an der Süd- und Ostseite des Tiefs ist sie am stärksten. Auch die Westküste Europas zeigt dichte Bewölkung, weil sich hier mit dem östlichen Winde die südlichen und südwestlichen Winde vereinigen, welche warm und feucht sind. Auf der West- und Nordseite des Minimums ist es wieder kälter und klarer.

Der im barometrischen Maximum absteigende Luftstrom muß trocken sein; denn er kommt aus einer hohen, also kalten und wasserdampfarmer Region. Da die Luftmasse sich beim Niedersteigen verdichtet und dadurch erwärmt, wird sie relativ trockner. Es herrscht also über dem Maximum klare Luft. Durch diese strömt die Erdoberfläche leicht ihre Wärme aus, wodurch die Temperatur im Maximumgebiet noch niedriger wird. Das verursacht wieder eine Verdichtung der unteren Luftschichten und ein Nachströmen der oberen nach unten. Daher hält sich das Maximum lange an demselben Ort.

Ein etwas anderes Bild zeigt Sommerwetterkarte Fig. 36. In dieser Karte liegt ein Barometermaximum über den Britischen Inseln und Westeuropa. Ein Barometerminimum liegt über Südschweden, der Ostsee und Westrußland. Die Winde sind durchweg schwach, weil die Isobaren ziemlich weit auseinander liegen und die Gradienten insolgedessen klein sind. In Westdeutschland weht etwas frischerer Wind, weil hier die Isobaren dichter beisammen liegen. Die Winde sind Nordwest- und Westwinde. Sie ent-

sprechen also de m Grundgesetz über die Windrichtung nur undeutlich, da sie nur wenig abgelenkt sind. Das erklärt sich aus der geringen Windgeschwindigkeit. Einige Unregelmäßigkeiten in der Windrichtung sind daraus zu verstehen, daß bei der geringen Windstärke die Ungleichheiten der Erdoberfläche besonders einflußreich sind.

Fig. 36.



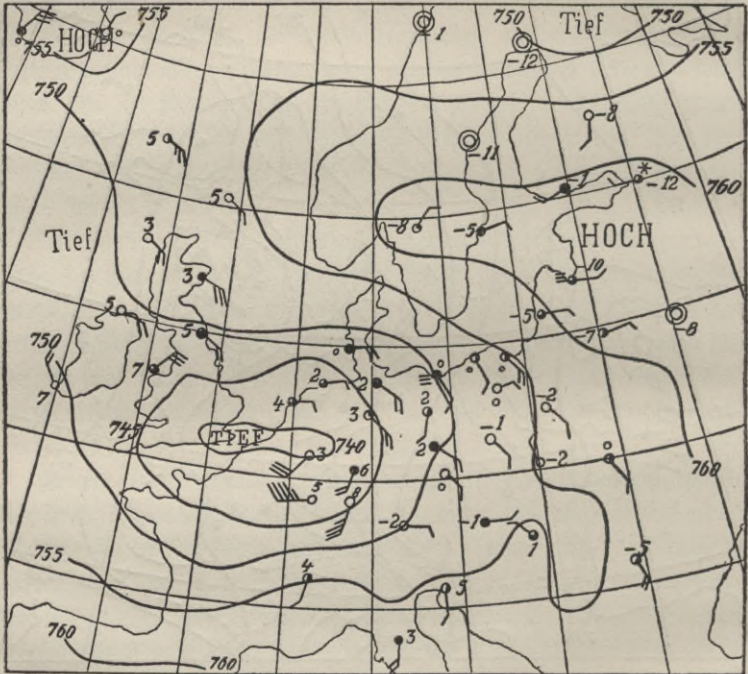
Wetterkarte vom 8. Juli 1900, 8 Uhr morgens.

Der Himmel ist durchweg bedeckt, nur im Gebiet des Hochs ist er etwas klarer, er ist dort $\frac{1}{4}$ bis $\frac{1}{2}$ bewölkt. Darum ist der warmen Sommer Sonne hier eine stärkere Einstrahlung möglich als in Deutschland, so daß im Maximumgebiet 15° herrschen, während in Deutschland nur 10° Wärme zu verzeichnen sind. Im Kern des Minimums behauptet sich aber trotzdem das Grundgesetz, daß es im Maximum kühler ist als im Minimum; denn in letzterem sind 20° Wärme angezeigt.

Besonders deutlich erkennt man den Unterschied in dem Wärmezustand

zwischen dem Wintermaximum und dem Sommermaximum, wenn letzteres bei klarem Himmel längere Zeit über dem Festlande lagert. Während die klare Luft während des Winters im Gebiet des Maximums eine lebhafte Wärmeausstrahlung gestattet, ermöglicht sie im Sommer eine so reichliche Einstrahlung durch die Sommerwärme, daß im Maximumgebiet eine ungewöhnlich hohe Wärme entsteht, die nach allen Seiten hin abnimmt.

Fig. 37.



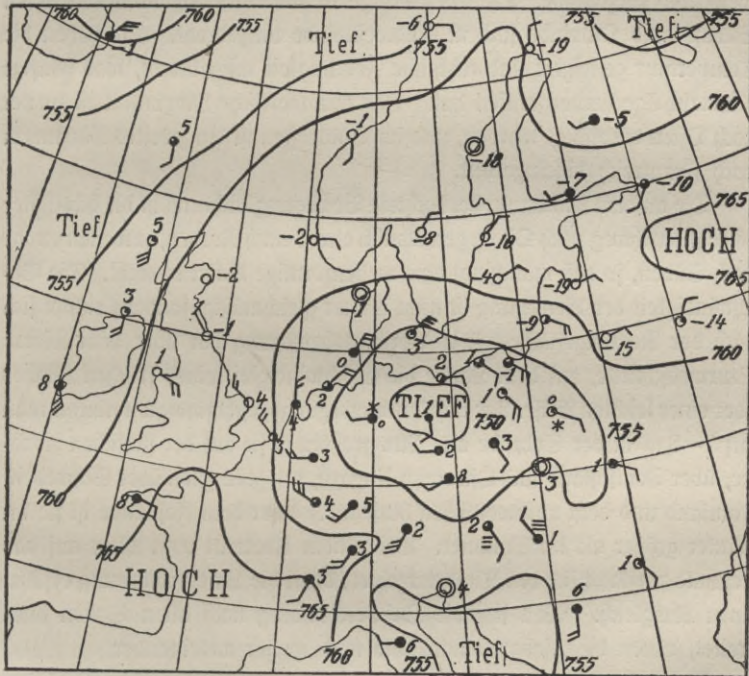
Wetterkarte vom 21. Januar 1913, 8 Uhr morgens.

Wenn die Temperaturhöhe im Gebiet des Maximums von der Lebhaftigkeit der Bodenausstrahlung abhängig ist, so muß für dieselbe im Winter das Vorhandensein oder Fehlen einer Schneedecke von ganz besonders großer Bedeutung sein. Beim Fehlen einer Schneedecke wird die Ausstrahlung oder die Wärmeherabminderung etwas abgeschwächt durch den Ersatz, den die Bodentemperatur leistet. Liegt aber eine Schneedecke, die doch ein schlechter Wärmeleiter ist, über dem Boden, so kann die Erde der Luft keine Wärme zuführen, und die Schneedecke strahlt nun unvermindert

Wärme aus. Die dicke Schneedecke macht also die strengen Winter 1879/80 und 1890/91 erklärlich.

Da die barometrischen Maxima in ihrer Gestalt und räumlichen Dauer von größerer Beständigkeit sind, so haben sie auf die Witterungsveränderung keinen großen Einfluß. Anders steht es mit den Depressionen. Sie sind in Gestalt, Größe und Bewegung sehr veränderlich, und darum ist ihre Kenntnis

Fig. 38.



Wetterkarte vom 22. Januar 1913, 8 Uhr morgens.

für das Wetterverständnis und für die Wettervorausage von außerordentlich großer Bedeutung.

Nach der Wetterkarte Fig. 37 vom 21. Januar 1913, 8 Uhr morgens liegt ein barometrisches Minimum von 740 mm über der südlichen Nordsee. In dem Wirbelzentrum herrscht stilles Wetter. Im oberen Rheingebiet wehen West- und Südwestwinde, an der deutschen Nordseeküste Südost- und Ostwinde, an der Westseite des Tiefdruckgebietes sind Nordost- und Nordwinde verzeichnet. An der belgischen Küste sind 4°, an der Ostküste

Englands 5^o Wärme angegeben. Über Schweden, der Ostsee und Mittelrußland liegt ein Hochdruckgebiet von 760 mm. In Ostpreußen herrschen 5—7^o Kälte, im nordwestlichen Rußland — 10^o.

Nach der Wetterkarte Fig. 38 vom 22. Januar 1913, 8 Uhr morgens ist das barometrische Minimum nach Norddeutschland weitergezogen.

Es ist flacher geworden, da es statt 740 mm jetzt 750 mm Luftdruck aufweist. Von der Ostküste Englands und der Nordseeküste wehen jetzt Nordwest- und Westwinde. Die am Vortage in Mitteldeutschland beobachteten Südost- und Ostwinde sind in Südwestwinde umgedreht. Sie haben die Temperatur gesteigert und reichliche Feuchtigkeit mitgebracht, was häufige Niederschläge hervorgerufen hat. Das barometrische Maximum ist weiter nach Osten verdrängt worden, und im Südwesten ist ein zweites Maximum nach Frankreich hineingerückt.

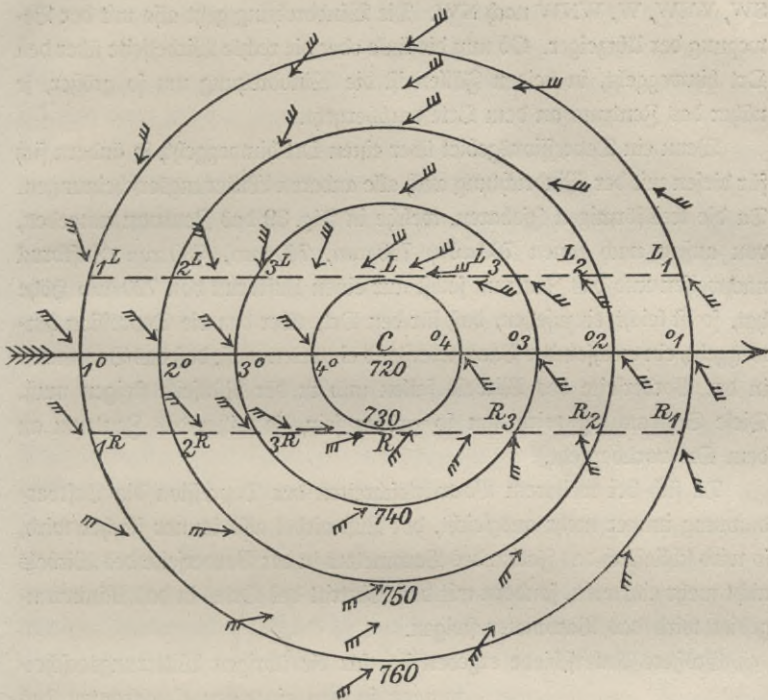
Die an dem Minimum beobachtete Bewegungsrichtung ist die häufigste; es geht durchweg nach Osten, gewöhnlich etwas nach Norden, zuweilen etwas nach Süden, so daß manchmal eine wellenförmige Bahn entsteht. Die Geschwindigkeit der Bewegung ist nicht immer gleichmäßig, sondern richtet sich nach der Reibungsfläche. Die Vorwärtsbewegung hat über dem Meere Sturmeschnelle, auf dem Lande die Geschwindigkeit eines frischen Windes oder einer leichten Brise. Die mittlere Bewegungsgeschwindigkeit nimmt man auf 7—8 m in der Sekunde an. Am größten ist sie auf der südlichen Nordsee, über Deutschland und Österreich-Ungarn, am geringsten über Schweden, Finnland und dem nordwestlichen Rußland. Über dem Festlande ist sie im Winter größer als im Sommer. Bei seinem Übertritt vom Meer auf das Festland verflacht sich das Tiefdruckgebiet; denn die Luftverdünnung erfährt einen Ausgleich. Weil sich die Luftverdünnung nach allen Seiten ausbreitet, rücken die Isobaren nach und nach weiter auseinander.

Von besonderer Bedeutung ist es, daß man feststellt, welche Veränderungen in der Windrichtung das vorüberziehende Minimum für den einzelnen Ort hervorruft; denn auf die einzelnen meteorologischen Elemente ist die Windrichtung von ausschlaggebender Bedeutung.

Welche Veränderung eine vorüberziehende Depression in der Windrichtung hervorruft, ist in Fig. 39 (nach H. Mohn) veranschaulicht. Die Kreise stellen die Isobaren dar, die um das Wirbelzentrum O liegen. Der lange Pfeil gibt die Bewegungsrichtung des Wirbelzentrums an, die kurzen Pfeile haben die Richtung des Windes im Wirbel.

Liegt der Ort O in der Bahn des Wirbelzentrums, so hat er, sobald er

Fig. 39.



Windrichtung im Minimum.

bei O_1 in den Wirbel tritt, den Wind aus SSO. Diese Windrichtung behält der Ort, solange er sich in der Vorderseite des Wirbels befindet. Ist aber das Zentrum über ihn hinweggegangen, so daß er bei 4° in die Rückseite des Wirbels tritt, so springt der Wind in die entgegengesetzte Richtung, also in die Richtung aus NNW um und behält dieselbe solange, als sich der Ort in der Rückseite befindet.

Geht der Wirbel mit seiner linken Seite über den Ort hinweg, so tritt letzterer bei L_1 in den Wirbel ein und erhält dort den Wind aus SO. Je weiter er in den Wirbel hineinkommt, desto schneller dreht sich der Wind über OSO, O, ONO, NO und NNO nach N, ja noch etwas westlich von N. Die Windrichtung dreht sich also der Bewegung der Uhrzeiger entgegen.

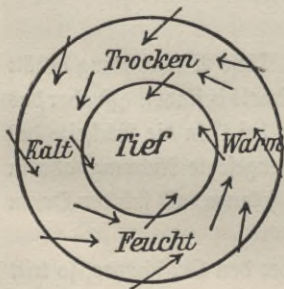
Geht der Wirbel mit seiner rechten Seite über den Ort hinweg, so tritt letzterer bei R_1 in den Wirbel ein und erhält dort den Wind aus S.

Je weiter er in den Wirbel hineinkommt, desto schneller dreht er sich über SW, WSW, W, WNW nach NW. Die Winddrehung geht also mit der Bewegung der Uhrzeiger. Ob nun die linke oder die rechte Wirbelseite über den Ort hinweggeht, in beiden Fällen ist die Winddrehung um so größer, je näher das Zentrum an dem Orte vorübergeht.

Wenn ein Depressionsgebiet über einen Ort hinweggeht, so ändern sich für diesen mit der Windrichtung auch alle anderen Witterungserscheinungen. Da die kreisförmigen Isobaren, welche in Fig. 39 das Zentrum umgeben, von außen nach innen 760 mm, 750 mm, 740 mm, 730 mm Luftdruck nachweisen und das Zentrum selbst nur einen Luftdruck von 720 mm Höhe hat, so ist leicht einzusehen, daß für den Ort, über den die Depression hinweggeht, ein wechselnder Barometerstand eintreten muß, daß das Barometer in der Vorderseite des Wirbels fallen und in der Rückseite steigen muß. Diese Schwankung wird um so größer sein, je näher das Zentrum an dem Ort vorübergeht.

Da sich bei weiterem Vorwärtsschreiten der Depression die Luftverdünnung immer mehr ausgleicht, der Luftwirbel also immer flacher wird, so wird schließlich das Fallen des Barometers in der Vorderseite des Wirbels nicht mehr eintreten, sondern mit dem Eintritt des Ortes in das Minimumgebiet wird das Barometer steigen.

Größere Unterschiede ergeben sich für die übrigen Witterungserscheinungen in den einzelnen Quadranten des Depressionsgebietes. Folgende Zeichnung, Fig. 40, macht dies anschaulich.



Eigenschaften
der 4 Quadranten.

Da die östliche Seite des Tiefdruckgebietes südliche Winde hat, so muß hier erhöhte Lufttemperatur herrschen. Die nördlichen Winde der Westseite werden eine niedrigere Temperatur hervorrufen. Die südwestlichen Winde der Südseite bringen vom Ozean Feuchtigkeit und daher trübes, regnerisches Wetter. Die östlichen Winde der Nordseite kommen über den Kontinent und bringen klares trodenes Wetter.

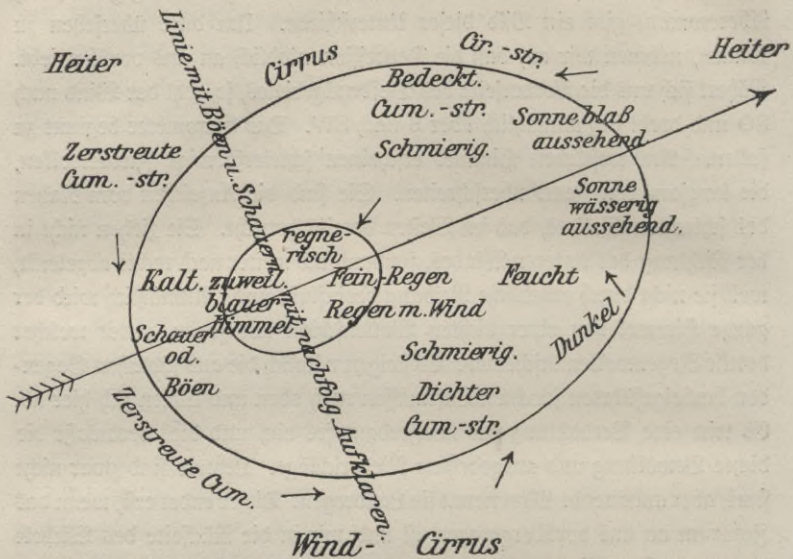
Wenn sich schon in den vier Quadranten des Depressionsgebietes wesentliche Witterungsunterschiede bemerkbar machen, so sind diese Unterschiede noch bedeutend größer, wenn man die Wetterverhältnisse der Vorder-

seite und der Rückseite des Wirbels miteinander vergleicht. Fig. 41 (nach Abercromby) gibt ein Bild dieser Unterschiede. Um diese übersehen zu können, nehmen wir an, daß die Depression nördlich an uns vorüberzieht. Nähert sich uns die Vorderseite des Tiefdruckgebietes, so geht der Wind nach SO und dreht sich allmählich über S nach SW. Das Barometer beginnt zu fallen. Am westlichen Himmel erscheinen schleierförmige Zirruswolken, die langsam den Zenit überschreiten. Sie sind die Anzeichen vom Nahen des schlechten Wetters, das im Westen bereits herrscht. Sie ziehen nicht in der Richtung des unteren Windes, sondern sind weiter nach rechts abgelenkt, weil sie nicht durch erhebliche Reibung beeinflusst sind. Allmählich wird der ganze Himmel von einer dichten Wolkenschicht überzogen, unter welcher dunkle Regentwolken erscheinen. Es steigen nämlich die aus südlichen Gegenden herbeigeführten feuchten Luftmassen nach oben und kühlen sich hier ab. Es tritt eine Verdichtung des Wasserdampfes ein, und dies veranlaßt die dichte Bewölkung und ausgedehnte Niederschläge. Letztere sind zwar nicht stark, aber anhaltend. Man nennt sie Landregen. Dieser endet erst, wenn das Zentrum an uns vorbeigezogen ist und wir in die Rückseite des Wirbels eintreten. Der Wind dreht nun über W nach NW um, und zwar nicht allmählich, sondern häufig in kräftigen Böen. Die Niederschläge sind jetzt kräftiger, brechen aber plötzlich ab und lassen blauen Himmel sehen, der oft durch dichte Haufenwolken wieder verhüllt wird. Mit den nördlichen Winden sinkt die Temperatur sprungweise. Kurze, aber heftige Regen-, Hagel- oder Schneefahauer treten auf. Das Barometer steigt, bis das Tiefdruckgebiet sich in weiter Ferne befindet. Die Niederschläge und Böen hören auf. Sonniges Wetter tritt ein, wenn nicht eine neue, nach Osten ziehende Depression oder ein am Südrande des alten Tiefs entstehendes Teiltief das Wetter wieder verschlechtert.

Etwas anders sind die Witterungserrscheinungen, wenn das Tiefdruckgebiet südlich an uns vorüberzieht, wenn also die linke Hälfte der Vorder- und Rückseite des Wirbels an uns vorbeigeht. Der Wind dreht dann entgegen der Uhrzeigerbewegung über N nach NW. Das Barometer fällt. Die schleierförmigen Zirruswolken erscheinen am südwestlichen Himmel und überziehen ihn nach NO. Das Gewölk sieht gewöhnlich aschgrau aus, die Regentwolken darunter sind seltener. Nach dem Eintritt in die Rückseite hört der Regen auf, der Himmel klart erst nach und nach auf, das Barometer steigt, und die Temperatur sinkt.

Auf Grund von Beobachtungen der Witterungserrscheinungen beim

Fig. 41.



Wetterverhältnisse im Depressionsgebiet.

Vorüberziehen einer Depression lassen sich die Wettereigenschaften der Vorder- und Rückseite des Tiefs in folgender Weise zusammenstellen:

Vorderseitenwetter.

Rückseitenwetter.

Zunehmende Winde aus südlicher Richtung.
 Steigende Temperatur.
 Zunehmende Wasserdampfmenge.
 Zunehmende Bewölkung.
 Landregen.
 Fallender Luftdruck.

Abnehmende böige Winde aus nördlicher Richtung.
 Fallende Temperatur.
 Abnehmende Wasserdampfmenge.
 Abnehmende Bewölkung.
 Regen-, Hagel- oder Schneeschauer.
 Steigender Luftdruck.

Treten die als Eigenschaften des Vorderseitenwetters erkannten Witterungserscheinungen auf, so hat man damit die Gewißheit, daß ein Tiefdruckgebiet im Anzuge ist. Als weitere Anzeichen dafür müssen besonders klare Luft, das Wasserziehen der Sonne, das Morgenrot, Sonnen- und Mondringe gelten. Alle diese Erscheinungen erklären sich aus dem Einsetzen des aufsteigenden Luftstroms. Dieser führt die dunsthaltigen unteren Luft-

massen nach oben, wodurch uns eine außerordentlich gute Fernsicht möglich wird. Steht die Sonne des Morgens am Horizont und muß lange Schichten der durch Wasserdampf getrübbten Luft durchstrahlen, so entsteht die Morgenröte, welche besonders glänzend ist, wenn der Wasserdampf sich in dem Zustande befindet, wo er aus dem gasförmigen in den flüssigen Zustand übergeht. Auf dem Einwirken der Sonnenstrahlen auf die dunsthaltigen Luftmassen beruht auch das Wasserziehen der Sonne, das gleichfalls als sicheres Zeichen für das Nahen einer Depression gelten kann. Auch Sonnen- und Mondringe sind solche Zeichen. Diese Ringe (Halos) entstehen durch Brechung des Lichts in den in höheren Regionen der Atmosphäre schwebenden Eiskristallen.

Bisher ist festgestellt, daß aus dem Verhalten von Minimum und Maximum zueinander die verschiedenen Witterungszustände folgen, und daß vor allem das Verhalten der Depressionen für die Änderung des Wetters maßgebend ist. Nicht immer aber verlaufen die Vorgänge so regelmäßig wie die bisher geschilderten Vorgänge. Es sind vielmehr zum Zwecke der Wetterbeurteilung mancherlei Abweichungen zu beachten. Die vielgestaltigen Ausbildungen der Depressionen, ihre wechselnde Zugrichtung, die verschiedenartigsten Ausbuchtungen der Isobaren und das Auftreten der Teildepressionen machen die Wettervorausage außerordentlich schwierig, und alle diese einflußreichen Umstände müssen deshalb noch eingehend untersucht werden.

Bei den bisherigen Untersuchungen wurden besonders tiefe Depressionen und hervorragend hohe Maxima in Betracht gezogen, weil gerade bei starker Bewegung der Luft die einzelnen Witterungselemente deutlich in Erscheinung treten und örtliche Einwirkungen nicht von großem Einfluß auf die Gesamterscheinung sind. Nun haben aber gerade wir in unseren Gegenden infolge schwacher Maxima und flacher Minima schwache Winde als Regel, große Gradienten gehören bei uns zu den Ausnahmen. Das Mittel der barometrischen Minima beträgt für Mitteleuropa 753 mm. Im Winter vergrößern sich allerdings die Unterschiede des Luftdruckes zwischen Hoch und Tief bedeutend, als niedrigster Barometerstand wurden 700 mm, als höchster 800 mm festgestellt. Weil also die Luftdruckverteilung bei uns eine ziemlich ausgeglichene ist, sind die Wetterveränderungen bei uns weniger deutlich ausgeprägt, als es oben geschildert wurde.

Wenn auch den Witterungserscheinungen unserer Gegenden kein sehr deutliches Gepräge zugesprochen werden kann, ihr Charakter vielmehr durch Übergangswetter etwas verwischt wird, so ist doch in der Art des Wetter-

verlaufs und in der Folge des Witterungswechsels eine ziemlich große Regelmäßigkeit festzustellen. Das hat seinen Grund darin, daß die Minima im Gegensatz zu der schwankenden Bewegung der Maxima eine ausgesprochene Zugrichtung haben, und es ist das Verdienst der deutschen Seewarte, durch jahrelange Beobachtung die in unserer Gegend bevorzugten Zugstraßen der Depressionen festgestellt zu haben. Zunächst steht fest, daß die Tiefdruckgebiete mit großer Vorliebe von Westen nach Osten ziehen, und zwar von WSW nach ONO. Das erklärt sich einmal daraus, daß die Depressionswirbel von der bei uns vorherrschenden östlichen Strömung der Luftmasse mitgeführt werden, zum andern daraus, daß die Depression immer an der Ostseite durch die dort eintreffenden südlichen Winde warme Luft empfängt, welche die Grundbedingung für die Existenzfähigkeit der Depression ist; sie wird also dahin, wo ihr wärmere Luftmassen vorgelagert sind, ziehen, nämlich nach Osten.

Die meisten Minima kommen zu uns vom Ozean und machen sich zuerst in der Gegend der britischen Inseln bemerkbar. Das erklärt sich daraus, daß auf einer Linie von Neufundland an der Südostseite von Grönland und Island vorbei und weiter nach Osten hin die Nord- und Nordwestseite des Golfstroms und des warmen nordatlantischen Meeresstroms mit den kalten Gewässern des Polarstroms zusammenströmt. Durch die verschiedene Temperaturhöhe dieser Gewässer erhalten die darüberlagernden Luftmassen ungleiche Erwärmung. Die östliche und nordöstliche Seite wird mehr erwärmt und reicher an Wasserdämpfen als die westliche und südwestliche Seite. Der Wirbel erhält dadurch die Neigung zur Bewegung in nordöstlicher Richtung, zumal die Luftverdünnung der Rückseite durch die vom Polarstrom kommenden kalten Winde ausgefüllt wird.

Van Bebber hat 5 Zugstraßen festgestellt, welche von den Depressionen bevorzugt werden, wenngleich es auch nur etwa 28 % aller Minima sind, welche diese Straßen ziehen.

Zugstraße I geht vom Nordwesten Schottlands an der norwegischen Küste vorbei über den Polarkreis hinaus. Sie teilt sich in vier Straßen: Ia geht zum Eismeer, Ib zum Weißen Meere, Ic und Id gehen in südöstlicher Richtung nach Zentralrußland. Zugstraße I ist im Winter und Herbst am meisten bezogen, und ihre Depressionen bringen uns gewöhnlich warmes, trockenes, heiteres Wetter.

Zugstraße II geht nördlich von Schottland in östlicher Richtung über Schweden nach dem Finnischen Meerbusen. Hier teilt sie sich in zwei Straßen:

IIa geht nach NO, IIb in östlicher Richtung nach Zentralrußland. Zugstraße II ist im Winter am meisten bezogen. Ihre Depressionen bringen uns Stürme, dichte Bewölkung und reichliche Niederschläge.

Zugstraße III geht von den Schetlandinseln in südöstlicher Richtung über Südschweden und dann in schwankender Richtung nach dem Innern Rußlands. Sie ist gleichfalls im Winter bevorzugt. Ihre Depressionen bringen für den Westen starke Bewölkung, Abkühlung und häufige Niederschläge, für den Osten Erwärmung und starke Winde.

Zugstraße IV geht vom Südwesten der britischen Inseln nach ONO

Fig. 42.



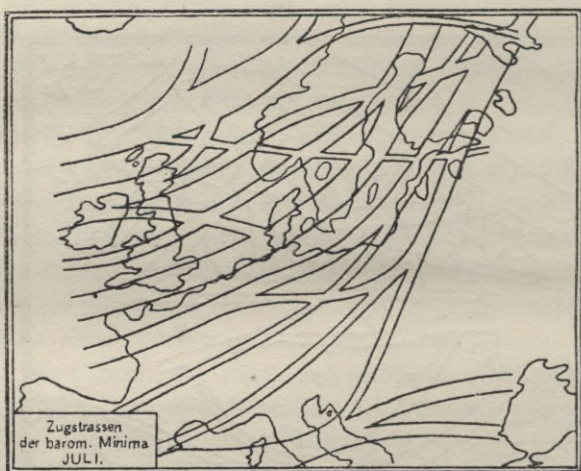
über das Skagerrak nach Finnland und dem Weißen Meere. Sie weist zwei etwas voneinander abweichende Bahnen auf, ist im Sommer und Herbst bezogen und bringt uns wechselndes Wetter, da auf starke Erwärmung starke Abkühlung, dichte Bewölkung und reichlicher Niederschlag folgt, während im Sommer auf dieser Straße Gewitter zu erwarten sind. Unsere schwersten Stürme ziehen diese Bahn.

Zugstraße V geht von den britischen Inseln in südöstlicher Richtung über Frankreich nach dem Mittelländischen Meere und teilt sich hier in drei Arme: Va geht in nordöstlicher Richtung nach dem Finnischen Meerbusen, Vb in östlicher Richtung nach dem Schwarzen Meere, Vc in südöstlicher Richtung nach Griechenland. Die über Frankreich hinziehenden Depressionen bringen

uns im Winter kaltes Wetter, im Frühling Nachtfroste. Va bringt uns im Herbst und Frühling starke Niederschläge für den Osten, im Winter Schneestürme.

In Fig. 42 und Fig. 43 (nach van Bebber) haben die Zugstraßen das gemeinsam, da sie in großem Bogen um die Alpen herumgehen. Im übrigen lassen sie erkennen, daß die Zugstraßen im Winter wesentlich anders gerichtet sind als im Sommer. Das hängt zusammen mit der Regel, daß die Minima so ziehen, daß sie die höhere Temperatur und den höheren Luftdruck rechts liegen lassen. Da nun Temperatur und Luftdruck im allgemeinen von Süden nach Norden abnehmen, so werden dem Minimum gewöhnlich Winde zu-

Fig. 43.



strömen von einem Maximum, das im Süden oder Südosten liegt, also Winde, die nordöstlich gerichtet sind. Dieser Windrichtung folgt nun auch das Tief in seiner Bewegung. Da im Winter die größte Wärme im Westen und die geringste im Osten liegt, so haben die Zugstraßen dann auch eine mehr östliche Richtung, wie aus Fig. 43 deutlich hervorgeht.

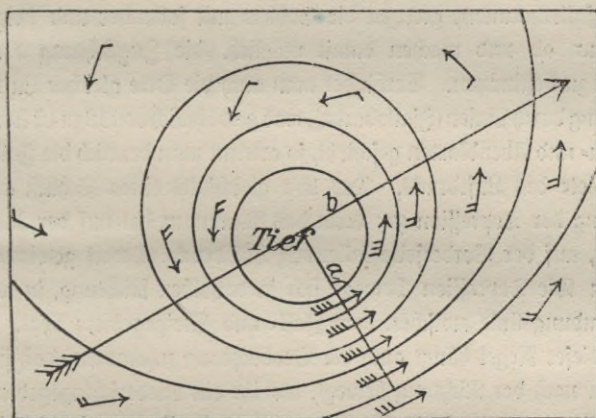
Daß die Minima so ziehen, daß sowohl höherer Luftdruck als auch höhere Temperatur rechts liegen bleiben, wird nicht nur durch langjährige Erfahrung bestätigt, sondern auch aus physikalischen Gründen erklärlich. Der Luftdruck nimmt mit der Erhebung in wärmerer Luft langsamer ab als in kälterer. Liegen nun stärkerer Luftdruck und höhere Temperatur rechts vom Tief, so werden die Druckunterschiede auch in der Höhe denselben Sinn haben, und zwar in verstärktem Maße: das Tief wird in seiner

ganzen Höhe rechts den stärksten Widerstand haben und diesem durch seine Linksbewegung ausweichen.

Sind aber höhere Temperatur und höherer Luftdruck entgegengesetzt verteilt, so nehmen die Druckunterschiede mit der Höhe ab, ja, sie kehren sich zuweilen um. In solchem Falle hat das Tief wenig Neigung zum Wandern; es wird stationär, verflacht und verzerrt sich in der Richtung seiner Längsachse und löst sich in Teildepressionen auf.

Sind Temperatur und Luftdruck so verteilt, daß sich die Isothermen und Isobaren unter einem größeren Winkel kreuzen, so wird beiden Witte-

Fig. 44.



Zugrichtung des unsymmetrischen Tiefs.

rungelementen Rechnung getragen, indem die Depression eine mittlere Richtung einschlägt.

Für die Zugrichtung der Depressionen ist auch die vielgestaltige Ausbildung derselben von Bedeutung. In Fig. 44 gehen die Isobaren unsymmetrisch um das Tiefdruckgebiet, und zwar so, daß sie im südlichen Quadranten dicht beisammenliegen. Hier werden infolge des starken Gradienten *a* auch die stärksten Winde wehen. Diese Winde führen das Tief mit sich, und zwar in der Richtung des Pfeiles *b*. Daraus ergibt sich für die Zugrichtung des unsymmetrischen Tiefs die Regel: Unsymmetrische Tiefs ziehen senkrecht zu der Richtung weiter, in welcher die Isobaren am dichtesten liegen.

Haben sich Temperatur und Luftdruck so verteilt, daß durch diese Verteilung die Bewegung der Depression auf einer bestimmten Zugstraße ver-

anlaßt wird, so ziehen gewöhnlich alle Depressionen, die aus derselben Gegend kommen, die Straße ihres Vorgängers, und zwar so lange, bis eine wesentlich andere Temperatur- und Luftdruckverteilung eintritt. Es erhält also die Regel Geltung: Die Depressionen haben die Neigung, einander zu folgen.

Von dieser Neigung weichen die Depressionen aber ab, sobald Veränderungen in der Temperatur- und Luftdruckverteilung vor sich gehen. Wo innerhalb eines Tages die Temperatur wesentlich höher geworden ist, dahin wird sich das Minimum wenden; denn Wärme macht seine Existenzfähigkeit aus. Es ist deshalb von Wichtigkeit, die Orte mit gleicher Temperaturveränderung zu kennen. Linien, welche diese Orte miteinander verbinden (Isallothermen), grenzen die Gebiete mit fallender und steigender Temperatur ab und machen damit möglich, die Zugrichtung der Depressionen zu bestimmen. Verbindet man auch die Orte gleicher Luftdruckveränderung durch Linien (Isallobaren), was gewöhnlich von 12 zu 12 Stunden in Morgen- und Abendkarten geschieht, so erkennt man deutlich die Fall- und Steigegebiete des Luftdrucks. Das läßt gleichfalls einen Schluß auf die Zugrichtung der Depression zu; denn das Minimum hat auf der Rückseite steigenden, auf der Vorderseite fallenden Luftdruck. Damit gewinnt man die Regel: Die Depression bewegt sich in derselben Richtung, in welcher die Verbindungslinie zwischen dem Fall- und Steigegebiete liegt.

Mit dieser Regel hängt auch die Beobachtung zusammen, daß sich die Depression nach der Richtung bewegt, wo ihr ein Niederschlagsgebiet vorgelagert ist; denn wo solche Verdichtung des Wasserdampfes stattfindet, wird Wärme frei, und das Barometer fällt.

Verlangsamt wird die Vorwärtsbewegung eines Tiefs, wenn ein ebenso starkes sich in seiner unmittelbaren Nähe befindet. Dann bewegen sie sich entgegengesetzt der Uhrzeigerbewegung umeinander. Ist dagegen das eine Tief schwächer als das andere, so bewegt sich nur das schwächere in der entgegengesetzten Uhrzeigerbewegung um das stärkere.

Für die Wettervorhersage sind von besonderer Bedeutung die Teiltiefs. Sie entstehen am Rande eines Minimums, erscheinen als eine Ausbuchtung der Isobaren und liegen gewöhnlich in der Richtung nach dem Hoch zu. Sie bewegen sich zwischen dem Tief und Hoch hindurch; sie bringen den Gegenden, welche sie berühren, böige Winde, Regen- und Schneehauer und im Sommer Gewitter. Das Teiltief, das sich in Fig. 32 deutlich als Ausbuchtung eines schon bestehenden Tiefs kennzeichnet, wird mit tief oder

T in der Wetterkarte bezeichnet. Es entwickelt sich allmählich zu einem selbständigen Minimum. Eine genauere Kenntnis des Wesens der Teiltiefs wird für die Wetterprognose von großer Bedeutung sein.

Nicht nur das oft plötzliche Auftreten der Teiltiefs macht die Wetterprognose schwierig, sondern auch die Unkenntnis von mancherlei Ursachen, welche eine Änderung in den Beziehungen der einzelnen Witterungserscheinungen hervorrufen. Besonders ist zu bedauern, daß uns noch eine eingehende Kenntnis der Zustände in den höheren Luftschichten fehlt, denen doch ein Einfluß auf die Zustände in den unteren Luftschichten nicht abgesprochen werden kann. Immerhin sind doch die Verhältnisse an der Erdoberfläche für die Witterungsänderungen die einflußreichsten, und die Kenntnis davon ist eine so eingehende, daß die praktische Meteorologie, die Wettervorausage, schon Bedeutendes leistet.

IV. Theil.

Die Wettersvorausfrage.

1. Der öffentliche Wetterdienst.

Es ist erklärlich, daß die ersten Versuche, das Wetter vorauszubestimmen, von geringem Erfolge waren, theils, weil die wissenschaftlichen Vorarbeiten in bezug auf den ursächlichen Zusammenhang der Witterungsercheinungen noch nicht erfüllt waren, theils, weil sich die Wetterbeobachtung auf das, was sich an Witterungsercheinungen an Ort und Stelle bot, beschränken mußte. So waren höchstens Vorausfragen für wenige Stunden möglich. Zu Wetterprognosen für den nächsten Tag war der Wetterprophet nicht imstande; denn die aus weiter Ferne schnell herbeiziehenden Depressionen konnte er nicht in Rechnung setzen, weil er ihr Auftreten und ihre Zugrichtung nicht kannte.

Dieser Mangel wurde in etwas für Deutschland abgestellt, als nach mehreren wissenschaftlichen Vorarbeiten auf Doves Betreiben in Berlin das Königliche Meteorologische Institut ins Leben gerufen wurde. Demselben gingen täglich von verschiedenen Stationen aus Frankreich, Belgien, Holland, Deutschland, Schweden, Rußland und der Türkei Depeschen über die Witterungswahrnehmungen zu. Dies Material wurde durch mehrere Zeitungen dem Publikum zugänglich gemacht und auch den Häfen an der preussischen Küste mitgeteilt.

Im Jahre 1875 wurde die deutsche Seewarte, welche schon sieben Jahre als Privatinstitut in Hamburg bestand, mit den Arbeiten für die praktische Meteorologie betraut. Sie soll wissenschaftliche Beobachtungen im Interesse der Schifffahrt anstellen und in ihrer 3. Abteilung die Kenntniss der Witterungsercheinungen fördern. Sie ist dazu imstande, weil sie außer den für uns so wichtigen Wettertelegrammen von den britischen Inseln solche aus allen Ländern Europas erhält. Die meteorologischen Stationen der ein-

zelen Länder geben ihr Beobachtungsmaterial an ihre Landeszentrale weiter, und die Landeszentralen tauschen ihre Beobachtungen untereinander telegraphisch aus. Dieser telegraphische Austausch erfolgt nach einem Schema von drei fünfstelligen Zifferngruppen. Demselben liegt folgender Schlüssel zugrunde:

BBBWW SHTTA RB'VN.

BBB bedeutet den Barometerstand, der auf 0°, den Meeresspiegel und die Schwere von 45° Breite reduziert ist. Weggelassen ist 700, und angegeben sind Zehntelmillimeter. 645 = 764,5 mm.

WW gibt die Windrichtung an: 00 = Windstille, 02 = NNO, 04 = NO, 06 = ONO, 08 = O, 10 = OSO, 12 = SO, 14 = SSO, 16 = S, 18 = SSW, 20 = SW, 22 = WSW, 24 = W, 26 = WNW, 28 = NW, 30 = NNW, 32 = N. Ist der Luftdruck im Fallen, so wird jede Ziffer um 50 erhöht: 56 = ONO, 66 = S.

S gibt die Windstärke nach der Beaufortskala an: 0 = Windstille, 1 und 2 = leicht, 3 = schwach, 4 = mäßig, 5 = frisch, 6 = stark, 7 = steif, 8 = stürmisch, 9 = Sturm, 10 = stärker Sturm, 11 = heftiger Sturm, 12 = Orkan. Da nur einstellige Ziffern gebraucht werden können, werden über 9 Angaben in Worten gemacht.

H gibt den Himmelszustand an: 0 = wolkenlos, 1 = $\frac{1}{4}$ bedeckt, 2 = $\frac{1}{2}$ bedeckt, 3 = $\frac{3}{4}$ bedeckt, 4 = bedeckt, 5 = Regen, 6 = Schnee, 7 = Dunst, 8 = Nebel, 9 = Gewitter.

TT Temperatur in Grad nach Celsius. Bei einer Temperatur unter 0° wird der abgelesenen Gradzahl die Zahl 50 zugezählt.

A gibt die Anzahl mm an, um die das Barometer in den letzten drei Stunden gestiegen oder gefallen ist. Das Fallen ist schon bei der Windrichtung bezeichnet.

R gibt die Regenmenge, welche in den letzten 24 Stunden fiel, an: 0 = kein Regen, 1 = 0,1 bis 0,4 mm, 2 = 1 bis 2 mm, 3 = 3 bis 6 mm, 4 = 7 bis 12 mm, 5 = 13 bis 20 mm, 6 = 21 bis 31 mm, 7 = 32 bis 44 mm, 8 = 45 bis 59 mm, 9 = nicht gemessen.

B'B' gibt den Luftdruck am Vorabend an in ganzen mm.

V bedeutet den Verlauf des Wetters am Vortage: 0 = meist heiter, 1 = ziemlich heiter, 2 = meist bewölkt, 3 = Wetterleuchten, 4 = vormittags Niederschlag, 5 = nachmittags Niederschlag, 6 = nachts Niederschlag, 7 = Gewitter, 8 = Niederschlagschauer, 9 = anhaltende Niederschläge.

N ist die Nummer der Station.

Solche Morgentelegramme gehen bei der Seewarte von 79 Stationen ein. Auf Grund dieser Angaben versendet sie an ihre Abonnenten im Lauf des Vormittags zweimal Wetternachrichten, um 9¼ Uhr morgens das Abonnements-Wettertelegramm, um 9¾ Uhr das Abonnements-Extra-telegramm. Dafür hat man bei seinem Postamt monatlich 30 Mark zu zahlen.

Etwa 30 Stationen senden am Nachmittag Wettertelegramme an die Seewarte über die um 2 Uhr gemachten Beobachtungen. Diese Angaben werden für ein Nachmittagstelegramm verarbeitet, auf das man für 10 Mark monatlich abonnieren kann. Der Schlüssel zu den Nachmittagstelegrammen ist folgender:

BBBWW SHTTV'.

Hierin weicht nur V' von der Bedeutung im Morgentelegramm ab. Es bezeichnet das Wetter am Vormittag in folgender Weise: 0 = meist heiter, 1 = ziemlich heiter, 2 = meist bewölkt, 3 = Wetterleuchten, 4 = geringe Niederschläge, 5 = stärkerer Regen (manchmal mit Schnee oder Graupeln), 6 = stärkerer Schneefall, (manchmal mit Regen oder Graupeln), 7 = Gewitter, 8 = Niederschlagschauer, 9 = anhaltende Niederschläge.

Deutschland ist in 15 Wetterdienstbezirke eingeteilt, welche in ihrem Dienstbezirke wiederum eine Reihe von Wetterbeobachtungsstationen haben. Die Wetterdienststellen erhalten nicht nur die Wettertelegramme der Seewarte, sondern die ihnen unterstellten Stationen machen ihnen gleichfalls telegraphische oder telephonische Mitteilungen über den Wetterverlauf am Vortage und am betreffenden Morgen. Dazu erhalten sie noch von aerologischen Stationen Angaben über die Zustände in höheren Luftschichten, welche man frühmorgens durch Ballon- und Drachenaufstiege festzustellen versucht hat.

Das gesamte Material wird zunächst zur Herstellung von Wetterkarten benutzt. Die gemachten Beobachtungen werden mit einem Griffel auf Wachspapier gezeichnet und dann mittels kleiner Druckmaschinen auf schon vorbereitete Formulare abgedruckt. Schon am Vormittag gehen sie mit den Postzügen ins Land an die Postanstalten, Zeitungen und Abonnenten. Für 50 Pfennig monatlich erhält man die Wetterkarte täglich zugestellt.

Sodann werden auf Grund des vorliegenden Materials Wetterprognosen für die nächste Zeit gestellt. Die Wetterausichten werden mit den täglichen Wetterkarten dem Publikum bekannt gegeben, in besonderen

Fällen werden auch Sturmwarnungen erlassen. Die Prognosen werden außerdem schon um 11 Uhr telegraphisch an die Postanstalten weitergegeben und dort noch vor 12 Uhr angeschlagen. Damit die Wettervorausage auch für kleinere Bezirke an Sicherheit gewinnt, hat man die Bezirke noch in Unterbezirke zerlegt, welche die örtlichen Wahrnehmungen für die Beurteilung des künftigen Wetters mitbenutzen sollen. Auch auf die telegraphische Prognose kann man für 2 Mark monatlich abonnieren. Ferner kann man sich für 10 Pfennig die Prognose vom Telegraphenamte telephonisch geben lassen.

Die Wetterkarte kann ebensowentig wie die amtliche Wetterprognose die besonderen Verhältnisse des einzelnen Ortes berücksichtigen, noch kann die schon vormittags vor 11 Uhr für den nächsten Tag aufgestellte Prognose die Witterungsveränderungen des noch laufenden Tages in Rechnung stellen. Deshalb sollte jeder imstande sein, die Wetterprognosen des öffentlichen Wetterdienstes zu ergänzen und zu berichtigen, indem er die örtlichen Verhältnisse und die bereits eingetretenen Witterungsveränderungen mitberücksichtigt. Einige meteorologische Vorkenntnisse, durch Erfahrung geschärfte Beobachtung, eine Wetterkarte mit darunterstehendem fachmännischen Gutachten, ein Barometer und eine Windfahne werden ihn dazu befähigen. „Jeder sei sein eigener Wetterprophet“, sagt Professor Börnstein.

2. Die Wettertypen.

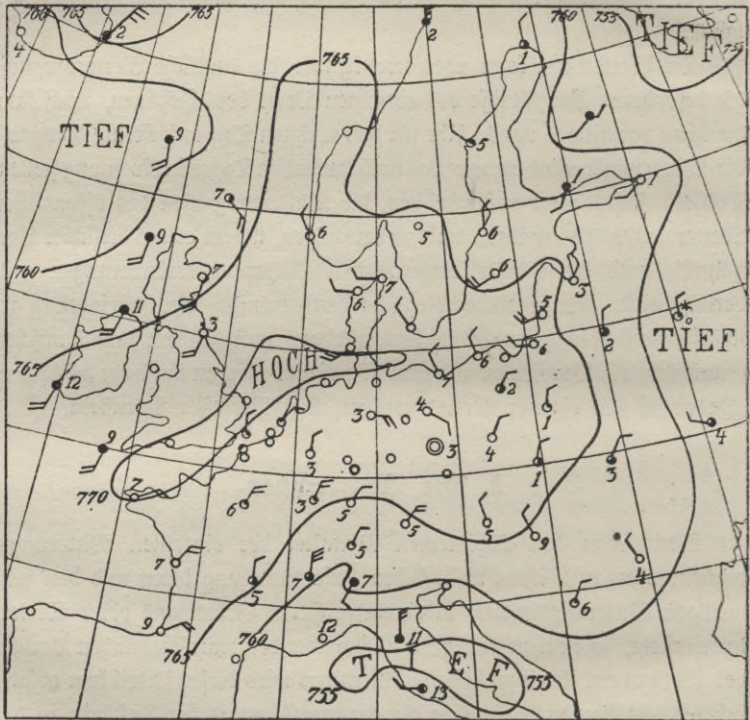
Wenn man den allgemeinen Charakter der einzelnen Witterungsercheinungen und ihren ursächlichen Zusammenhang kennt und den zeitweiligen Witterungszustand in einem größeren Gebiet aus einer Wetterkarte ersieht, so ist man in der Lage, sich über den wahrscheinlichen Verlauf des Wetters ein Urteil zu bilden. Allerdings wird dieses Urteil kein absolut sicheres sein können, da uns ja die genaue Kenntnis der Zustände in den höheren Luftschichten fehlt und das plötzliche Erscheinen der Teiltiefs nicht mit Sicherheit vorausgesehen werden kann.

Für die Vorausage des Wetters ist es nach den bisherigen Ausführungen nötig, festzustellen, wohin die in der Wetterkarte angezeigte Depression ziehen wird; denn es ist erwiesen, daß die Depressionen einer bestimmten Zugstraße auch bestimmte Witterungsercheinungen veranlassen. Dadurch wird es möglich, daß man trotz der immer wieder andersartigen Verteilung von Luftdruck, Wärme und Feuchtigkeit, also trotz aller scheinbaren Regel-

losigkeit des Wetters doch typische Wettervorgänge herausfindet, die häufiger auftreten und gleichförmig verlaufen. Diese Wettertypen ermöglichen eine Vorausbeurteilung des Wetters auf längere Zeit.

Es lassen sich nach van Bebber in der Hauptsache fünf Wettertypen unterscheiden, welche sich durch die verschiedene Lage der Hochdruckgebiete unterscheiden.

Fig. 45.

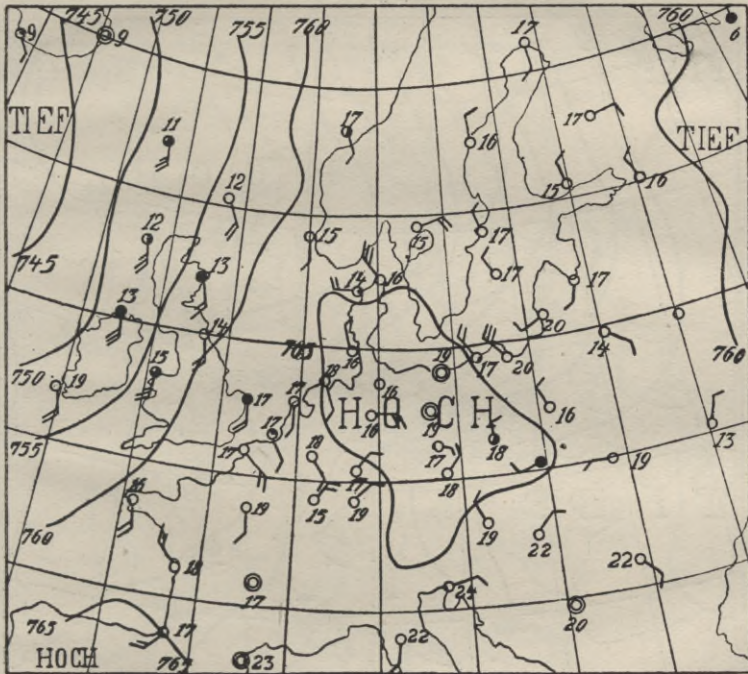


Typ. I. Wetterkarte vom 1. Mai 1912, 8 Uhr morgens.

I. Wettertypus (Fig. 45): Ein Hochdruckgebiet im W und NW Europas, Tiefdruckgebiete in den östlichen Teilen. Diese Luftdruckverteilung muß unserer Gegend Nordwestwind bringen, der bis zur Balkanhalbinsel vordringt. Die Winde sind an der Küste schwach und daher veränderlich, in der Nähe des Tiefdruckgebietes stark. Sie bringen uns Kälte und Niederschläge, im Winter oft reiche Niederschläge und Frostwetter.

II. Wettertypus (Fig. 46): Ein Hochdruckgebiet im Zentrum Europas, Tiefdruckgebiete weit entfernt. Im Maximumgebiet ist das Wetter still, teils heiter, teils neblig, ziemlich trocken, im Westen kalt und im Osten milde. An der Küste wehen westliche und nordwestliche, im Innern leichte Landwinde, die im Winter Frostwetter bringen.

Fig. 46.



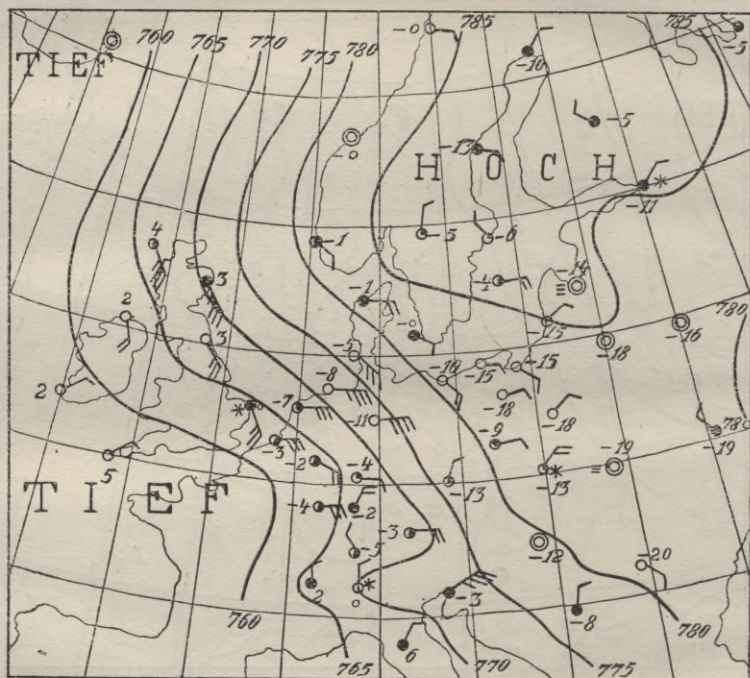
Typ. II. Wetterkarte vom 10. Juli 1912, 8 Uhr morgens.

III. Wettertypus (Fig. 47): Ein Hochdruckgebiet im N und NO Europas, südlich davon, und zwar gewöhnlich über dem Mittelländischen Meere, Tiefdruckgebiete. Diese Luftdruckverteilung veranlaßt östliche Winde, die im Winter große Kälte, im Sommer trockenes und warmes Wetter bringen.

IV. Wettertypus (Fig. 48): Ein Hochdruckgebiet im O und SO Europas, Tiefdruckgebiete im Westen. Südöstliche Winde bringen im Winter Kälte, im Sommer erhöhte Temperatur.

V. Wettertypus (Fig. 49): Ein Hochdruckgebiet im S und SW Europas, Tiefdruckgebiete in nördlichen Gegenden. Dieser Typus tritt am häufigsten auf. Er bringt uns, da über Nord- und Mitteleuropa oft längere Zeit Depressionen von Westen nach Osten ziehen, veränderliches Wetter. Es ist bei dieser Wetterlage im Winter warm, windig und regnerisch, im Sommer

Fig. 47.



Typ. III. Wetterkarte vom 18. Januar 1912, 8 Uhr morgens.

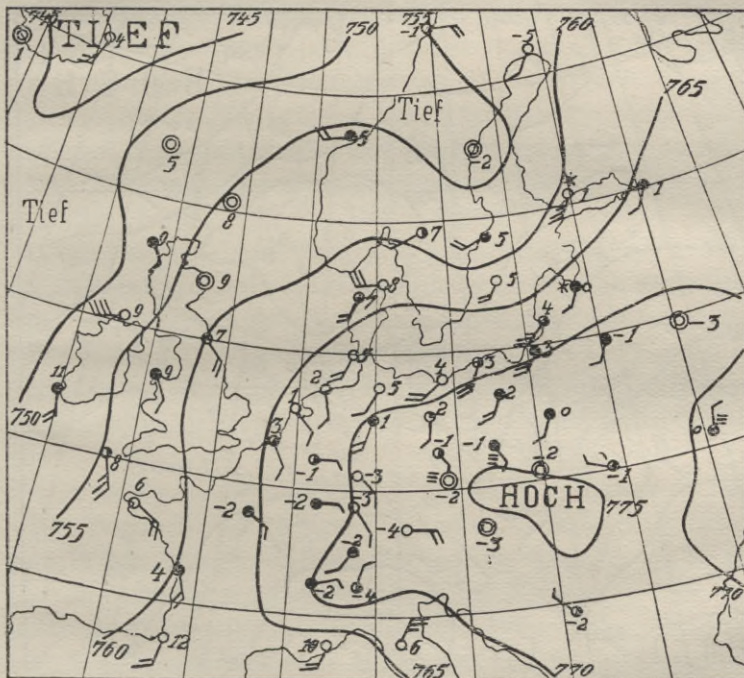
kühl, feucht und gewitterhaft. Da im Sommer besonders die Neigung zur Bildung von Leittiefs vorliegt, wird in solchem Falle die Temperatur herabgedrückt, das Wetter wird trübe und regnerisch, und es treten Gewitter mit wolkenbruchartigem Regen auf.

Die genannten fünf Wettertypen bilden für unsere Gegend die Regel, sie beherrschen die Witterungsercheinungen, und ihr mehr oder minder häufiger Wechsel veranlaßt den Wechsel oder die Beständigkeit des Wetters. Die möglichst zuverlässige Voraussage des Wetters erfordert deshalb ge-

naue Beobachtung der Wettertypen. Ihr Auftreten hängt zusammen mit der Verteilung des Luftdrucks und mit der Veränderung dieser Verteilung.

Welcher Gegensatz in der Verteilung des Luftdruckes sich im Sommer und Winter bemerkbar macht, geht aus Fig. 19 und 20 hervor. Danach liegt im Winter der niedrigste Luftdruck in der Gegend von Island, der höchste über Osteuropa. Es werden also die feuchten und warmen Süd-

Fig. 48.



Typ. IV. Wetterkarte vom 5. Dezember 1912, 8 Uhr morgens.

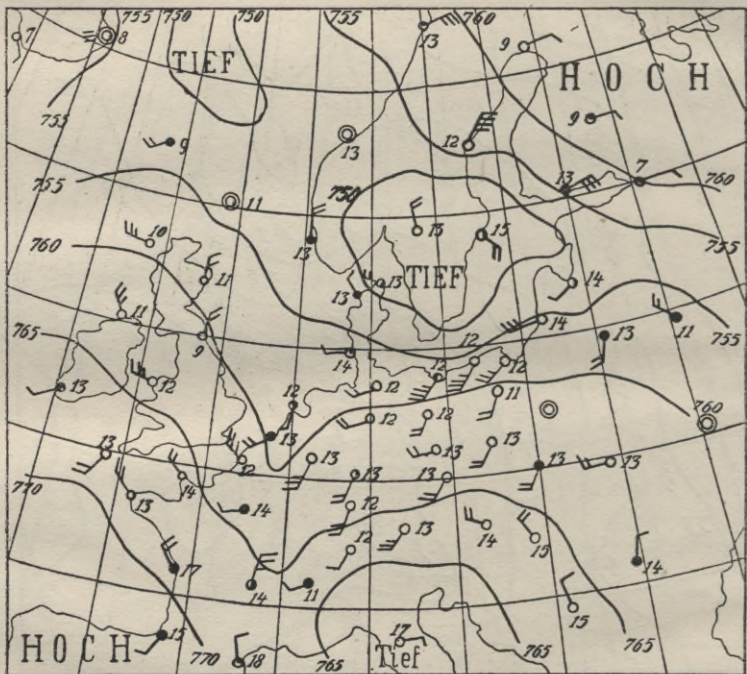
und Südwestwinde vorherrschen, welche die niedrige Wintertemperatur des Festlandes mildern. Die Witterung wird allerdings unbeständig, weil fast unaufhörlich Depressionen nördlich an uns vorüberziehen. Auch dadurch tritt Wandel ein, daß zeitweilig barometrische Maxima über West- und Mitteleuropa liegen, wodurch wir nördliche Winde erhalten.

Mit dem nahenden Frühling gleichen sich die Druckunterschiede nicht nur aus, sondern es tritt sogar eine Verschiebung in der Weise ein, daß

häufig über den britischen Inseln Hochdruckgebiete erscheinen, die durch ihre nördlichen Winde Maifröste verursachen.

Im Sommer liegen die Hochdruckgebiete fast ständig über den britischen Inseln und bringen uns durch die feuchten und kühlen Nordwest- und Nordwinde feuchtes und kühles Wetter. Sobald diese barometrischen Maxima aber nach Osten ziehen, treten Abweichungen ein.

Fig. 49.



Typ. V. Wetterkarte vom 22. August 1912, 8 Uhr morgens.

Im Herbst liegen die barometrischen Maxima wieder mehr im Osten und Südosten Europas, so daß wir durch die südöstlichen Winde trübes Wetter erhalten.

Durch jahrelange Beobachtung ist festgestellt, daß die Wettertypen, bei welchen das Hochdruckgebiet im Westen liegt, im Laufe des Jahres ein- einhalbmal so oft auftreten als die, bei welchen die Hochdruckgebiete eine östliche Lage haben. In bezug auf die Verteilung der Wettertypen auf die

einzelnen Jahreszeiten ergibt sich, daß die Typen mit nördlicher und nord-östlicher Lage des Hochdruckgebietes am häufigsten vom Januar bis April auftreten, die Typen mit östlichem und südöstlichem Hochdruckgebiet am häufigsten im Winter, die mit südlichem und südwestlichem, sowie die mit westlichem und nordwestlichem Hochdruckgebiet am häufigsten im Sommer erscheinen.

Mit diesen Beobachtungen über die Häufigkeit des Auftretens der verschiedenen Wettertypen hat die Wettervorausage jedoch nur Anhaltspunkte für den allgemeinen Witterungscharakter der einzelnen Jahreszeiten gewonnen. Wichtiger sind für sie die Feststellungen über die Dauer der einzelnen Wettertypen. In diesem Punkt hat die Statistik ermittelt, daß die Typen ungefähr $3\frac{1}{2}$ Tage anhalten, längere Zeit, wenn ihr Hochdruckgebiet im Westen, kürzere Zeit, wenn es im Süden liegt, und am wenigsten halten sich die Wettertypen, wenn das Maximum eine zentrale Lage hat, also Deutschland bedeckt.

Von Bedeutung für die Wettervorausagen sind auch die Berechnungen von Behbers, durch die er den Wärmecharakter der einzelnen Wettertypen festgelegt hat. Danach sind Typus I und Typus II in allen Jahreszeiten kalt; von Typus I gilt dies besonders für den Sommer, von Typus II besonders für den Winter. Typus III ist im Winter kalt, im Sommer warm; Typus IV ist fast immer warm, Typus V im Winter warm und im Sommer kühl.

So wichtig es auch für die Wettervorausage ist, den Charakter der einzelnen Wettertypen, die Häufigkeit und Dauer ihres Auftretens zu kennen, sie ist in ihrer Tätigkeit doch lahmgelegt, wenn sie nicht weiß, wie die verschiedenen Wetterlagen aufeinander folgen. Und hier klafft die Lücke, über welche die Wissenschaft bisher nicht hat hinweghelfen können. Immerhin hat die Wettervorausage einen Anhaltspunkt in der Erfahrungstatsache, daß die Hochdruckgebiete ihre Lage häufig in der Richtung der Uhrzeigerbewegung wechseln, so daß auf die nördliche Lage die östliche, auf diese die südliche, darauf die westliche und dann die Lage über Mitteleuropa folgt. Wenigstens ist dies bis zur Hälfte der Fälle die Regel.

Es ist also die Sicherheit, mit der man die Umwandlung des einen Wettertypus in den anderen zu bestimmen vermag, noch gering. Nur so viel ist möglich, daß man an der Hand der tabellarischen Wetterberichte in den Zeitungen und unter Beobachtung der örtlichen Einflüsse zu beurteilen versucht, welche Änderung die in der Wetterkarte angezeigte augenblickliche

Wetterlage in der nächsten Zeit erleiden dürfte. In der großen Mehrzahl der Fälle wird solche Beurteilung zutreffen.

3. Beurteilung der örtlichen Einflüsse.

Man kann absehen von dem Vorurteil, das immer noch hier und da gegen die Wetterkunde besteht und das in längst verschwundenen Zeiten seinen Ursprung hat. Nicht aber darf man mit Stillschweigen den Vorwurf übergehen, welchen man der Wetterkunde damit macht, daß man sagt: Die Wetterprognose mag wohl den allgemeinen Charakter der Wetterlage eines großen Gebiets treffen, die oft bedeutenden Witterungsunterschiede in nahe beieinander liegenden Orten aber vermag sie nicht im voraus zu bestimmen.

Merkwürdig haben hochragende Gebirge, welche die allgemein herrschenden Luftströme hemmen, sowie die Lage des Ortes am Meere Einfluß auf das Wetter, im übrigen aber darf man den örtlichen Verhältnissen eine hervorragende Einwirkung auf die Witterungserscheinungen nicht zugestehen. Die umfangreichen Gesamtvorgänge in der Luft erleiden durch kleine Seen, Berge und Wälder keine wesentliche Abänderung. Nur wenn die allgemeine Luftströmung sehr schwach oder gar nicht vorhanden ist, können die Unterschiede im Wärmegrad, Feuchtigkeitsgehalt und Luftdruck in nahen Orten so verschieden werden, daß die daraus folgenden Niederschlagsverhältnisse für jeden Ort ganz andersartige sind. Diese Witterungsunterschiede sind aber auch dann keine bleibenden, da sich die Wetterverhältnisse von Ort zu Ort fortpflanzen und ausgleichen.

Trotzdem ist die Beobachtung der örtlichen Verhältnisse unentbehrlich, um die allgemeine Wettervorausage für den eigenen Ort entsprechend abzuändern.

Die erste Hilfe leistet dabei das Thermometer. Steigt dasselbe im Winter, so ist auf öftere und ergiebige Niederschläge zu rechnen. Dasselbe tritt im Sommer ein, wenn das Thermometer fällt.

Einen anderen Dienst leistet das Psychrometer. Mit seiner Hilfe kann man feststellen, ob Nachtfroste eintreten oder nicht. Man bestimmt damit nach Sonnenuntergang in der Seite 28–34 beschriebenen Weise den Taupunkt. Liegt derselbe einige Grade über 0, so ist kein Nachtfrost zu erwarten, da bei weiterer Abkühlung der Wasserdampf verdichtet wird. Durch diese Verdichtung wird Wärme frei, welche der Abkühlung entgegenwirkt.

Von großer Bedeutung ist die Beobachtung der Windrichtung, da zu allen Zeiten die südlichen bis westlichen Winde Regen, die nördlichen, östlichen bis südöstlichen Winde meist Trockenheit bringen.

Am wichtigsten jedoch ist die Beobachtung des Barometers. Nicht der Barometerstand an sich mit seinen Bezeichnungen „schön“, „beständig“, „veränderlich“, „Regen“, „Sturm“, „Gewitter“ ist für die Wettervoraussage maßgebend, sondern allein seine Veränderungen, das Steigen und Fallen, lassen zuverlässige Schlüsse auf den Wetterumschlag zu. Aus der Größe und Schnelligkeit der Veränderungen kann man auf den Zug der Depressionen und Hochdruckgebiete schließen, wenn man die Wetterkarte zu Hilfe nimmt.

Zeigt das Barometer abweichendes Verhalten von dem, was nach der in der Wetterkarte angezeigten Hauptdepression zu erwarten war, so läßt dies, wie auch das Umspringen des Windes, die Bildung eines Teiltiefs südlich vom Haupttief erkennen. Das hat dann dieselbe Witterungsänderung zur Folge, als wenn gleich nach einer vorübergezogenen Depression eine zweite folgt. Barometer und Wetterfahne machen durch ihr Schwanken darauf aufmerksam, daß das aufklarende, ruhige Wetter nicht von Bestand sein wird.

Um ohne wissenschaftliche Hilfsmittel in etwas das Verhalten der oberen Luftschichten beurteilen und auf ihre Einwirkung auf die Witterungszustände schließen zu können, ist die Beobachtung der Wolken nötig. Geballte und geteilte Wolken deuten im allgemeinen auf trockenes, schleierförmig ausgebreitete Wolken auf regnerisches Wetter. Am westlichen oder nordwestlichen Himmel erscheinende Zirruswolken zeigen eine nördlich vorüberziehende Depression an. Wir haben dann Regenschauer zu erwarten. Eine am südwestlichen Horizont erscheinende hohe Schichtwolkenbank läßt erkennen, daß die Depression südlich an uns vorüberzieht. Wir haben kalten und dichten Landregen zu erwarten. Das Bild der Depression in Fig. 41 macht beide Fälle erklärlich.

Wenn sich unter den in starker Umbildung befindlichen Haufenwolken viele kleine Schichtwolken befinden, die in ersteren verschwinden oder sich von ihnen trennen, so deutet das auf baldigen Regen. Befinden sich aber die Schichtwolken über den Haufenwolken, so ist trockenes Wetter zu erwarten.

Wenn die Zirruswolken den Unterwinden entgegenziehen, so ist weniger Regenwahrscheinlichkeit vorhanden, als wenn sie mit ihnen ziehen. Am größten ist nach Richter die Regenwahrscheinlichkeit, wenn die Zirruswolken

nicht mehr als 45° von der Richtung des Unterwindes abweichen und der Barometerstand weniger als 760 mm aufweist. In drei von vier Fällen fällt dann Regen.

In bezug auf Wolkenkenntnis bleibt der wissenschaftlichen Beobachtung trotz der wertvollen Vorarbeiten von Clement Ley noch viel zu tun übrig. Ebenso steht es mit der Erklärung anderer volkstümlicher Wetterzeichen, der Winde aus den sogenannten „Regenlöchern“, des Funkelns der Sterne, des Aussehens der Sonne beim Auf- und Untergang, der Einwirkung des kommenden Wetters auf Menschen und Tiere. Allen diesen Erscheinungen legt man wetterprophetische Bedeutung bei, und man kann, obwohl die wissenschaftliche Begründung noch fehlt, ihre Beachtung doch nicht als irreführend bezeichnen. Die persönliche Erfahrung ist auch auf dem Gebiete der Wetterkunde eine schätzenswerte Führerin und so lange unentbehrlich, als sich die meteorologische Wissenschaft noch nicht zu einem absolut sicheren Führer ausgebildet hat.

4. Die höheren Luftschichten und die Wettervorausage.

Man hat erkannt, daß der Zustand der oberen Luftschichten nicht ohne Einfluß auf die Witterung ist und daß die Zustandsänderung jener höheren Luftmassen auch eine Umgestaltung unserer Witterungszustände veranlaßt. Aus dieser Erkenntnis heraus hat man in den letzten 20 Jahren der Erforschung der höheren Luftschichten größeres Interesse entgegengebracht. Durch Beobachtungen vom Freiballon aus und durch Benutzung der Fessel- und Drachenballone, der Registrier- und Pilotballone zu Messungszwecken ist eine Menge Beobachtungsmaterial gewonnen worden, das zwar noch ungleichartig ist und sich noch über einen zu kurzen Zeitabschnitt erstreckt, dessen Bearbeitung jedoch trotzdem schon wertvolle Ergebnisse lieferte.

Das wertvollste Material liefern die Messungen mittelst Drachen. Einen solchen, ausgerüstet mit Registrierapparaten, sendet man an dünnem Stahldraht in die Höhe. Hat der Drache solche Höhe erreicht, daß er ein weiteres Drahtteil nicht zu tragen vermag, so befestigt man an dem unteren Drahtende einen zweiten Drachen, der ein zweites Drahtgewicht hinaufhebt. Auf solche Weise hat man schon bis zu sechs und mehr Drachen aneinander gefesselt und dadurch nicht selten Höhen bis zu 7000 m und mehr erreicht. Noch größere Höhen erzielt man mit den freifliegenden Registrierballonen. Das sind Gummiballone, welche derart mit Wasserstoffgas

gefüllt werden, daß sie in gewünschter Höhe plagen; die die Temperatur, die Feuchtigkeit und den Wind selbsttätig registrierenden Apparate fallen dann an einem Fallschirm zur Erde. Mit solcher Vorrichtung hat man schon 29 000 m Höhe erreicht. Für die Feststellung von Windrichtung und Windstärke in den verschiedenen Höhen leisten die freisliegenden Pilotballone, deren Flugbahn man mit einem Theodoliten verfolgt und registriert, vortreffliche Dienste.

Durch alle diese Beobachtungen hat man insbesondere eine genaue Kenntnis der Temperaturverteilung in der freien Atmosphäre gewonnen. Diese Kenntnis führte zu dem Nachweis, daß die untere Atmosphärenschicht, Troposphäre genannt, der die Konvektionsströmungen eigen sind, am Äquator etwa 15 km, an den Polen etwa 9—10 km hinaufreicht. Darauf folgt eine beinahe isotherme Schicht von fast nur horizontaler Bewegung, Stratosphäre genannt. Nur in der Troposphäre finden Mischungen durch vertikale Strömungen und daher Kondensationen des Wasserdampfes statt; in der Stratosphäre fehlen diese vertikalen Ströme und die Wasserdampfverdichtungen, und die einzelnen Gase nehmen je nach Menge und Schwere eine feste Ruhelage an. Auch für die Entstehung dieser isothermen Schicht hat man durch Höhenforschung die Erklärung gefunden: Infolge der Lufterwärmung durch kurzwellige Sonnenstrahlen von oben und durch Absorption langwelliger Erdstrahlung von unten wird in gewisser Höhe eine Schicht von Strahlungsgleichgewicht gebildet, deren Stabilität Konvektionsströmungen nicht zuläßt.

Besonders wichtige Feststellungen von praktischer Bedeutung sind über die Temperaturabnahme mit der Höhe gemacht worden. Von dem theoretischen Maß der dynamischen Abkühlung für den aufsteigenden trocknen Luftstrom (1° pro 100 m) weichen diese Beobachtungsergebnisse vielfach erheblich ab. Je höher ein Ort liegt, desto intensiver wird am Tage die Erwärmung durch die Sonnenstrahlung, da die Luft dünner ist und die Wärmestrahlen weniger zerstreut und absorbiert werden. In größerem Maße aber wird Tag und Nacht Wärme ausgestrahlt. Die Folge wird ein größerer Temperaturunterschied zwischen Tag und Nacht, Sommer und Winter sein und eine größere Temperaturabnahme nach oben. An der Erdoberfläche ist diese Temperaturabnahme geringer, da der größere Gehalt von Wasserdampf und Kohlensäure die von der Erde ausgehenden Strahlen kräftig absorbiert. In 2000 m Höhe ist aber nur noch die Hälfte Wasserdampf vorhanden, und die Temperaturabnahme wird dadurch

größer. Überhaupt ist der Grad des Feuchtigkeitsgehaltes der Luft für die Temperaturabnahme bedeutungsvoll. Die Wärmeabnahme ist im allgemeinen in trockenen Gebieten etwas rascher als in feuchten. Bei stark bewegter Luft liegt die Abnahmegröße der Temperatur in der Vertikalen in der Nähe der dynamischen Abkühlungsgröße trockner Luft, also nahe 1° , ebenso nähert sie sich derselben am Tage.

Im allgemeinen ist die Temperaturabnahme mit der Höhe in allen Zonen ziemlich gleich. Sie beträgt durchschnittlich $0,56''$ pro 100 m oder $1''$ pro 180 m. Je nach der Jahreszeit ändert sich dieser Mittelwert, er beträgt im Winter $0,45''$, im Frühling $0,67''$, im Sommer $0,70''$, im Herbst $0,53''$. Im Mai ist die vertikale Temperaturabnahme am größten, weil unten die Erwärmung der in der Höhe vorausseilt; im September (5^h_p bis 9^h_a) und November (9^h_a — 5^h_p) ist sie wieder am kleinsten, weil nun die Erkaltung am Boden (besonders in der Nacht) der in der Höhe vorausseilt. Darum sind morgens Nebel und über dem Nebel Temperaturinversionen wieder häufiger und umfangreicher. (Daher der Mai für Luftfahrten ungünstig, September und November günstig.)

Trotz der scheinbaren Unregelmäßigkeit in der vertikalen Temperaturabnahme läßt sich doch in den meisten Monaten, besonders im Sommer, in den untersten Schichten (500—1500 m) ein Maximum und darüber (bis etwa 2500 oder 3000 m) ein Minimum der Temperaturabnahme erkennen. Letzteres charakterisiert die obere Grenze der Hauptetage bevorzugter Wolkenbildung. (Dies Minimum ist als Übergangsschicht für Luftfahrten besonders günstig.) Darüber nehmen die Vertikalgradienten regelmäßig fortgesetzt zu bis zur Höhe der größten vertikalen Temperaturabnahme, die sich im Winter zwischen 6—7 km, im Frühling und Herbst zwischen 7—8 km, im Sommer zwischen 8—9 km befindet. Über dieser Höhe wird die Temperaturabnahme schnell kleiner, hier wird die obere Inversion eingeleitet. Diese Inversion befindet sich je nach Jahreszeit, Wetterlage und vertikaler Temperaturabnahme zwischen 9 und 11 km. Eine rein adiabatische Temperaturabnahme, die ohne Wärmeentziehung oder Wärmezufuhr allein durch Druckänderung der Luft mit der Höhe fortlaufend bestimmt wäre und sich immer mehr dem Betrage von $1''$ pro 100 m nähern würde, findet also nicht statt.

Aus den langjährigen Temperaturmitteln der verschiedenen Höhen läßt sich die mittlere oder normale Höhenlage der Isothermenflächen für die verschiedenen Temperaturgrade für jeden Monat errechnen (Fig. 50).

Größe der Stöberflächen (V. Wagner).

10	m	—	—	m	—	m	—	m	720	m	1390	m	1670	m	1350	m	—
5	—	—	—	(100)	940	1670	2350	2630	2600	2350	2350	2630	2630	2290	1550	220	—
0	(470)	—	—	1240	1840	2600	3310	3550	3530	3310	4200	4450	4450	3250	2530	1690	—
—	2190	1850	1770	2200	2750	3530	4200	4450	4360	5030	5030	5280	5280	5030	3490	2790	—
—	3260	3030	2900	3100	3640	4360	5030	5280	5130	5790	5790	6000	6000	5750	4370	3720	—
—	4130	3880	3750	3950	4430	5130	5790	6000	5920	6550	6550	6730	6730	6460	5180	4550	—
—	4920	4700	4560	4690	5160	5920	6550	6730	6670	7260	7260	7420	7420	7150	5860	5340	—
—	5680	5440	5310	5410	5940	6670	7260	7420	7380	7920	7920	8100	8100	7850	6640	6110	—
—	6430	6140	5930	6120	6600	7380	7920	8100	8060	8600	8600	8760	8760	8550	7350	6830	—
—	7150	6860	6660	6800	7350	8060	8600	8760	8640	9310	9310	9450	9450	8800	8070	7540	—
—	7850	7550	7340	7490	8030	8640	9310	9450	9270	9910	9910	10250	10250	9260	8800	8280	—
—	8630	8290	8030	8240	8870	9660	10070	10250	9660	10070	10070	10250	10250	10050	9650	9060	—
—	9520	9150	8930	9250	10130	10910	11770	11850	10910	11770	11770	11850	11850	11460	10970	10070	—
—	10640	10190	9980	10460	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Die Wetterlagen, bei denen (bis etwa 4000—5000 m Höhe) die negativen Abweichungen von den Mittelwerten der Temperatur in derselben Höhe mit zunehmender Erhebung schnell größer oder die positiven Abweichungen schnell kleiner werden, eignen sich nicht für Luftfahrten, weil die Stabilität der Atmosphäre im Verhältnis zur Größe der genannten Änderungen immer mehr zurücktritt, während bei Änderungen im umgekehrten Sinne die Stabilität der Atmosphäre mit der Höhe zunimmt. Nicht die Größe der Abweichungen von den Mittelwerten ist ein Stabilitätsmaß, sondern die Art der Änderungen der Abweichungen mit der Höhe.

Schon Hildebrandson hat festgestellt, daß im Winter Temperatur und Druck beim Vorüberziehen von Hoch- und Tiefdruckgebieten sich in umgekehrtem Sinne ändern. Es ist dann über Minima mehr als mittelmäßig warm, über Maxima mehr als mittelmäßig kalt, während im Sommer das Gegenteil eintritt; im Zentrum eines Minimums fällt im Winter die Temperatur, sobald der Druck steigt, während im Zentrum des Maximums die Temperatur steigt, sobald der Druck sinkt. Beides erklärt sich aus Bewölkung und aus Wärmestrahlung der Erde bei heiterem Himmel.

Die Wärmestrahlung bewirkt vielfach die Temperaturumkehr mit der Höhe; denn die Temperatur nimmt in der Höhe um so mehr zu, je tiefer sie am Boden fällt. Dies berechtigt zu der Annahme, daß über den sibirischen Maxima im Winter außergewöhnlich große Inversionen entstehen müssen, während sich über den westlichen Depressionen, besonders bei solchen in NW, sehr starke vertikale Temperaturabnahme und damit in der Höhe relativ tiefe Temperatur einstellt. Neben den Beobachtungen in der freien Atmosphäre beweisen nach Allward auch die von Tal zu Berg, daß Gebiete hohen Luftdrucks in unsern Breiten von Temperaturinversionen mit der Höhe begleitet sind. Daraus ergibt sich für uns: Im Winter ist es in der Zyklone unten relativ warm, in der Antizyklone kalt, in der Zyklone stellt sich mit der Höhe starke Temperaturabnahme, in der Antizyklone zuerst Temperaturinversion ein.

Der tägliche Temperaturgang in der Höhe ist außer von der Jahreszeit vielfach von Windrichtung, Bewölkung und Wetterlage abhängig. So bildet sich z. B. bei südöstlichen Winden oder bei bestimmten Winddrehungen auch in der Höhe die Tagesperiode der Temperatur aus, während sich bei nordöstlichen Winden und anderen Winddrehungen die Tagesperiode abstumpft oder umkehrt. Ähnlichen Einfluß haben Bewölkung und Wind auch auf die Inversionen.

In aerologischer Beziehung gilt annähernd das Gesetz, daß der Übergang von Hoch zu Tief durch eine warme, von Tief zu Hoch durch eine kalte Luftsäule geht; denn aus der Vorderseite der Depression weht der Wind gewöhnlich aus Süden, wobei gleichzeitig der Druck fällt und die Temperatur steigt, Feuchtigkeit, Bewölkung und Niederschlag zunehmen. Auf der Rückseite ist darin das Gegenteil der Fall.

Kälterückfälle entstehen bei tiefen nordwestlichen Tiefdruckgebieten, über denen schon in geringen Höhen der Wind direkt aus dem Tiefdruckgebiet gegen den Kontinent weht. Diese Winde sind bedeutend kälter als die Luft über dem Festlande; denn über dem Meer findet eine Kälteverspätung von 2—3 Monaten statt. Daher haben wir bei den im Nachwinter und Frühling häufigen nordwestlichen Tiefdruckgebieten (Nordsee, Nordmeer, nördlicher Atlantischer Ozean) oft schon in geringer Höhe lebhaftere Nordwestwinde mit starker vertikaler Temperaturabnahme, namentlich, wenn nordöstliche bis nördliche Hochdruckgebiete dazukommen.

Die Luft als Ganzes ist in viel stabilerem Gleichgewicht bei fortgesetzt gleichbleibender schwacher bis mäßiger Temperaturabnahme und nicht zu großen horizontalen Gegensätzen in bezug auf Wärme und Luftdichte, als bei häufig auftretenden Inversionen, da oft die Inversionschicht als Grenzschicht zwischen zwei Systemen entgegengesetzter Vertikalströmungen aufzufassen ist.

Auch über die Windverhältnisse der höheren Luftschichten hat die Aerologie für die Wettervorhersage wertvolle Feststellungen gemacht. Die Größe des durch die Erdumdrehung entstehenden Ablenkungswinkels, den der Wind mit der Isobare bildet, hängt bekanntlich von der geographischen Breite, der Größe der Reibung und vom Beschleunigungs- oder Verzögerungszustand der Luftbewegung ab. Eine Zusammenstellung der mittleren Ablenkungswinkel einiger Orte mag den Einfluß der örtlichen Verhältnisse zahlenmäßig nachweisen: Karlsruhe 28°, Wien 38°, Breslau 43°, Magdeburg 47°, Upsala 49°, Aachen 70°, Swinemünde 67°, Thorshavn 80°. „Während am Boden die Luft sich vom Zentrum des Hochs fort und gegen das Zentrum des Tiefs hin bewegt, ergibt sich für die oberen Luftströmungen, daß dieselben mit zunehmender Entfernung vom Zentrum der Depression immer mehr nach rechts und nach außen von der Richtung des Unterwindes abweichen und im Bereiche der Hochdruckgebiete sich immer mehr gegen deren Zentrum hinbewegen und dabei die Isobaren beinahe unter einem rechten Winkel schneiden. Ferner zeigt sich, daß die

Zirrusbänder im Bereiche der Maxima wie senkrecht zu den Isobaren, im Wirkungskreis der Minima aber wie parallel zu den Isobaren verlaufen. Aus dieser am Boden gegen das Zentrum der Depression konvergierenden, oben von demselben aus divergierenden Bewegung ist zu schließen: Im Zentrum des Tiefs ist kein horizontaler Luftstrom, sondern Windstille; die von außen zugeflossene Luft steigt in einer sich mit der Erhebung erweiternden und dabei auflösenden Spirale in die Höhe, erleidet dabei Ausdehnung und Abkühlung und fließt oben in entgegengesetzter Richtung auf die benachbarten Maxima über und im Bereiche derselben wieder in die Tiefe. Durch die starke vertikale Temperaturabnahme ist nach und nach über dem Minimum der Druck verhältnismäßig noch tiefer geworden als in gleicher Erhebung über dem Maximum, es ist aber über dem Minimum, gleiche Erhebung vorausgesetzt, die Luftdichte größer geworden als über dem Hoch, d. h. der Wind weht dann wohl vom kleineren zum größeren Druck, dabei aber von der größeren zur kleineren Dichte. Haben wir z. B. über dem Kontinent ein ausgeprägtes Hoch und im Nordwesten (etwa zwischen Irland, England, Skandinavien, Nordsee und deutscher Küste) ein ebenso ausgeprägtes Tiefdruckgebiet, das meistens in bedeutenden Höhenintervallen von sehr starker Temperaturabnahme begleitet ist, so kann man besonders im Nachwinter, aber auch in den übrigen Jahreszeiten oft in verhältnismäßig geringer Höhe schon feststellen, daß die Winde fast direkt von dem Tiefdruckgebiet zum Hochdruckgebiet gerichtet sind. Auch hier hat die starke vertikale Temperaturabnahme über dem Minimum die Luft stärker komprimiert als in gleicher Höhe über dem Hochdruckgebiet. Der Wind weht in der Höhe wieder vom kleineren zum größeren Druck und von der größeren zur kleineren Luftdichte.“

„Anders verhält es sich oft bei Luftdruckgebieten aus Sibirien im Nordosten und Tiefdruckgebieten mehr südlich, im Südwesten und Süden. Dann kann man oft feststellen, daß lebhafteste Nordostwinde bis in große Höhen die Richtung wenig verändern. Wenn auch in den unteren Luftschichten eine umfangreiche Temperaturumkehrung eintritt, so bleibt die Temperatur doch verhältnismäßig tief und verursacht größere Dichte; es weht der Wind aber wieder von der größeren zur geringeren Dichte“ (Fischli, Aeronautische Meteorologie).

Die oberen und unteren Luftströmungen haben an der Rückseite eines Minimums fast dieselbe Richtung, während an der Vorderseite die oberen schon stark aus dem Minimum herauswehen. Daraus folgt, daß an der

Vorderseite der Depression die Winde mit zunehmender Höhe meistens stärkeren, an der Rückseite aber kleinen oder nur schwachen Drehungen unterworfen sind.

Oft nähert sich unten eine Depression nur langsam, während aus der Winddrehung mit der Höhe (z. B. von SO nach S, dann SW) oder aus stark veränderter Temperaturabnahme usw. schon hervorgeht, daß das Tiefdruckgebiet über uns hinwegzieht. Je schneller sich diese Drehung vollzieht, um so näher ist die Depression, oder um so schneller schreitet sie vorwärts. Gewöhnlich ist diese Richtungsänderung des Windes am Morgen in den unteren Luftschichten mit einer Temperaturinversion verbunden, die besonders in der heißeren Jahreshälfte wegen der tagsüber stattfindenden größeren Wärmezunahme am Boden nachmittags verschwunden ist. Diese Winddrehung mit ihren Begleitumständen ist verdächtig und bringt gern Witterungsumschlag, im Sommer häufig Gewitter. Hierauf weist besonders der Umstand hin, daß es über der Höhe der Inversion vom Morgen zum Nachmittag in gewissen Höhenintervallen kälter geworden ist. Das läßt auf baldige Wolkenbildung schließen.

Die Tagesperiode der Windgeschwindigkeit beruht auf dem fortgesetzten Wechsel der auf- und absteigenden Luftströmungen, die durch die verschiedene Erhitzung des Bodens und damit der untersten über den Boden hinreichenden Luftschichten erzeugt wird (Röppen). Da die aufsteigenden Ströme in den ersten Nachmittagsstunden am lebhaftesten sind und in dieser steigenden Luftbewegung sich besonders cu und cu-ni bilden, fällt die Tagesperiode der Windgeschwindigkeit in der Tiefe auch mit dem Verlaufe der Häufigkeit dieser Wolkenformen zusammen. Auf Bergen ist die Windgeschwindigkeit besonders in der heißen Jahreszeit am Mittag am kleinsten; denn es hat sich die Horizontalbewegung hier in Vertikalbewegung umgesetzt.

Am Boden nimmt die Windgeschwindigkeit vom Morgen bis Nachmittag im Dezember und Januar ab, in den übrigen Monaten zu; von 500 m Höhe ab nimmt sie fortgesetzt ab, im Frühling am meisten. Die Windgeschwindigkeit wächst von unten nach oben, sie ist vom Boden bis 500 m Höhe am größten, in den Wintermonaten aber viel größer als im Sommer. Von 500—1000 m erreicht sie im Mittel ein Minimum, ist aber hier im Sommer größer als im Winter. Über 1500 m nimmt sie wieder ab, und zwar regelmäßiger. Bis zur Höhe der Regenwolken nimmt die Windgeschwindigkeit zu, über denselben nimmt sie ab.

Die auf kleinen Flächen nebeneinander erzeugten auf- und absteigenden Ströme erzeugen gefährliche Wirbelbewegungen, die oft mehrere 100 m hinaufreichen.

Für die Winddrehung in der Höhe gilt Hamms Windgesetz: „Mit der Höhe dreht der Wind sich mit der Sonne, d. h. am Vormittag nach rechts, am Nachmittag nach links.“ In den ersten Nachmittagsstunden ist der Drehungswinkel zum Unterwind kleiner als morgens, also Ober- und Unterwind sind gleichartiger.

Zahlreiche Beobachtungen lassen auch Zusammenhänge der Winde, Inversionen, Wolken und Niederschläge untereinander erkennen. Die bei WNW und NNW auftretenden Inversionen sind meistens von Nebel oder tiefen Stratuswolken, sehr oft von Schneefall begleitet. Im Winter ist Nebel auch bei östlichen Winden bei meist hohem Luftdruck häufig. Der über dem Nebel gleichzeitig mit der Inversion plötzlich auftretende starke Feuchtigkeitsfall und die Abnahme der Windgeschwindigkeit geben dann die obere Nebelgrenze (oder auch die obere Grenze der niederen Wolken) an und damit auch die Höhe des Nebels.

Ein Maximum der Abnahme der relativen Feuchtigkeit, das mit zunehmender Temperatur höher steigt, bedeutet die obere Grenze der unteren Wolkenetage, wie ein überlagerndes diesbezügliches Minimum in ca. 3500—4000 m Höhe auf die nächsthöhere Wolkenetage (a-cu, str-cu) hindeutet.

Da der Wasserdampf infolge seines leichten Gewichts zwar auch durch Diffusion, in der Hauptsache aber durch Luftströmungen in die mittleren und hohen Luftschichten getragen wird, bilden die Vertikalgradienten der relativen Feuchtigkeit in vielen Fällen ein Maß für die Entwicklung der Vertikalströmungen während der verschiedenen Tages- und Jahreszeiten, sowie für die Lebhaftigkeit dieser Strömungen an sich. Starke vertikale Abnahme der relativen Feuchtigkeit in den unteren und mittleren Schichten läßt auf keine oder nur schwache vertikale Ströme schließen; bei heißer Witterung schwache Abnahme oder gar Zunahme der relativen Feuchtigkeit in der Höhe deutet auf steigende lebhafte Vertikalströme.

Dreht der Wind bei schönem Wetter von Ost und angrenzender Richtung nach Nord und noch mehr links, so kommt bald zunehmende Bewölkung mit Regen. Folgt bei lebhaften nordwestlichen Winden in etwa 1500 m Höhe eine 2—3° umfassende Inversion mit Abnahme der Windgeschwindigkeit, so folgt gern Druckanstieg und bessere Witterung. Die

Schwere der Regenfälle nimmt mit steigender Temperatur zu und umgekehrt, weil steigende Wärme steigende Vertikalströmung hervorruft, und nur diese bringt Regen.

Noch sind manche Vorgänge in den oberen Luftregionen unbekannt, manche Beobachtungstatsachen in ihren Ursachen und Wirkungen ungeklärt; aber das Erreichte läßt uns auf Fortschritt auch auf diesem Gebiete hoffen. Zu manchen oben gemachten Folgerungen für das kommende Wetter wird derjenige, der nicht Berufsmeteorologe ist, nicht imstande sein, weil ihm die Ergebnisse der täglichen Höhenbeobachtung mittelst Drachen nicht zur Verfügung stehen. Wenn er aber die einzelnen Witterungselemente in ihrem Wesen und in ihrer Wechselbeziehung verstehen gelernt hat, und wenn sein Blick durch lebhaftes Interesse geweckt und durch aufmerksames Beobachten der Witterungsvorgänge geschärft worden ist, so wird ihm trotzdem für die Beurteilung des kommenden Wetters die allgemeine Bekanntschaft mit den Zuständen und Vorgängen in den Luftschichten über ihm durchaus nützlich sein.

5. Wetterregeln.

Es ist sicher, daß die Wettervorausage nur dann etwas leisten kann, wenn in jedem einzelnen Falle alle mitwirkenden Faktoren berücksichtigt und alle Möglichkeiten ihres Zusammenwirkens sorgfältig überlegt worden sind. Eine Aufstellung von Wetterregeln, welche solche Einsicht und Überlegung außer acht lassen würde, könnte nur auf ein Schematisieren der Wetterprognose hinauslaufen. In solchen bestimmt begrenzten Bahnen bewegen sich aber die Witterungsverläufe nicht, und die Wetterregeln könnten daher oft irreleiten. Unter der Voraussetzung jedoch, daß eine möglichst umfassende Einsicht in das Wesen des Wetters zugrunde liegt und eine gründliche Überlegung der Wetterbeurteilung vorangeht, kann auch die Wetterregel von Nutzen sein. Sie wird, indem sie den formalen Verlauf formuliert, imstande sein, den Blick auf die wahrscheinliche Möglichkeit zu lenken und von hier aus die Überlegung zu leiten. Für diesen Zweck erfolgte die Zusammenstellung der folgenden Wetterregeln, welche auf Vollständigkeit durchaus keinen Anspruch macht.

Jedes Tief hat die Neigung, mit einem Winkel von etwa 45° gegen die niederen Isothermen fortzuschreiten (Zeh).

Das Tief läßt beim Fortschreiten den höheren Druck und die höhere Temperatur rechts hinter sich (Zeh).

Wenn Druck und Temperatur in der Nähe des Tiefs nach demselben Sinne gerichtet sind, so schreitet die Depression in Richtung der Isobaren und Isothermen fort (van Bebber).

Sind Druck und Temperatur im entgegengesetzten Sinne verteilt, so wird das Tief stationär, es verslachtet und verlängert sich in der Richtung der Isobaren und Isothermen und löst sich in Teiltiefs auf (van Bebber).

Kreuzen sich Isothermen und Isobaren, so pflegt das Tief eine mittlere Richtung einzuschlagen (van Bebber).

Das Tief bevorzugt beim Fortschreiten diejenige Richtung, deren Winkel mit der Rinne oder Troglinie (der Verbindungslinie aller Punkte, in welchen die Isobaren von den Parallelen zur Fortschreitungsline geschnitten werden) möglichst klein ist (Abercromby).

Das Tief bewegt sich stets nach der Gegend des kleinsten Widerstandes (Guilbert).

Bewegte sich das Tief (seit gestern) mit der Änderungslinie (Verbindungslinie der Mitten vom Steig- und Fallgebiet in der Isalobarenkarte) parallel, so geht das Tief bis zum Abend in der bisherigen Richtung weiter. Sind aber beide Richtungen verschieden, so biegt das Tief im Sinne der Änderungslinie um (Brounow u. Ekholm).

Zwei Gebiete mit niedrigem Druck und gleichzeitigem Barometerfall vereinigen und addieren sich (Guilbert).

Jede Depression mit starkem Barometerfall ohne entsprechende starke Winde vertieft sich (Guilbert).

Tiefs mit übernormalen Winden in der Nähe des Zentrums füllen sich aus (Guilbert).

Übernormale Winde an der Vorderseite des Tiefs hindern das Fortschreiten.

Zwei Hochdruckgebiete mit steigendem Barometer, die durch eine Zone niedrigen Luftdrucks voneinander getrennt sind, ziehen sich gegenseitig an und füllen das dazwischenliegende Tief aus (Guilbert).

Ist zwischen Fall- und Steiggebiet Niederschlag gefallen, so wird das Hoch gegen das Tief vorrücken.

In Gegenden mit verhältnismäßig starkem Wind muß der Luftdruck steigen.

Liegt ein Ort gegen Mittag an der Südseite des vorüberziehenden Tiefzentrums, so ist eine Vermehrung des Niederschlags im Laufe des Tages zu erwarten. Liegt ein Ort jedoch im Laufe der Nacht an der Vorder-

seite des Tiefs, so sind für die Mittagsstunde zunehmende Niederschläge zu erwarten (Polis).

Rasches Ansteigen des Barometers deutet nur auf vorübergehend trockenes Wetter (Reil), langsames Steigen aber auf anhaltend besseres Wetter.

Steigt das Barometer noch nach der Zeit des Barometermaximums (8—10 a), oder sinkt es höchstens schwach, so löst sich die vorhandene starke Bewölkung oder die während des Tages sich bildende Haufenwolkenmasse wieder auf. Neigung zu gutem Wetter bleibt erhalten oder trifft ein.

Sehr starkes Sinken während des Barometerminimums (1—5 p) und darüber hinaus kündigt Verschlechterung des Wetters an.

Ist die Kurve des Barographen bei fallendem Barometer nach unten konvex, so verstärkt sich die Luftdruckabnahme; ist sie konkav, so nimmt das Fallen ab.

Ist die Kurve bei steigendem Barometer konkav, so naht ein steiler Gradient mit starkem Wind; ist die Kurve konvex, so läßt der Sturm nach.

Die sogen. „Gewitternasen“ in den Barographenkurven zeigen Teiltiefs und Gewitter an.

Wenn das Barometer steigt, fällt das Thermometer; wenn das Barometer fällt, steigt das Thermometer (gültig für den Winter).

Die Winde bringen die Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse der Gegend, aus welcher sie stammen (S warm, N kalt, O trocken, W feucht).

Bewölkter Himmel bringt im Sommer kühles, im Winter kaltes Wetter. Klarer Himmel bringt im Sommer warmes, im Winter kaltes Wetter.

Sonnen- und Mondringe sind Vorboten schlechter, regnerischer Witterung.

Fallender Nebel kündigt heiteres Wetter an, steigender Nebel Regen.

Abendrot und Morgengrau sind Anzeichen von schönem Wetter, Morgenrot und Abendgrau deuten auf Regen.

Wasserziehen der Sonne ist ein Vorzeichen von Regen.

Literaturnachweis.

I. Einführung in die Wetterkunde.

- A. Sieberg, Wetterbüchlein, Francksche Verlags-handlung, Stuttgart.
L. Weber, Wind und Wetter, B. G. Teubner, Leipzig.
C. Raßner, Das Wetter und sein Einfluß auf das praktische Leben, Quelle u. Meier, Leipzig.
W. Traber, Meteorologie, Goeschen, Leipzig.
H. J. Klein, Wettervorhersage für jedermann, Strecker u. Schröder, Stuttgart.
H. J. Klein, Allgemeine Witterungskunde, F. Temsky, Wien u. Leipzig.
D. Freybe, Kurze Anleitung zur Benutzung von Wetterarten, Parey, Berlin.
D. Freybe, Praktische Wetterkunde, Parey, Berlin.
Hennig, Gut und schlecht Wetter, Teubner, Leipzig.
Hennig, Wetterkunde, Gladbach.
A. Sieberg, Witterungskunde unter besonderer Berücksichtigung der Praxis, Bong u. Co., Berlin.
J. van Bebber, Anleitung zur Aufstellung von Wettervorhersagen, Friedr. Vieweg u. S., Braunschweig.
J. van Bebber, Katechismus der Meteorologie, Leipzig.
Ubercromby, Das Wetter. Deutsch von Peruter. Freiburg.
Günther, Die Meteorologie, München.
Scott, Elementary meteorology. Deutsch von W. von Freeden, Leipzig.
Hellmann, Repertorium der deutschen Meteorologie, Leipzig.
Hornberger, Grundriß der Meteorologie u. Klimatologie, Berlin.
W. Köppen, Klimalehre, Goeschen, Leipzig.
Mylus, Volkswetterkunde, D. Salle, Berlin.

II. Für das eingehende Studium.

1. Meteorologie.

- H. Börnstein, Leitfaden der Wetterkunde, Friedr. Vieweg u. S., Braunschweig.
H. Mohn, Grundzüge der Meteorologie, Reimer, Berlin.
Kämß, Lehrbuch der Meteorologie, Gebauer, Halle.
Schmidt, Lehrbuch der Meteorologie, Leipzig.
Sprung, Lehrbuch der Meteorologie, Hoffmann u. Campe, Hamburg.
J. van Bebber, Handbuch der ausübenden Witterungskunde, F. Enke, Stuttgart.
J. van Bebber, Lehrbuch der Meteorologie, Stuttgart.
J. Hann, Lehrbuch der Meteorologie, Tauchnitz, Leipzig.

2. Klimatologie.

- A. Woei of, Die Klimate der Erde, Costenoble, Jena.
J. Hann, Handbuch der Klimatologie, Engelhorn, Stuttgart.
Müller, Lehrbuch der kosmischen Physik, (Bearbeitet von Peters), Braunschweig.

Umlauf, Das Luftmeer, Wien.

Ull, Die Erde und die Erscheinungen ihrer Oberfläche, nach Reclus, Braunschweig.

III. Für einzelne Gebiete.

J. M. Ferret und F. Exner, Meteorologische Optik, B. Braumüller, Wien
 F. Buch und Jensen, Tatsachen und Theorien der atmosphärischen Polarisation,
 Hamburg.

A. Godel, Die Luستهlektrizität, S. Higel, Leipzig.

H. Mach und E. v. Schweidler, Die atmosphärische Elektrizität, Fr. Vieweg u. S.,
 Braunschweig.

R. Köhler, Luستهlektrizität, Goeschen, Berlin u. Leipzig.

Th. Reye, Die Wirbelstürme, Tornados und Wetterssäulen, Hannover.

Clement Ley, Wolken und Wetterzeichen. Die moderne Meteorologie. Sechs
 Vorlesungen. Deutsche Original-Ausgabe. Fr. Vieweg, Braunschweig u. S.,

Fr. Füssli, Das Verhalten der meteorologischen Elemente und Erscheinungen
 in den Vertikalen, Bern.

A. Berjon (Windrichtung in der Höhe). Wissenschaftl. Luftfahrt 3, 1900.

R. Kurz, Radium, Thorium und Actinium in der Atmosphäre und ihre Bedeutung
 für die atmosphärische Elektrizität, Habilitationsschrift München, 1909.

Fr. Füssli, Temperatur und Wind in den Vertikalen und deren Beziehung zur
 Wetterlage und Witterung.

Bartsch v. Siegsfeld, H., Über den Einfluß von vertikalen Luftbewegungen auf
 das Verhalten des freien Ballons. (Zeitschrift für Luftschiffahrt u. Physik
 der Atmosphäre, Berlin, Heft 2) 1898.

Linke, Aeronautische Meteorologie, R. Oldenbourg, München u. Berlin.

Füssli, Aeronautische Meteorologie, R. C. Schmidt, Berlin.

Bagner, Die Temperaturverhältnisse in der freien Atmosphäre, in „Beiträge zur
 Physik der freien Atmosphäre“, Leipzig 1909.

L. Schüde, Der Ursprung der Gewitterelektrizität und der gewöhnlichen Elektri-
 zität der Atmosphäre, Gustav Fischer, Jena.

W. Köppen, Grundlinien der maritimen Meteorologie, G. W. Niemeyer, Hamburg.

J. van Bebber, Handbuch der hygienischen Klimatologie, Enke, Stuttgart.

Schmucker, Wie wird das Wetter? (Mondeinfluß), Keller, Dillingen a. D.

Umsiedt, Karl, Die Kälterückfälle im Mai und Juni. Göttinger Dissertation 1913.

W. Marten, Die Kälterückfälle im Juni, Abhandl. d. k. preuß. Met. Inst. Bd. 2,
 Nr. 3, Berlin 1902.

IV. Anleit. zu Wetterbeobachtungen u. deren Bearbeitung.

Zelind-Hann, Anleitung zur Ausführung meteorologischer Beobachtungen,
 W. Engelmann, Leipzig.

Ngl. Preussisches Meteorologisches Institut, Anleitung zur Anstellung und Be-
 rechnung meteorologischer Beobachtungen I. u. II. Teil, Asher u. Co., Berlin.

Zelind-Hann, Psychrometertafeln für das hundertteilige Thermometer, W. Engel-
 mann, Leipzig.

H. Meyer, Anleitung zur Bearbeitung meteorologischer Beobachtungen, Berlin.

V. Kartographische Werke.

Berghäusscher physikalischer Atlas, Gotha.

J. Hann, Atlas der Meteorologie, Justus Perthes, Gotha.

Atlas international des nuages. Herausgegeben im Auftrage des Komitees von H. Hilbrandson, A. Riggenbach und S. Teisserenc de Bort. Gauthiers-Willars, Paris.

C. Rafner, Meteorologische Erdgloben für Januar und Juli, Dietrich Reimer, Berlin

VI. Meteorologische Zeitschriften.

Das Wetter. Meteorologische Monatschrift für Gebildete aller Stände. Herausgegeben von R. Ahmann. D. Salle, Berlin.

Meteorologische Zeitschrift. Herausgegeben von der Deutschen meteorologischen Gesellschaft für Meteorologie. Redigiert von J. Hann u. G. Hellmann. Fr. Bieweg u. S., Braunschweig.

Emil J. W. Brandt Hinselmann, Mond und Wetter, Jahreshft mit Wettervorausagen, M. u. S. Schaper, Hannover.

VII. Bücher und Lehrmittel für wetterkundlichen Unterricht.

G. Böckers, Wetterkunde, Bies u. von Bressendorf, Leipzig.

Binke u. Glöbner, Der wetterkundliche Unterricht, Frankfurt a. M.

D. Siebert, Wetterkundlicher Unterricht, L. Dehmitges Verlag, Berlin.

R. Seidensticker, Wetterkalender.

Freybe, Wetterartenatlas, Gea-Verlag, Berlin W 35.

Freybe, Schulwetterkarten, Gea-Verlag, Berlin W 35.

D. Siebert, Monats- und Jahresblätter für Wetterbeobachtungen, L. Dehmitges Verlag, Berlin.

Beobachtungsformulare für Schulzwecke von F. B. Aufferth, Frankfurt a. M.

D. Siebert, Wandkarten für Wetterveranschaulichung, L. Dehmitges Verlag, Berlin.

Wetterartenformulare auf Linoleum von D. Eisele, Frankfurt a. M., Physikalischer Verein.

Dasjelbe von S. Fehse, Berlin N 4, Invalidenstr. 42.

Schulwettertafeln von J. A. Stein Nachfolger, Frankfurt a. M.

Börnstein, Schulwetterkarten, Dietr. Reimer, Berlin.

Werktätten für meteorologische Instrumente.

J. u. A. Bosh, Straßburg i. E.

Bernh. Bunge, Berlin SO 26.

R. Fues, Berlin-Steglitz.

W. Lambrecht, Göttingen.

W. Ludolf, Bremerhaven.

J. Richard, Paris, 25 Rue Mélingue.

Wilh. Lambrecht, Göttingen

Kaiserlicher und Königlich-er Hoflieferant

Fabrik wissenschaftlicher Instrumente:

Meteorologie — Hygiene — Industrie.

Inhaber des Ordens für Kunst und Wissenschaft, der großen goldenen und verschiedener anderer Staatsmedaillen. Ausgezeichnet mit höchsten Preisen auf allen besuchten Ausstellungen.

Original-Lambrechts meteorologische Instrumente

auf streng wissenschaftlicher Basis dem Laien verständlich, bieten nach dem heutigen Stande der Wissenschaft das denkbar Vollkommenste, führen den Laien in die Natur ein und vertiefen den Gelehrten in seiner Wissenschaft; davon reden in Tausenden von Anerkennungen die höchsten Autoritäten der Meteorologie, Hygiene und Technik, wie die ganze gebildete Laienwelt.

Lambrechts Instrumente sind die, welche zur Wettersvorhersage in Frage kommen; die Broschüre „Einführung in die Wetterkunde“ von Prof. Hartl, Preis 1.— M., überzeugt und schützt vor unberufenen Lieferanten.

Man fordere Preisliste Nr. 278.

H. C. Kröplin, Büchow (Medlbg. = Schwerin)

Feinmechanische Werkstätten

gegründet 1883

Barometerfabrik

gegründet 1883

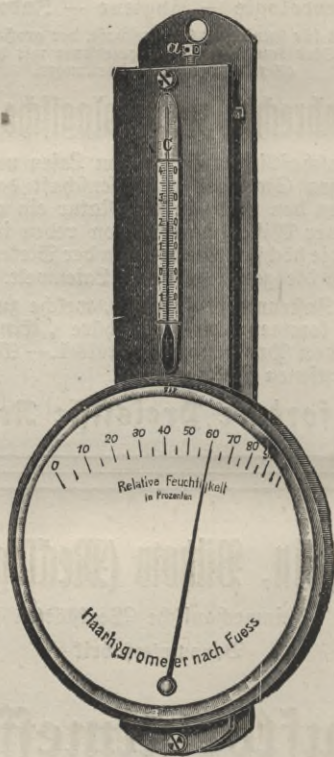
Luftdruckmesser

Luftdruckschreiber

zu wissenschaftlichen Beobachtungen und zu Höhenmessungen für Flugzeuge, Luftschiffer u. Bergsteiger.

Feuchtigkeitsmesser

für alle Zwecke.



Sämtliche Instrumente für Meteorologen.

R. Fuess, Berlin-Steglitz

Telegr.-Adr.: Fuess Berlin-Steglitz

Fernspr.: Amt Steglitz 65 u. 729.

Grundlehrgang für den Kurzschriftunterricht

nach dem System Stolze-Schrey in Volks- und Bürgerschulen
von Heinrich Coprian.

44 Seiten in Kartonumschlag 55 Pf.

Dieses einzige Lehrbuch für Volksschulen

hat im Kriegswinter 1916/17 die Feuerprobe bestanden. An 1500 Berliner Schulkinder wurden danach mit nachweisbar gutem Erfolge in die Kurzschrift eingeführt. Nach dem Vorbilde der Sprachbücher beginnt jeder Lehrabschnitt des vorliegenden Kurzschriftlehrbuches mit einem kürzeren oder längeren zusammenhängenden Stück. Der Unterricht wird dadurch von vornherein interessanter, fesselnder, erweckt dauernde Lust und Liebe, verbürgt größere Übungsmöglichkeiten; er vermeidet trockene Einzelsätze, das wirre Springen von einem Stoffgebiet zum andern und das Verweilen bei seltenen Wortbildern, die der Systematik zu Liebe mit den Haaren herbeigezogen worden sind. Durch die Eigenart der Stoffauswahl wird nur der in den Schülern wirklich lebendige Wortschatz getroffen, kein künstlicher, wie er in gesonderten Sätzen erscheint. Dieser Wortschatz ist bald so geläufig, daß er in fertigen Wortbildern aus der Feder fließt.

„Das Büchlein verdient wegen seiner überaus glücklichen und methodisch hervorragenden Anlage eine Verbreitung weit über die Grenzen Berlins.“

Joh. Voeger, Lehrer, Berlin.

Als Fortbildungsbuch erschien:

Lesebuch zum Grundlehrgang

für den Kurzschriftunterricht nach dem System Stolze-Schrey
in Volks- und Bürgerschulen von Heinrich Coprian.

32 Seiten in starkem Umschlag 25 Pf.

Verlag von Chr. Herm. Tauchnitz in Leipzig.

Lehrbuch der Meteorologie

von Dr. Julius Hann, Professor an der Universität Wien

Dritte,

unter Mitwirkung von Professor Dr. R. Säring, Potsdam
umgearbeitete Auflage

Mit 28 Tafeln, 4 Tabellen und zahlreichen Abbildungen im Text
Geheftet M. 36.—, gebunden M. 40.—.

W. Splettstößer u. G. Wolff, Diktierstoff

zur Einübung der deutschen Rechtschreibung und Zeichensetzung.

Ausg. A: I. (1.—3. Schuljahr) 83 Seit., geh. 1.25 M., geb. 1.80 M. II. (4.—8. Schuljahr) 200 Seit., geh. 2.40 M., geb. 3.— M. Ausg. B: Gefürzte Ausgabe 168 Seiten, geh. 1.70 M., geb. 2.50 M.

Auch die gefürzte Ausgabe B enthält neben Einzelheiten
430 zusammenhängende Stücke,

die nach Inhalt und Form als mustergültig bezeichnet werden.

Meinen vollen Beifall finden die „Diktierstoffe“, die so reichlich wohlgeordnet und zweckmäßig kaum anderswo gefunden werden können. Das erfreuliche an dem Werke ist, daß es alle Extreme vermeidet. Ich habe nicht gezögert, das Werk unter die empfohlenen Vorbereitungswerke aufzunehmen.

Königl. Seminardirektor Kellner, Habelschwerdt.

Hier finden wir, was leider so vielen Unterrichtsbüchern abgeht, eine ausgezeichnete Methode.

Badische Lehrerzeitung, Mannheim.

W. Splettstößer u. G. Wolff, Methodik des Rechtschreibunterrichts.

114 Seiten. Preis geh. M. 1.60, geb. M. 2.—.

Wir haben es hier mit einer durchaus selbständigen, geradezu epochemachenden Leistung zu tun. Was über den Rechtschreibunterricht nur immer Richtiges geschrieben wurde, das findet sich hier gleichsam zur Summe zusammengefaßt.

Blätter für die Schulpraxis.

Eine reiche Fundgrube methodischer Anregungen und praktischer Winke.

Allgemeine deutsche Lehrerzeitung.

Mit diesem umfassenden Werke wird der Ertrag aus Theorie und Praxis der letzten Jahre vollständig niedergelegt.

Mecklenburgisches Schulblatt.

Reimann, Splettstößer u. Wolff, Übungsstoffe für den deutschen Sprachunterricht.

Für mehrklassige Volksschulen Ausg. A in fünf, Ausg. B in drei Hefen. Für einfache Schulverhältnisse Ausg. C in zwei Hefen.

Für Schlesien, bearbeitet von Rektor Reigber und Lehrer Kober in Breslau, Ausg. S in fünf Hefen. Ausg. SB in drei Hefen.

Für Mittelschulen: Ausgabe D in fünf Hefen.

Die Eigenart der „Übungsstoffe“.

Die „Übungsstoffe“ unterscheiden sich von anderen Sprachheften für die Hand der Schüler sowohl hinsichtlich ihrer äußeren Einrichtungen als auch im Aufbau und in der Durcharbeitung des Unterrichtsstoffes.

I. Die äußere Einrichtung als Aufgabensammlung.

1. Zweck der Aufgabensammlung ist es, den Unterricht zu unterstützen, nicht zu ersetzen. Darum fehlen alle methodischen An-

weisungen, selbstverständlich erst recht alle lektionsmäßigen Darbietungen, wie sie andere Hefte enthalten. Aber es gibt im Sprachunterrichte viele Stoffgebiete, die nur durch andauerndes, vielseitiges, gründliches Üben zur sicheren Aneignung gebracht werden können. Für diese Übungen geben die Aufgaben ein reichhaltiges Material, das ohne besondere Mühe auch als häusliche Arbeit oder in einfachen Schulverhältnissen als stille Beschäftigung der Abteilungen nutzbringend gemacht werden kann.

2. Die einzelnen Aufgaben sind kurz und bestimmt, einfach und klar, so daß, wenn die Schüler erst an die Form gewöhnt sind, eine besondere Vorbereitung meist nicht erforderlich ist.

3. Dabei erfordert die Lösung der Aufgaben stets ein gewisses Maß von Selbständigkeit und Selbsttätigkeit, beschränkt sich auch auf der Unterstufe nicht auf Abschreiben oder äußeres Nachmachen, sondern nimmt die Denk- und Urteilskraft der Schüler in Anspruch und sucht sie andauernd zu fördern.

4. Der sachliche Inhalt der Übungen ist vornehmlich dem Anschauungs- und Erfahrungskreise der Schüler entnommen. Daneben geht das Bestreben, im Fortschritte des Unterrichts sie mehr und mehr in unsere Welt einzuführen, ihren Gedankenkreis zu erweitern, ihnen Dinge zu bieten, an denen sie auch sachlich etwas lernen können.

5. Auch durch ihre Form sollen die Aufgaben dazu beitragen, das Interesse der Schüler zu beleben. Daher die Aufgaben zum Raten und Reimen, die Rätsel und Scherzaufgaben.

II. Der Unterrichtsstoff.

Alle Seiten der Muttersprache erfahren gebührende Berücksichtigung.

1. Auf der Unter- und Mittelstufe stellen die Hefte die Rechtschreibung in den Mittelpunkt des gesamten Übungsstoffes. Dadurch wird es möglich, den Unterricht in der Klasse von den unbedingt erforderlichen umfangreichen Übungen in der Rechtschreibung erheblich zu entlasten, so daß Zeit für Lesen, freies Sprechen und freies Schreiben gewonnen wird.

2. Dazu bieten die Hefte einen vollständigen, methodisch durchdachten Lehrgang für den Rechtschreibunterricht.

3. Auf der Unterstufe wird der Grundsatz, in den Übungsaufgaben nur Wörter zu verwenden, die den Schülern orthographisch geläufig sind oder eben geübt werden sollen, streng durchgeführt. Nur so kommen die Schüler zum klaren Erfassen des Wortbildes und zu einem bewußten Richtigschreiben.

4. Diese zielbewußten systematischen Rechtschreibübungen tragen außerordentlich bei zur Gewinnung der erforderlichen Sicherheit und bieten dadurch dem gesamten Deutschunterrichte eine wesentliche Hilfe.

5. Die Hefte vermeiden jede systematische Grammatik. Die grammatischen Übungen verfolgen den rein praktischen Zweck, den richtigen mündlichen und schriftlichen Gebrauch der Sprache fördern zu helfen.

6. Sie beschränken sich nicht darauf, einzelne Fehler zu verbessern, die in der Umgangssprache ihren Ursprung haben, sondern sollen die Schüler planmäßig an richtiges Sprechen gewöhnen, vor allem an den Gebrauch des richtigen Falles in der Verbindung mit Zeit-, Eigenschafts- und Verhältniswörtern.

7. In weitem Umfange sind die grammatischen Übungen der Rechtschreibung nutzbar gemacht, indem vornehmlich solche Wörter Verwendung finden, deren Schreibung gerade geübt wird. Die wertvolle Verwendung von Gedichten und Liedertexten zu den Übungen blieb ausgeschlossen.

8. Die Wortbedeutung hat eine durch ihren Wert bedingte, weitgehende Berücksichtigung erfahren, indessen ist jedes Prunkeln mit gelehrten Ausdrücken ebenso vermieden wie für den Lehrer bestimmte sprachwissenschaftliche Auseinandersetzungen.

Die Klagen werden verstummen,

daß die Volksschule ihre Schüler ohne ausreichende Sicherheit im Gebrauch der Muttersprache entlasse.

F. Hapke, Lehrer, Düsseldorf.

Die Sprachhefte halte ich für ausgezeichnet. Ich werde sie allen Kreis Schulinspektoren meines Bezirkes empfehlen.

Dr. Lohrer, Reg.- und Schulrat in Köslin.

Ich habe das Werk erneut einer Durchsicht unterzogen und bin in meinem bisherigen Urteil über die Brauchbarkeit desselben bestärkt.

Hoche, Schulrat in Charlottenburg.

Ich habe die Hefte gern zur Anschaffung empfohlen.

Plath, Kreis Schulinspektor in Biesdorf bei Berlin.

Die Herren Verfasser haben gediegene Arbeit geliefert, von der Lehrer und Schüler nur guten Nutzen ziehen können. Ich werde die Übungsstoffe empfehlen und für spätere Einführung sorgen.

Onnerth, Kreis Schulinspektor, Frankensförde.

An den vorliegenden Hefen wird jeder Schulmann seine Freude haben. Frische, helläugige Kinder treiben hier ihr munteres Spiel. In methodischer und sprachwissenschaftlicher Hinsicht verdienen die „Übungsstoffe“ uneingeschränktes Lob.

Die deutsche Schule, Berlin.

Praktische Übungsstücke, welche durch die Forderung des Selbstergänzens das Kind zur Selbständigkeit anregen, zeugen davon, daß die Hefte aus der Schularbeit erwachsen sind. Jedem Lehrer des Deutschen werden sie eine feste Richtschnur und den Kindern eine brauchbare Stütze sein.

Deutsches Lehrblatt, Berlin.

Die gewählten Stoffe werden allen modernen Ansprüchen gerecht und wecken vor allen Dingen die Lust und Liebe der Kinder.

Preussische Schulzeitung, Liegnitz.

Prüfungsexemplare und ausführliches Begleitwort kostenlos.

Bahnbrechend für den method. Schulgesang.

Runge, Gast, Gusinde, Liederbuch für Volksschulen mit methodisch geordneten Stimmbildungs- und Treffübungen.

Für jedes Schulsystem besondere Ausgabe! Gut ausgestattet! Heimats- und neue vaterländische Lieder.

Es gibt nach meiner Ansicht nur ein Liederbuch für unsere Schulen und das ist Runge. Salzbrunn, Lehrer in Thommendorf, Schlesien.

Ich habe nach eingehender Prüfung gefunden, daß ich ein methodisches Meisterwerk vor mir hatte. Lorenz, Lehrer in Gateborn, Prov. Sachsen.

Was der Verfasser in der Gesangstheorie verlangt, kann jeder Lehrer bewältigen. Pädagogische Zeitung, Berlin.

Rektor Gast ist der Hauptbearbeiter des ministeriellen Gesanglehrplans für Volksschulen und war beteiligt an den anderen Gesanglehrplänen.

Gast, R. und Dr. S. Löbmann, Liederbuch für Mittel- und höhere Bürgerschulen mit einer Übungsschule für das richtige und schöne Singen. Ausgabe A mit fremdländ. Liedern, Ausgabe B ohne solche: je 3 Teile kart.

Ein Werk, das uns auf diesem Gebiete bis jetzt noch fehlte.

J. Tiefegang, Lehrer in Niederschönhausen, Bez. Potsdam.

Ein Musterliederbuch!

H. Stoll, Diesterwegschule, Magdeburg.

Ist das beste, was mir vorgelegen hat.

Schmücker, Mädchen-Mittelschule, Stendal.

Gast, R. und Dr. S. Löbmann, Liederbuch für Lyzeen und höhere Mädchenschulen mit Gesang- und Musiklehre. 4 Teile.

Glänzende Urteile fast aller preussischen Gesangsinspektoren.

Method. Handbuch f. d. Gesangunterricht i. d. Volksschule

nach dem Ministerialerlaß von 1914

in Anlehnung an die Liederbücher von Runge, Gast, Gusinde bearbeitet von **Otto Süßmann**, Kgl. Musikdirektor und Seminarlehrer, geb. M. 3.20. Ausgabe mit Stoffplänen M. 3.80, für Allenstein M. 3.60.

Das Buch ist besonders für die Volksschule gearbeitet, schließt sich eng an den aml. Lehrplan an und bietet dem Lehrer ins einzelne gehende Belehrungen und Lehrbeispiele. Der gesamte Unterrichtsstoff ist wohl nirgends so lückenlos und übersichtlich und in so knapper Form behandelt worden wie hier. Auch finden sich nirgends sonst innerhalb der einzelnen Stoffeinheiten so viel Fragen der Unterrichtspraxis beantwortet. Ein feinsinniger Musiker mit reicher musikpädagogischer, speziell methodischer Erfahrung geht damit dem minder erfahrenen Lehrer an die Hand.

Die Stimme.

Centralblatt für Stimm- u. Tonbildung, Gesangunterricht u. Stimmhygiene. Herausgegeben von Prof. Dr. Th. S. Flatau und Rektor Karl Gast. Monatlich ein Heft. Preis vierteljährlich nur M. 1.50 bei allen Buchhandlungen.

Empfohlen vom Königl. Preussischen Unterrichts-Ministerium und von zahlreichen Regierungen.

„Wichtig und maßgebend im Rate der Gesangspädagogen.“

M. Vogel, Königl. Musikdirektor, Leipzig.

Vorsitzender des Vereins der Musiklehrer und Musiklehrerinnen.

Deutsche Waldbücher.

U. Becker, Auf der Wildbahn. Ferienabenteuer in deutschen Jagdgründen. Für Jung und Alt nach eigenen Erlebnissen erzählt. Mit 27 Bildern von Professor Woldemar Friedrich. Nebst einem Situationsplan. Dritte Auflage. Bornehmste Ausstattung 7 M. Billige Ausgabe geb. 5.50 M.

Das ist ein Knabenbuch, wie es kaum seinesgleichen gibt. So frisch und froh und spannend, daß einem der Atem fast stillsteht vor Erwartung, und doch frei von nervenreizender Aufregung. Daheim.

In dem vorliegenden Buche sehen wir den deutschen Wald mit allem, was in ihm lebt. Verfasser erweist sich als ein Meister der Darstellung: köstlicher Humor wechselt ab mit sachkundiger, von jeder Schulmeisterei sich fernhaltender Belehrung.

Professor Dr. R. Kraepelin im „Hamburg. Correspondent.“

Das Buch ist von der Kritik mit Recht gelobt, ja gepriesen worden.

Centralblatt für Bibliothekswesen.

Mein eigenes Urteil genügte mir nach dem Lesen des Buches noch nicht. Darum wendete ich mich an zuständigere Richter: ich gab es meinen Jungen. Die haben sich darum gerissen!

Professor Dr. Fr. Seiler-Wernigerode i. d. „Täglichen Rundschau.“

Frida Schanz, Huberta Sollacher. Eine Waldgeschichte für Jung und Alt. Reich illustriert von W. Gause. 7. Tausend, reizvoll gebunden 5.50 M.

Unserem Weihnachts-Büchermarkt leuchtet ein freundlicher Stern: Frida Schanz hat mit Huberta Sollacher ein Meisterwerk zustande gebracht, das selbst das viele Gelungene, das wir ihrer Feder verdanken, noch übertrifft; ihre Huberta Sollacher ist ein Meisterwerk der Natur und ein Meisterstück der Kunst. Das Buch wirkt erquicklich und hinreißend in seiner Kraft und Frische.

Leipziger Tageblatt.

Dieses Jugendbuch ist der Verfasserin unter der Feder zu einem bedeutenden gemüßtiefen Werk emporgewachsen, das auch den erwachsenen Leser tief in seinen Damm zieht. Es ist das Hohelied des deutschen Forsthauses, dessen Männer in ihrer Kernhaftigkeit und voller Lebenswahrheit vor uns erstehen. Und die Hauptfigur gehört zu den Gestalten von bleibendem Wert. Huberta verkörpert die hegende Seite des Jägerturns; jeder Freund des edlen Weidwerks wird seine helle Freude daran haben. Lenzluft und Duft der bayerischen Tannenwälder durchwehen würzig das Buch. Die Schilderungen des Jäger- und Volkslebens sind wahre Perlen. Dabei ist dies jagdliche Buch im allerbesten Sinne ein Buch für die heranwachsende Jugend geblieben. Und vollends darf es in keinem Jägerhause fehlen!

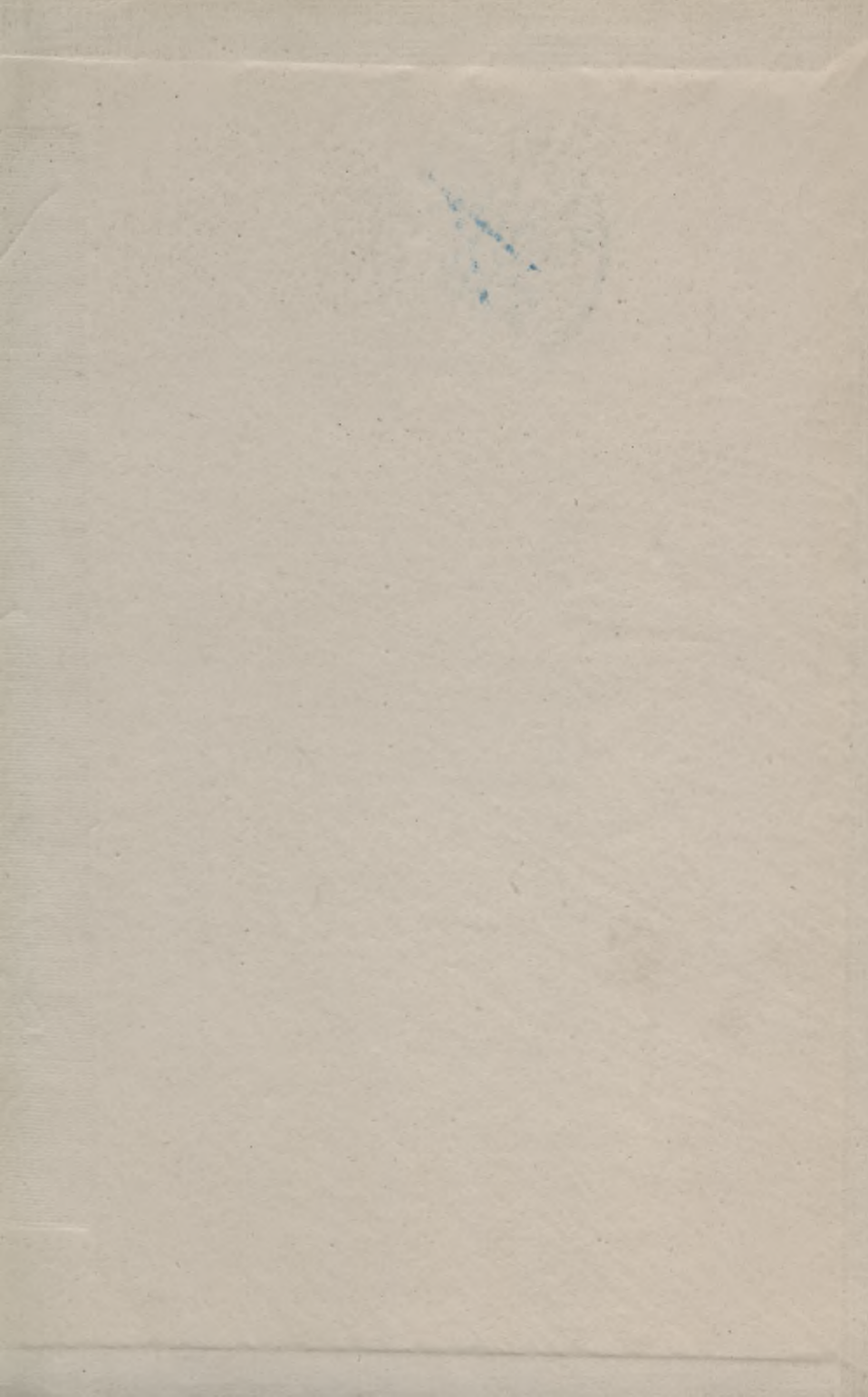
Dr. Fritz Skowronnek.

Unserer Meinung nach das Meisterwerk ihrer Prosaschriften.

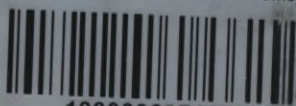
Daheim.



96-5



Biblioteka Politechniki Krakowskiej



100000297465