

WYDZIAŁY POLITECHNICZNE KRAKÓW

BIBLIOTEKA GŁÓWNA



L. inw.

4695

WINDZÜGE

DER

METEOROLOGIE.

DIE LEHRE

VON

WIND UND WETTER

NACH DEN NEUESTEN FORSCHUNGEN

GEMEINFÄSSLICH DARGESTELLT

VON

H. MOHN,

PROFESSOR DER METEOROLOGIE AN DER UNIVERSITÄT ZU CHRISTIANA,
DIRECTOR DES K. NORWEGISCHEN METEOROLOGISCHEN INSTITUTS.

DEUTSCHE ORIGINAL-AUSGABE.

Mit 24 Karten und 35 Holzschnitten.

BERLIN,

VERLAG VON DIETRICH REIMER.

1875.

434.10 m



Biblioteka Politechniki Krakowskiej



100000298941

x
1760

GRUNDZÜGE
DER
METEOROLOGIE.

DIE LEHRE
VON
WIND UND WETTER

NACH DEN NEUESTEN FORSCHUNGEN

GEMEINFÄSSLICH DARGESTELLT

VON

H. MOHN,

PROFESSOR DER METEOROLOGIE AN DER UNIVERSITÄT ZU CHRISTIANIA, DIRECTOR DES
K. NORWEGISCHEN METEOROLOGISCHEN INSTITUTS.

DEUTSCHE ORIGINAL-AUSGABE.

Mit 24 Karten und 35 Holzschnitten.

BERLIN,
VERLAG VON DIETRICH REIMER
1875.





II 4695

Alc. Nr. 3039/50

Gewiss wird es Vielen als überflüssig erscheinen, dass ein Werk von einem bereits durch seine vortrefflichen Arbeiten auf dem Gebiete der Meteorologie rühmlichst bekannt gewordenen Autor noch mit einem besonderen Vorworte bei dem deutschen Publikum eingeführt wird. Wenn dies der Unterzeichnete dennoch zu thun wagt, so geschieht es nur, um einem Wunsche des Verfassers zu entsprechen und dann auch, um das Werk namentlich einer, bei dessen Erscheinung besonders interessirten Klasse von Beobachtern zu empfehlen, nämlich den Seeleuten und solchen, die vermöge ihres Berufes darauf hingewiesen sind, dem Studium von Wind und Wetter an unsern Küsten eine besondere Sorgfalt zu widmen.

Gerade für solche Fälle eignen sich die in gedrängter Form zusammengefassten »Grundzüge der Meteorologie« vorzugsweise, da einerseits sowohl eine gründliche Anleitung zum Behandeln der meteorologischen Instrumente und zur Beobachtung meteorologischer Erscheinungen gegeben wird, während andererseits zugleich auch die Anhaltspunkte zu Folgerungen von praktischer Verwerthung in allgemein verständlicher und in einer solchen Weise darin niedergelegt sind, die in jedem Abschnitte empfinden lässt, dass wir es hier mit einer Arbeit zu thun haben, deren Verfasser selbstforschend der Entwicklung meteorologischer Erkenntniss wichtige Dienste geleistet, wenn uns dies auch nicht erst durch den Namen auf dem Titelblatte gesagt werden würde.

Die deutsche Literatur auf dem nautisch-meteorologischen Gebiete ist nicht in dem Maasse vollständig, dass wir nicht mit Dank eine fremdländische Arbeit aufnehmen sollten, die für uns sowohl durch die Art der Behandlung, wie auch durch den Stoff selbst von Werth ist. Wir erkennen vielmehr deren

Verdienst um so lieber an, als uns im vorliegenden Werke keineswegs nur eine einfache Uebersetzung des norwegischen Originals, sondern vielmehr in Wirklichkeit eine deutsche Originalausgabe geboten wird. Dazu kommt noch, dass die in dem Buche behandelten Beispiele vielfach unseren Küsten entlehnt sind, so dass wir deren Besprechung gleichsam als einen Schlüssel zum Verständnisse meteorologischer Phänomene an derselben ansehen und uns daraus für die Wettertelegraphie und Sturmprognose wichtige Winke entnehmen können.

Diese wenigen Worte mögen genügen, um die vorliegende verdienstvolle Arbeit **Mohn's**, welche in gewissem Sinne, und da wo es sich um eigene Forschungen und Ansichten handelt, als ein Abriss der in dem zu wohlverdienter Berühmtheit gelangten »*Atlas des Tempêtes de l'institut météorologique de Norvége*« niedergelegten Studien gelten mag, auf das Wärmste zu empfehlen. Wollen wir hoffen, dass das kleine Werk, welches in vielen Stücken unsere einschlägige Literatur ergänzt, sich bald in seemännischen Kreisen eingebürgert haben wird, wo es, im Vereine mit vaterländischen Werken meteorologischen Inhaltes und gediegenen Charakters, wenn auch mehrfach abweichende Gesichtspunkte vertretend, zweifellos segensreich zu wirken berufen ist.

Berlin im Februar 1875.

Dr. Neumayer.

Vorwort.

Bei der Ausarbeitung dieses Buches, welches ursprünglich vor zwei Jahren in norwegischer Sprache, auf Veranlassung der Gesellschaft zur Verbreitung gemeinnütziger Kenntnisse und Beförderung der Volksbildung herausgegeben wurde, war es meine Absicht, die wichtigsten Resultate der meteorologischen Forschung, wie dieselben zur Zeit vorliegen, in allgemein verständlicher Weise darzustellen. Der klimatologische Theil, der wesentlich die 5 ersten Capitel umfasst, ist vorzugsweise als eine nothwendige Einleitung zum Verständniss der späteren Capitel, welche die Lehre vom Wetter behandeln, anzusehen, und weniger als eine selbstständige Klimatologie. Eine solche würde, auch wenn sie sich allein auf Norwegen oder die nordeuropäischen Länder beschränkte, eine Ausführlichkeit beanspruchen, welche die Rücksicht auf die hier beabsichtigte Darstellung der Lehre vom Wetter ihr in diesem Buche nicht einzuräumen erlaubte. Neben den eigentlichen Resultaten, habe ich zugleich die Methoden, durch welche dieselben gefunden wurden, darzustellen gesucht. Die Einrichtung der Instrumente, ihre Aufstellung und ihr Gebrauch sind in derselben Weise und Ausführlichkeit beschrieben worden, wie dies in den Anleitungen der Fall ist, welche vom norwegischen meteorologischen In-

stitut für die Ausführungen von meteorologischen Beobachtungen auf seinen Stationen gegeben werden. Ausserdem habe ich eine Anzahl von Tabellen für die Berechnung der Beobachtungen beigefügt. Dadurch hoffe ich den Leser in den Stand gesetzt zu haben, selbst zuverlässige meteorologische Beobachtungen anstellen und dieselben ausdeuten und verwerthen zu können. Praktische Regeln für die Vorherbestimmung des Wetters habe ich nicht aufgestellt, theils weil dies nicht im Plane dieses Buches lag, theils weil solche Regeln doch wesentlich nur eine Umschreibung dessen vorstellen würden, was über die dabei wirksamen Kräfte und ihre Gesetze bereits in unserer Darstellung ausgesprochen ist. Auf die örtlichen Verhältnisse, welche beim Wetter so grosse Bedeutung haben, könnte ausserdem bei derartigen allgemeinen Regeln keine Rücksicht genommen werden. Es wird daher dem Leser selbst überlassen bleiben müssen, die hier gegebene Lehre von den Zuständen und den Bewegungen der Atmosphäre auf den einzelnen Fall anzuwenden, um mit Berücksichtigung der localen Witterungsverhältnisse, auf Grund der gemachten Beobachtungen, sich sein Urtheil über das bevorstehende Wetter zu bilden.

Die geographischen Kenntnisse, welche für das Verständniss meteorologischer Phänomene nothwendig sind, habe ich als bekannt vorausgesetzt und deshalb auch keine Namen auf den das Buch begleitenden Karten angebracht. Dadurch haben die Karten, wie dies bei ihrem kleinen Format doppelt wünschenswerth war, an Deutlichkeit gewonnen. Die im Buche vorkommenden geographischen Namen wird man mit Leichtigkeit auf einer allgemeinen gewöhnlichen Karte auffinden können, und wo dies nicht der Fall sein sollte, ist die Lage des Ortes im Buche selbst hinreichend genau bezeichnet. Die physikalischen

Lehrsätze, auf welchen das Verständniß der atmosphärischen Verhältnisse beruht, habe ich überall, wo es von Wichtigkeit war, näher erläutert. Die optischen Phänomene der Atmosphäre sind insoweit, als sie meteorologisches Interesse haben, besprochen worden; auf eine vollständige Erklärung derselben konnte hier indessen nicht eingegangen werden, da eine solche mehr der Optik, und theilweis wenigstens grade den höheren Theilen dieser Wissenschaft, als der Meteorologie angehört.

Die Karten der isothermischen und isobarischen Linien sind nach Dove und Buchan mit Benutzung des später hinzugekommenen Materials construiert worden, die Karten über den Druck der Wasserdämpfe sind neu entworfen. Dasselbe gilt in Betreff des nördlichen Europa's für die Karten über die Temperatur der Meeresoberfläche. Für diese deutsche Ausgabe sind übrigens alle Karten und Figuren aufs neue umgearbeitet. Alle die Materialien aufzuführen, welche ich für die Karten benutzt habe, würde kaum in anderer Weise geschehen können, als dadurch, dass ich ein Verzeichniß gäbe über den Inhalt der Bibliothek des norwegischen meteorologischen Institutes, welche ihre Vollständigkeit zumeist dem Wohlwollen meiner Collegen im Auslande verdankt. Ein besonderes Verdienst um die Vollständigkeit und Genauigkeit der Karten haben indessen die klimatologischen Mittheilungen in der Zeitschrift der österreichischen Gesellschaft für Meteorologie sowie die genauen und umfassenden Publikationen des meteorological office in London, der schottischen meteorologischen Gesellschaft, des niederländischen meteorologischen Instituts sowie die Jahrbücher und Bulletins der übrigen meteorologischen Centralanstalten.

Die Leser, welche die Darstellung älterer meteorologischer Lehrbücher kennen, werden Verschiedenes finden,

was in diesem Buche anders dargestellt ist, als bisher. Wo derartige Abweichungen von der älteren Auffassungsweise sich ergeben, möchte ich dem Leser empfehlen, lieber die Gründe der entgegengesetzten Anschauungen zu prüfen und darnach zwischen beiden zu wählen, als den Versuch zu machen eine Uebereinstimmung zu Wege zu bringen, die doch nicht bestehen kann.

Bei der Ausarbeitung dieses Buches ist es mein beständiges Bestreben gewesen, die sicheren Schlüsse und die losen Vermuthungen durch eine scharfe Grenzlinie von einander zu scheiden, um den Leser nicht in das unfruchtbare Feld willkürlicher Hypothesen hinüberzuleiten. Dadurch hat die Darstellung freilich an manchen Punkten ein abgebrochenes Gepräge erhalten, allein ich bin der Meinung, dass sowohl der Leser als die Wissenschaft am besten dabei fahren werden, wenn man einen Unterschied macht zwischen dem, was man weiss und dem, was man nicht weiss.

Christiania, August 1874.

H. Mohn.

Inhalt.

	Seite
Einleitung	4
Erstes Capitel. Die Wärme der Luft, des Meeres und der Erde	5
Das Thermometer	5
Die Wärmewirkung der Sonne	13
Die Wärmestrahlung der Erde	16
Die Temperatur der Luft	18
Die Aufstellung des Thermometers	18
Die tägliche Periode der Lufttemperatur	19
Die Mitteltemperatur	25
Die jährliche Periode der Lufttemperatur	34
Abnahme der Lufttemperatur in der Höhe	37
Die Vertheilung der Lufttemperatur über die Erdoberfläche	40
Thermische Anomalie.	49
Die Temperatur des Meeres.	51
Die Vertheilung der Temperatur über die Meeres-Oberfläche.	53
Die Temperatur des Meeres in der Tiefe.	59
Die Temperatur der Erde.	63
Zweites Capitel. Die Wasserdämpfe in der Luft	65
Verdunstung.	66
Absolute und relative Feuchtigkeit.	71
Feuchtigkeitsmesser	73
Daniell's Hygrometer	74
Das Psychrometer *.	75
Das Haarhygrometer	80
Die tägliche Periode im Druck des Wasserdampfes	81
Die jährliche Periode im Druck des Wasserdampfes	83
Das Verhalten des Wasserdampfes in der Höhe.	84
Die Vertheilung des Wasserdampfes über die Erde	84
Die tägliche Periode der relativen Feuchtigkeit	86
Die jährliche Periode der relativen Feuchtigkeit	87
Die relative Feuchtigkeit in verschiedenen Höhen	87
Drittes Capitel. Der Druck der Luft	89
Das Barometer.	90
Kapselbarometer	95

	Seite
Heberbarometer	96
Seebarometer	98
Aneroidbarometer	100
Das Abnehmen des Luftdruckes mit der Höhe	104
Reduction der Barometerhöhe auf den Meeresspiegel	103
Tägliche Periode des Luftdruckes	104
Jährliche Periode des Luftdruckes	109
Vertheilung des Luftdruckes über die Erde	111
Viertes Capitel. Die Bewegung der Luft und des Meeres. Wind- und Meeresströme	116
Richtung des Windes	116
Geschwindigkeit des Windes	118
Druck des Windes	120
Stärke des Windes.	120
Häufigkeit der Winde	125
Vertheilung der Winde auf der Erde.	127
Luftdruck und Windrichtung	130
Richtung des Windes in den oberen Luftschichten	137
Land- und Seebrise	138
Meeresströme	139
Windverhältnisse und Segelrouten	143
Fünftes Capitel. Niederschlag	145
Thau	146
Nachtfrost.	147
Nebel	148
Wolken	149
Gestalt der Wolken	153
Grösse der Bewölkung	154
Regen und Schnee	156
Regenmesser.	156
Vertheilung der Regenmenge auf der Erde	159
Schneegrenze	165
Gletscher	165
Eisberge	166
Hagel	167
Sechstes Capitel. Das Wetter	168
Windrosen für die Lufttemperatur	170
Windrosen für den Dunstdruck	171
Windrosen für die relative Feuchtigkeit	172
Windrosen für die Bewölkung.	172
Windrosen für die Häufigkeit des Niederschlages	173
Windrosen für den Luftdruck	175
Windrosen für die Barometerveränderungen	176
Wechselwirkung der meteorologischen Elemente	177
Ursachen für das Fallen und Steigen des Barometers	179
Wetterkarten von Europa	181

	Seite
Der barometrische Gradient	183
Die Windrichtung	184
Wirbel, Wirbelcentrum	185
Stärke des Windes	185
Das Windgesetz	189
Hoher Luftdruck mit Winterkälte	194
Hoher Luftdruck mit Sommerhitze	196
Die barometrischen Minima	198
Veränderung des Wetters	200
Fortrücken der barometrischen Minima	204
Veränderung des Luftdrucks im barometrischen Minimum	206
Drehung des Windes beim Uebergang des Wirbels	208
Veränderung des Luftdruckes beim Uebergang des Wirbels	212
Veränderung der Temperatur beim Uebergang des Wirbels	217
Veränderung des Dunstdruckes beim Uebergang des Wirbels	217
Veränderung in Bewölkung und Niederschlag	218
Witterungswechsel beim Uebergang von einem Wirbel zum andern	219
Der Wirbel ist keine rotirende Luftmasse	220
Erklärung der Fortbewegung des Wirbels	222
Der aufsteigende Luftstrom im Wirbel	227
Das Fortschreiten des Witterungsumschlages	228
Allgemeine Verhältnisse bei den Wirbeln	229
Die barometrischen Maxima und ihre Bewegung	232
Bewegung und Veränderung der barometrischen Minima	232
Die Wirbel im Atlantischen Meere	235
Veränderungen des Wetters in Amerika	236
Bahnen der Wirbelcentra	237
Häufigkeit der Wirbel	238
Der hohe Luftdruck der Wendekreise	239
Siebentes Capitel. Stürme	240
Wirbelstürme oder Cyclone	241
Stürme der gemäßigten und kalten Zonen	242
Stürme des nordatlantischen Meeres	243
Häufigkeit der Stürme und ihre jährliche Periode	244
Westindische Stürme	245
Beschreibung der tropischen Stürme	247
Häufigkeit der tropischen Stürme	253
Der Barbadosorkan vom 10. August 1831	255
Vergleichung zwischen den tropischen und europäischen Stürmen	259
Die mechanische Arbeit eines Orkans	261
Tornados	262
Windhosen	264
Achtes Capitel. Elektrische u. optische Erscheinungen in d. Atmosphäre	267
Luftelektricität	267
Gewitter	267
Blitz	268

	Seite
Donner	270
Häufigkeit der Gewitter	271
Wanderung der Gewitter	273
Witterungsverhältnisse während der Gewitter	274
Nordlicht	275
Luftspiegelung	279
Abend- und Morgenröthe	280
Farbe des Himmels	281
Dämmerung	281
Regenbogen	281
Ringe um Sonne und Mond	282
Neuntes Capitel. Praktische Meteorologie. Klimatologie. Vorausbestimmung des Wetters	283
Klimatologie	283
Tropisches Klima	285
Gemässigt und kaltes Klima	286
Seeklima	286
Continentalklima	286
Praktische Meteorologie	287
Sturmwarnungen	289
Witterungszeichen	292
Tabellen	293

Einleitung.

1. Meteorologie heisst die Wissenschaft, welche sich mit dem Luftkreis oder der Atmosphäre beschäftigt. Sie umfasst die Lehre von den verschiedenen Zuständen des Luftkreises und den Veränderungen, welchen dieselben unterworfen sind. Ihre Aufgabe besteht darin, die Ursachen dieser Zustände und Veränderungen zu erforschen und die so erworbene Einsicht in ihren gesetzmässigen Zusammenhang zur Vorausbestimmung des Wetters anzuwenden.

2. Die Atmosphäre, welche die Erde auf allen Seiten umgiebt, besteht vorwiegend aus atmosphärischer Luft, einer Mischung zweier verschiedener Gasarten, die Sauerstoff und Stickstoff genannt werden. Der interessanteste dieser beiden Bestandtheile ist der Sauerstoff, der als Träger der Athmung und anderer Verbrennungsprocesse eine durchgreifende Rolle bei der Erhaltung des organischen Lebens auf der Erde spielt. Hundert Raumtheile Luft enthalten 21 Theile Sauerstoff und 79 Theile Stickstoff. Dies Mischungsverhältniss besteht unveränderlich in allen Zonen und auf allen verschiedenen Höhen der Erde, welche von Menschen erforscht sind. In meteorologischer Beziehung braucht man jedoch auf diese Zusammensetzung der Luft keine Rücksicht zu nehmen, sondern darf diesen Hauptbestandtheil der Atmosphäre unbedenklich als selbstständigen Stoff betrachten.

3. Neben der reinen Luft enthält die Atmosphäre immer einen Antheil Wasserdampf, dessen Menge, im Verhältniss zum ganzen Luftkreis, jedoch nur klein genannt werden kann, da 100 Theile Luft höchstens 3—4 Antheile Wasserdampf, gewöhnlich aber viel

weniger, umfassen. Dieser Dampfgehalt, d. h. die Feuchtigkeit der Luft, spielt bei den Bewegungen der Atmosphäre eine einflussreiche Rolle.

Ausserdem enthält die Luft eine beständig wechselnde Beimischung von Kohlensäure. Eine meteorologische Bedeutung dieses Bestandtheiles ist jedoch nicht bekannt.

4. Die atmosphärische Luft gehört zu den permanenten oder beständigen Gasarten, d. h. sie behauptet ihren luftförmigen Zustand, so sehr sie auch zusammengedrückt werden mag. Sie ist ausnehmend elastisch, da sie sich mit der grössten Leichtigkeit ausdehnen und zusammendrücken lässt. Sie besitzt, wie alle Luftarten, das beständige Streben sich auszudehnen und leistet jedem Versuch, sie zusammenzudrücken, Widerstand. Dieser Widerstand (ihre Spannkraft) äussert sich als ein Druck auf alle Gegenstände, mit welchen sie in Berührung kommt. Da die Luft, wie alle anderen Körper, dem Gesetze der Schwere unterworfen ist und durch die Anziehungskraft der Erde gegen die Oberfläche derselben herabgepresst wird, so steht sie immer unter dem Druck ihres eigenen Gewichtes, und ist in Folge davon mehr oder weniger zusammengedrückt. Die Luft ist ausserdem ein Körper von grosser Leichtigkeit und fast unbegrenzter Durchsichtigkeit.

5. Die Wasserdämpfe in der Luft unterscheiden sich von derselben dadurch, dass sie unter gewissen Umständen die Gasform aufgeben und in den tropfbar flüssigen Zustand übergehen und damit aus dem eigentlichen Luftkreis ausscheiden.

6. Die verschiedenen Bestimmungsstücke, durch welche der Zustand der Atmosphäre an einem bestimmten Ort in seiner Gesammtheit dargestellt wird, nennt man die meteorologischen Elemente. Als solche betrachten wir: die Temperatur der Luft oder ihren Wärmegrad, die Menge des Wasserdampfes, den Druck der Luft, die Bewegung der Luft oder den Wind, die Gestaltung und Menge der Wolken, den Niederschlag (Regen, Schnee u. s. w.).

7. Der durchschnittliche Zustand der meteorologischen Elemente an einem Ort, mit Einschluss ihrer regelmässigen täglichen und jährlichen Veränderung, sind der Ausdruck für das sogenannte Klima, und die Lehre davon heisst die Klimatologie. Die an

jedem Tag wirklich eintretenden atmosphärischen Zustände mit ihren regelmässigen oder unregelmässigen Veränderungen bilden den Gegenstand der Meteorologie im engeren Sinne. Diese beschäftigt sich also zunächst mit dem, was man im täglichen Leben als das Wetter bezeichnet. Für das volle Verständniss der Lehre vom Wetter wird naturgemäss Bekanntschaft mit der Klimatologie erfordert, und ebenso wird das volle Verständniss der Klimatologie sich ohne Bekanntschaft mit der Witterungslehre nicht erzielen lassen. In einer Darstellung der Meteorologie im engeren Verstande, wie sie hier beabsichtigt ist, werden daher klimatologische Betrachtungen immer noch einen bedeutenden Raum beanspruchen müssen.

8. Zum Studium der atmosphärischen Bewegungen wird man nothwendiger Weise eine allgemeine Bekanntschaft mit der Gestaltung der Erdoberfläche, der Vertheilung von Wasser und Land und den Höhen- und Tiefenverhältnissen auf derselben mitbringen, und ebenso einigermassen mit den Verhältnissen, durch welche beim Umlauf der Erde um die Sonne die Jahreszeiten entstehen, vertraut sein müssen. Dies wird als aus der Geographie bekannt vorausgesetzt. Ebenso wird einige Bekanntschaft mit der Physik, namentlich der Wärmelehre, erfordert. Da in der Meteorologie, besonders in der Klimatologie, beständig von periodischen Veränderungen die Rede ist, wollen wir gleich hier das für das Verständniss der dabei vorkommenden Ausdrücke Nothwendige zusammenstellen. Eine Bewegung oder jede beliebige andere Erscheinung heisst periodisch, wenn dieselbe sich nach Verlauf einer gewissen Zeit in derselben Weise wiederholt. Diese Zeit heisst die Länge der Periode, und nach ihr wird die periodische Veränderung benannt. So finden sich z. B. in den meteorologischen Elementen tägliche und jährliche Perioden. Die bedeutsamsten Momente bei einer periodischen Bewegung sind die Augenblicke (Epochen), in welchen das betreffende Phänomen seinen grössten und seinen kleinsten Werth (sein Maximum und sein Minimum) erlangt, so wie ferner die beiden Augenblicke, wo es seinen Mittelwerth annimmt und wo es sich am raschesten verändert. Die geringste Veränderung oder eigentlich ein Augenblick der Unveränderlichkeit hat in den beiden Epochen des Maximums und Minimums statt, da hier

ja offenbar die Veränderung vom Steigen zum Fallen, oder umgekehrt, vom Fallen zum Steigen übergeht. Weiter hat man den grössten und kleinsten Werth (Maximum und Minimum) nicht bloss nach ihrer Grösse d. h. nach ihrer Abweichung vom Mittelwerthe, sondern auch nach ihrem gegenseitigen Unterschied ins Auge zu fassen. Diesen Unterschied zwischen dem höchsten und dem niedrigsten Werthe nennt man die Amplitude. Sehr häufig kommen, zumal in der Klimatologie, Mittelwerthe oder Mittelzahlen einer ganzen Reihe einzelner Grössen vor. Ein solches Mittel wird berechnet, indem man die Summe der einzelnen Grössen nimmt, und diese durch die Zahl der einzelnen Grössen dividirt.

9. Die Meteorologie, als Wissenschaft, ist eine der jüngsten Wissenschaften. Sie war früher, in so gut wie ausschliesslich klimatologischem Interesse der Gegenstand der Forschungen einzelner Astronomen und Physiker, deren Bestreben hauptsächlich darauf hinausging, die täglichen und jährlichen Perioden der meteorologischen Elemente zu bestimmen. Seitdem aber der Telegraph in den Dienst der Meteorologie getreten ist und über den Zustand der Atmosphäre auf einem grossen Theil der Erdoberfläche gleichzeitigen Bericht bringen kann, hat diese Wissenschaft sich selbstständig entwickelt und einen Platz neben den übrigen Naturwissenschaften erworben. Früher waren die Materialien für das Studium der Zustände der Atmosphäre im selben Augenblick nur schwierig zu sammeln, aber mit Hülfe des Telegraphen wurde diese Schwierigkeit überwunden, und dazu kam das vermehrte Interesse, welches die Uebersicht über das Wetter desselben Tages immer erregt, zumal seitdem man auf Grund dieser Hilfsmittel wirklich bis auf einen gewissen Grad in den Stand gesetzt ist, künftige Wetter vorauszusagen und namentlich vor kommenden Stürmen zu warnen.

Erstes Capitel.

Die Wärme der Luft, des Meeres und der Erde.

10. Um den Wärmezustand eines Körpers zu messen, braucht man das Instrument, welches unter dem Namen des *Thermometers* (Wärmemessers) bekannt ist. Die gebräuchlichste Art des Thermometers ist das Quecksilberthermometer. Dasselbe besteht aus einer hohlen Glaskugel, die mit einem Glasrohr von kleinem, aber über die ganze Länge des Rohres hin, durchaus gleichem Querschnitte in Verbindung steht. Das eine Ende des Rohres ist zugeschmolzen, das andere mündet in die Kugel. Die Kugel und ein Theil des Rohres sind mit Quecksilber gefüllt. Der Rest der Röhre ist luftleer gemacht. Wenn das Thermometer mehr Wärme aufnimmt und also erwärmt wird, dehnt das Quecksilber sich aus und nimmt einen grösseren Raum ein. Dies zeigt sich dadurch, dass die Kuppe des Quecksilbersäulchens im Rohre sich gegen das geschlossene Ende des Thermometerröhrchens hinaufbewegt. In diesem Fall spricht man von einem Steigen des Thermometers. Wenn das Thermometer Wärme verliert, zieht das Quecksilber sich zusammen und nimmt einen geringeren Raumumfang ein. Dies zeigt sich dadurch, dass die Quecksilberkuppe sich der Kugel nähert. In diesem Fall sagt man: » das Thermometer fällt «.

11. Um bestimmte Wärmezustände angeben zu können, versieht man das Thermometer mit einer Scala, d. h. einer Art von Massstabe, dessen Theile als Grade bezeichnet werden. Diese Scala wird entweder neben oder hinter dem Thermometerrohre angebracht, oder auch auf dem Rohre selbst eingeritzt, und in der Weise mit Zahlen versehen, dass ein jeder Theilstrich seine bestimmte Nummer

erhält. Was man auf dem Thermometer abliest, ist nun die Nummer des Striches, welchen man zunächst neben der Quecksilberkuppe liegen sieht, während man das Auge so hält, dass man gradeaus auf Kuppe und Scala blickt. Die so abgelesene Zahl giebt ein bestimmtes Mass für den Wärmegrad oder die Temperatur des Thermometers.

12. Die Thermometer-Scala wird in verschiedener Weise eingetheilt. Die Eintheilung, welche gegenwärtig in den meisten Ländern gebräuchlich ist, wird nach dem Schweden Celsius, der sie zuerst vorgeschlagen, benannt. Ihrer werden wir uns auch überall in diesem Buche bedienen, um die verschiedenen Wärmeszustände zu bezeichnen. Senkt man ein Thermometer in schmelzendes Eis oder Schnee, so wird man bemerken, dass die Quecksilberkuppe nach längerer oder kürzerer Zeit unveränderlich an derselben Stelle stehen bleibt. Dieser Punkt ist auf dem Celsius'schen Thermometer mit 0 (Null) Grad bezeichnet. Setzt man ferner ein Thermometer den Dämpfen aus, welche sich bei einem Luftdruck von 760 Millimetern aus kochendem Wasser entwickeln, so stellt sich die Quecksilberkuppe auf einen Punkt ein, der auf dem Thermometer mit 100 Grad bezeichnet wird. Wenn man nun auf der Thermometer-Scala diesen Zwischenraum zwischen 0 und 100 Grad durch Striche in hundert gleichgrosse Theile eintheilt, dieselbe Eintheilung mit gleichgrossen Zwischenräumen auf beiden Seiten über 100 Grad und über 0 Grad hinaus fort führt, und die Theilstriche unter der Null ebenso mit fortlaufenden Zahlen versieht, wie dies oberhalb derselben geschehen, so hat man die Scala des Celsius-Thermometers. Die Grade über Null nennt man Wärmegrade, und schreibt sie gewöhnlich ohne weitere vorgesetzte Bezeichnung; bisweilen wird jedoch ein + (Plus) vorausgeschickt. Nach der Zahl schreibt man ein °, welches Grad bezeichnet. 12° oder +12° z. B. wird darnach gelesen: entweder 12 Grad, oder 12 Grad Wärme, oder plus 12 Grad. Die Grade unter dem Nullpunkt werden von oben nach unten gelesen und heissen Kältegrade. Diese bezeichnet man immer durch ein vorgesetztes — (Minus). —12° z. B. wird darnach zu lesen sein: entweder 12 Grad Kälte, oder minus 12 Grad, oder 12 Grad unter Null.

13. Der Wärmegrad (Temperatur), bei welchem Eis oder Schnee schmilzt, ist derselbe, bei welchem reines Wasser gefriert. Der Wärmegrad, bei welchem reines Wasser kocht, heisst der Siedepunkt des Wassers. Das Celsius'sche Thermometer zeigt also 0° beim Gefrierpunkt und 100° beim Siedepunkt des Wassers. Man nennt dasselbe auch das hunderttheilige Thermometer.

14. Das Réaumur'sche Thermometer zeigt 0° beim Gefrierpunkt und 80° beim Siedepunkt des Wassers. 100° nach Celsius (geschrieben 100°C) sind also gleich 80° nach Réaumur (geschrieben 80°R) oder 40°C gleich 8°R oder 5°C gleich 4°R . Réaumur'sche Grade werden in Celsius'sche verwandelt, indem man dieselben mit $\frac{5}{4}$ oder $\frac{10}{8}$ multiplicirt. Am leichtesten fällt es erst mit 8 zu dividiren und dann mit 10 zu multipliciren. Da $\frac{5}{4}$ dasselbe ist, wie $1\frac{1}{4}$, lassen Réaumur'sche Grade sich auch dadurch in Celsius'sche verwandeln, dass man sie um den vierten Theil vermehrt. Umgekehrt werden Celsius'sche Grade in Réaumur'sche übersetzt durch Multiplication mit 8 und Division durch 10, oder, da $\frac{8}{10}$ oder $\frac{4}{5}$ dasselbe ist mit 1 weniger $\frac{1}{5}$, durch Verminderung um den fünften Theil:

$$\text{Beispiel: } 12^\circ \text{R} = 12 \cdot \frac{5}{4} = \frac{60}{4} = 15^\circ \text{C}$$

$$12^\circ \text{R} = 12 \cdot \frac{10}{8} = \frac{12}{8} \cdot 10 = 1,5 \cdot 10 = 15^\circ \text{C}$$

$$12^\circ \text{R} = 12^\circ + \frac{1}{4} \cdot 12^\circ = 12^\circ + 3^\circ = 15^\circ \text{C}$$

$$15^\circ \text{C} = 15 \cdot \frac{8}{10} = \frac{120}{10} = 12^\circ \text{R}$$

$$15^\circ \text{C} = 15^\circ - \frac{15^\circ}{5} = 15^\circ - 3^\circ = 12^\circ \text{R}$$

Réaumur's Thermometer wird noch im gewöhnlichen Leben viel gebraucht. Es wäre wünschenswerth, dass dasselbe nach und nach mit dem Celsius'schen vertauscht würde, als dem, welches beinahe in allen Ländern bei meteorologischen Angaben angewendet wird.

15. In England und Amerika benutzt man Fahrenheit's Thermometer. Dieses zeigt beim Gefrierpunkt 32° und beim Siedepunkt 212° . 100°C entsprechen also 212° weniger 32° d. h. 180°

Fahrenheit. Ein Steigen oder Sinken um 1° C entspricht also einem Steigen oder Sinken um $\frac{180}{100}$ oder $\frac{9}{5}$ Grad Fahrenheit, wobei nicht zu vergessen, dass 0° C gleich 32° Fahrenheit ist. Um Fahrenheit'sche Grade in Celsius'sche Grade zu verwandeln, muss man also erst 32° abziehen und dann den Rest mit 5 multipliciren und durch 9 dividiren.

Beispiel: 50° F = $(50 - 32) \cdot \frac{5}{9} = 18 \cdot \frac{5}{9} = \frac{90}{9} = 10^{\circ}$ C.

Fahrenheit's Thermometer hat den Vortheil, dass alle Kältegrade über 0° F oder $-17,8$ C ohne vorgesetztes Minus geschrieben werden können. Eine Tabelle für die Verwandlung von Celsius'schen Graden in Réaumur'sche und Fahrenheit'sche findet sich am Schlusse dieses Buches. Tab. I.

16. Ein Thermometer, welches durchaus richtig zeigt, heisst ein Normalthermometer. Ein solches muss also in schmelzendem Eis 0° und im Dampfe des bei einem Luftdruck von 760 Millimetern kochenden Wassers 100° angeben. Der innere Querschnitt der Röhre muss auf der ganzen Länge der Scala genau derselbe sein.

17. Die gewöhnlich im Handel vorkommenden Thermometer zeigen selten ganz genau. Will man daher ein Thermometer zu feineren Beobachtungen benutzen, so muss man dasselbe erst prüfen und seinen Fehler bestimmen. Die einfachste Probe besteht darin, dass man den Nullpunkt des Thermometers untersucht. Dazu stellt man dasselbe in ein Gefäß mit feingestossenem Eise, dessen Boden mit Löchern versehen ist, damit das durch die Schmelzung des Eises entstehende Wasser abfließen kann. Statt des Eises kann man auch Schnee oder Eis benutzen, welches mit Wasser zu einem Brei gemischt ist. Der Versuch wird in einem warmen Raume gemacht, wo die Temperatur der Luft über 0° steht. Das Thermometer wird so tief in das Eis eingesenkt, dass die ganze Kugel und das Rohr bis an den Nullpunkt dicht von demselben umgeben ist. Wenn man nach verschiedenen Ablesungen gefunden, dass die Quecksilberkuppe auf demselben Punkte stehen bleibt, so wird dieser Thermometerstand notirt. Dies ist der eigentliche Nullpunkt, und das Thermometer zeigt richtig, wenn es in diesem Falle wirklich auf Null steht. Zeigt das Thermometer im Eise über

Null, dann zeigt es zu hoch, steht es unter Null, dann zeigt es zu niedrig. Man hat somit die Grösse des Fehlers bei 0° gefunden und auch gesehen, ob dieser Fehler addirt oder subtrahirt werden muss, um den wahren Thermometerstand zu erhalten. Ebenso lässt sich der Siedepunkt berichtigen. Ein gutes Thermometer hat für alle anderen Grade denselben Fehler, den es bei 0° zeigt. Die meisten Thermometer, welche zu meteorologischen Zwecken benutzt werden, haben indessen eine Scala, welche nicht bis zum 100sten Grade reicht. Um ein solches Instrument einer vollständigen Probe zu unterwerfen, muss man es deshalb bei verschiedenen Temperaturen mit einem Normalthermometer vergleichen. Diese Probe wird für die Temperaturen über Null am leichtesten in Wasser ausgeführt, welches aber gut umgerührt werden muss. Für die tieferen Temperaturen bedient man sich einer Kältemischung. Der Nullpunkt eines und desselben Instrumentes verändert sich nicht selten im Laufe der Zeit, besonders durch eine allmälige Verkleinerung der Kugel, wodurch der Nullpunkt erhöht wird. Man thut deshalb wohl daran, den Nullpunkt seines Thermometers öfters wieder zu prüfen, etwa jährlich ein Mal, wenn man Eis oder Schnee zur Hand hat.

18. Da das Quecksilber bei einer Temperatur von ungefähr -40° C gefriert, ist das Quecksilberthermometer zur Messung noch niedrigerer Temperaturen unbrauchbar. In solchen Fällen muss man sich eines mit Alkohol oder Spiritus (Weingeist) gefüllten Thermometers bedienen. Solche Alkoholthermometer haben indessen den Nachtheil, dass die Theilstriche der Scala nicht in gleichen Abständen von einander stehen können, da der Alkohol sich nicht im selben Verhältniss, wie das Quecksilber, ausdehnt und zusammenzieht. Je niedriger die Temperatur, um so dichter müssen die Theilstriche auf der Scala eines Alkoholthermometers neben einander liegen, vorausgesetzt dass der Röhrenquerschnitt überall gleich ist. Ausserdem geht oft ein Theil des Weingeistes durch Verdunstung in Gasform über, und schlägt sich wohl auch am oberen Ende des Rohres nieder, wodurch der Thermometerstand niedriger wird, als er gewesen. Ein Alkoholthermometer muss deshalb, wenn man verlässliche Temperaturbestimmungen erzielen will, regelmässig mit einem guten Quecksilberthermometer

verglichen werden. Die Fehler, welche man in den Angaben eines Weingeistthermometers bemerkt hat, müssen zu der abgelesenen Anzahl der Grade addirt oder von derselben subtrahirt werden, jenachdem das betreffende Instrument zu niedrig oder zu hoch zeigt. Bei Kältegraden muss man darauf achten, dass bei einem zu hoch stehenden Thermometer die richtige Temperatur in diesem Fall grade durch eine höhere Zahl ausgedrückt werden muss, als das Instrument ausweist. Bei einem zu niedrig stehenden findet natürlich das umgekehrte statt. Ein Alkoholthermometer hat z. B. $+40^{\circ},5$ gezeigt, am selben Ort und zur selben Zeit, wo ein genaues Quecksilberthermometer $+40^{\circ},0$ zeigte. Der Fehler des Alkoholthermometers ist also $0,5$ oder ein halb Grad zu hoch. Hätte man nun in einem andern Fall am Alkoholthermometer die Temperatur $+9^{\circ},0$ abgelesen, so wird dem als richtige Temperaturangabe $+8^{\circ},5$ entsprechen. Gesetzt aber, dass dasselbe Alkoholthermometer $-40^{\circ},5$ gezeigt habe, während das Quecksilberthermometer auf $-40^{\circ},0$ stand, so hätte bei dieser Temperatur das erste Instrument $0^{\circ},5$ zu niedrig gezeigt. Einer Ablesung von $-9^{\circ},0$ am Alkoholthermometer entspricht also in diesem Fall eine richtige Temperatur von $-8^{\circ},5$.

19. Das Minimumthermometer dient dazu, die niedrigste Temperatur festzuhalten, welche während eines gewissen Zeitraums stattgehabt hat. Dasselbe besteht aus einem Weingeistthermometer, dessen Rohr einen verhältnissmässig grossen inneren Querschnitt besitzt. Innerhalb des Rohres, in der Flüssigkeit, liegt nämlich ein Schwimmer von solcher Beschaffenheit, dass er sich frei in demselben bewegen kann, aber auf seinem Platze liegen bleibt, wenn der Alkohol mit steigender Temperatur sich ausdehnt, während er vom Ende der Weingeistsäule mitgeführt wird, wenn dieses sich bei sinkender Temperatur der Kugel nähert. Will man dieses Instrument benutzen, beispielsweise um die niedrigste Temperatur einer Nacht zu finden, so stellt man das Thermometer am Abend auf folgende Weise ein: Man hält das Instrument so, dass die Kugel höher liegt, als das geschlossene Ende. In Folge davon wird der Schwimmer so weit herabsinken, dass sein äusserstes Ende das Ende der Alkoholsäule erreicht, und hier liegen bleiben. Darauf wird das

Instrument in horizontale Richtung gebracht. Wenn nun während der Nacht die Temperatur sinkt, und in Folge davon der Weingeist sich zusammenzieht, führt derselbe, so lange das Thermometer fällt, den Schwimmer mit sich gegen die Kugel hin. Sobald aber das Instrument in Folge der zunehmenden Temperatur des Morgens wieder zu steigen beginnt, bleibt der Schwimmer liegen, während der Alkohol über ihn hinfließt. Das äussere, von der Kugel am weitesten entfernte Ende des Schwimmers, wird also die niedrigste Temperatur bezeichnen, welche während der Nacht stattgefunden hat. In Bezug auf dieses Thermometer gilt natürlich im Uebrigen Alles, was oben von Weingeistthermometern im Allgemeinen gesagt wurde.

20. Das **Maximumthermometer** dient in entsprechender Weise, um die höchste Temperatur festzuhalten, welche während eines bestimmten Zeitraumes statthatte. Dasselbe besteht aus einem Quecksilberthermometer, in welchem die Quecksilbersäule durch irgend ein Mittel in 2 Theile getheilt ist. Der Theil, welcher der Kugel zunächst liegt, zieht sich bei sinkender Temperatur zusammen, lässt aber den anderen entfernteren Theil liegen, so dass sein Ende die höchste Temperatur anweist, welcher das Thermometer ausgesetzt gewesen. Diese Theilung der Quecksilbersäule wird am besten dadurch bewirkt, dass dicht ausserhalb der Kugel ein Splitter in das Rohr eingelassen ist, der den Quecksilberfaden aufhält und daran hindert in die Kugel einzutreten, wenn das Quecksilber sich bei sinkender Temperatur zusammenzieht, während die starke Ausdehnung der in der Kugel befindlichen Quecksilbermasse dieses Hinderniss überwindet und dasselbe am Splitter vorbei in die Röhre hineindrängt, wenn das Quecksilber mit steigender Temperatur sich ausdehnt. Die Theilung der Quecksilbersäule kann übrigens auch durch eine Luftblase geschehen, die aber in einem solchen Abstand von der Kugel angebracht sein muss, dass sie auch bei der niedrigsten zu beobachtenden Temperatur nicht in dieselbe eintritt. Das Maximumthermometer wird zum Gebrauch dadurch eingestellt, dass man das Instrument schief hält oder auf- und abbewegt, mit der Kugel nach unten. Durch einige Stösse gegen eine Unterlage bringt man den äusseren, losen Theil der Quecksilber-

säule so tief, wie möglich, gegen die Kugel hinab. Das Instrument wird so aufgehängt, dass das Rohr horizontal liegt. Steigt nun die Temperatur, so wird der äussere Quecksilberfaden vorwärts getrieben, und sein äusserstes Ende, welches am weitesten von der Kugel absteht, zeigt, wie an jedem anderen Thermometer, die betreffende Temperatur an. Sobald die Temperatur sinkt, zieht das Quecksilber sich zusammen. Der äussere Theil des Fadens bleibt liegen, der innere geht gegen die Kugel zurück und zwischen beiden bildet sich ein offener Zwischenraum. Das äusserste Ende des äusseren Fadens wird somit die höchste stattgehabte Temperatur anzeigen.

21. Wenn man am Vormittage gleichzeitig ein Minimum- und Maximum-Thermometer einstellt, kann man am nächsten Vormittag die niedrigste und höchste Temperatur der verflossenen 24 Stunden ablesen. Ebenso gut können diese Instrumente aber auch am Abend zur neuen Beobachtung eingestellt werden.

22. Das Land, das Meer und der Luftkreis erhalten ihre Wärme aus verschiedenen Quellen. Ein Theil der Wärme kommt aus dem Inneren der Erde, welches nach allen Anzeigen wärmer zu sein scheint, als ihre Oberfläche. Diese Wärme breitet sich vermittelst Leitung durch die verschiedenen Erdschichten nach der Oberfläche hin aus. Sie bleibt gleich gross, denn aus den anderen Wärmequellen ausserhalb der Erde nimmt diese im Laufe des Jahres ebensoviel Wärme auf, als sie dadurch verliert, dass die Wärme von der Erde nach allen Richtungen in den Weltraum hinausstrahlt. Die innere Erdwärme verursacht also keine Veränderung in der Menge oder Vertheilung der Wärme auf der Erde.

23. Von den Sternen, als leuchtenden und wärmenden Himmelskörpern nach Art unserer Sonne, empfängt die Erde gleichfalls eine grosse Wärmemenge, die vielleicht nur um weniges von derjenigen übertroffen wird, welche sie in gleicher Zeit von der Sonne erhält. Diese Wärme wird ihr vermöge Strahlung durch den Himmelsraum hindurch zugeführt. Diese Kraft der strahlenden Wärme

ist um so grösser, je wärmer der Körper ist, welcher die Wärme ausstrahlt, und je näher er uns steht. Nun sind zwar die Entfernungen der Sterne von der Erde ungeheuer gross, dafür ist aber auch ihre Anzahl fast unermesslich. Da aber dieses Verhältniss stets dasselbe bleibt, wird die Wärmemenge, welche der Erde von den Sternen zufliesst, auch jederzeit dieselbe bleiben und also auch diese Wärmequelle keine Veränderungen der Wärme auf der Erde hervorrufen.

24. Die Hauptwärmequelle, welche Bewegung und Leben auf der Erde erzeugt und erhält, ist die Sonne. Um aber zu verstehen, wie die von der Sonne ausgehende wärmende Kraft auf die verschiedenen Theile der Erde einwirkt, wollen wir einen Sonnenstrahl auf seinem Wege begleiten, und die verschiedenen Verhältnisse und Bedingungen ins Auge fassen, welchen er auf demselben unterworfen ist.

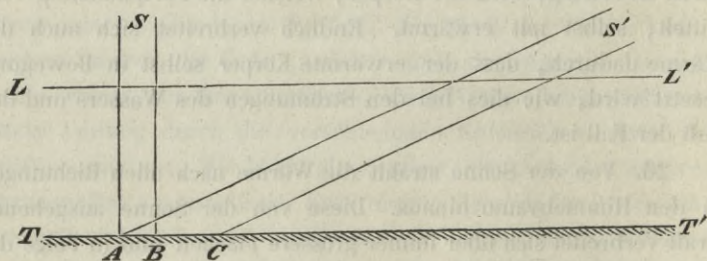
25. Die Ausbreitung der Wärme von einem Punkt zum andern, oder ihre Fortpflanzung geschieht auf verschiedene Weise. Wenn die Wärme sich durch Strahlung fortpflanzt, durchdringt sie einen Körper, ohne ihn zu erwärmen. Bei der Fortpflanzung durch Leitung, wird der Körper, welcher die Fortpflanzung vermittelt, selbst mit erwärmt. Endlich verbreitet sich auch die Wärme dadurch, dass der erwärmte Körper selbst in Bewegung gesetzt wird, wie dies bei den Strömungen des Wassers und der Luft der Fall ist.

26. Von der Sonne strahlt die Wärme nach allen Richtungen in den Himmelsraum hinaus. Diese von der Sonne ausgehende Kraft verbreitet sich über immer grössere Flächen und in Folge davon wird die erwärmende Kraft der Sonnenstrahlen um so geringer, je weiter dieselben sich von der Sonne entfernt haben. Im doppelten Abstand von der Sonne beträgt diese Kraft nur ein Viertel $\left(\frac{1}{2 \times 2}\right)$, im dreifachen nur ein Neuntel $\left(\frac{1}{3 \times 3}\right)$ u. s. f. Jenachdem die Erde bei ihrem jährlichen Umlauf um die Sonne sich dieser nähert oder von ihr entfernt, wird demgemäss auch die erwärmende Kraft der Sonne zunehmen oder abnehmen. Da die Bahn der Erde indessen nahezu durch einen Kreis dargestellt wird, in dessen

Mittelpunkt die Sonne steht, so wird der Unterschied zwischen der wärmenden Kraft der Sonnenstrahlen in der Zeit des Jahres, wo sie uns am nächsten steht (gegen Neujahr), und der Zeit des Jahres, wo sie uns am fernsten steht (im Anfang des Juli), nur gering sein. In der wärmenden Kraft der Sonne selbst hat man fast keine Veränderung nachweisen können.

27. Ehe die Sonnenstrahlen die Erdoberfläche erreichen, müssen sie die Atmosphäre durchlaufen. Der grösste Theil der Wärme strahlt unverändert durch die Luft, ein Theil jedoch wird von dieser aufgenommen oder verschluckt und dient mit dazu, dieselbe zu erwärmen. Beim Durchgang durch die Luft wird also immer die Kraft der Sonnenstrahlen geschwächt. Je länger der Weg ist, welchen die Strahlen innerhalb der Atmosphäre zu durchwandern haben, und je dichter und dampfreicher die Luftschichten sind, welche sie durchlaufen müssen, desto mehr Wärme wird auf dem Wege verschluckt, und desto weniger freie strahlende Wärme bleibt übrig. Es stelle nun TT' (Fig. 4) ein Stück der Erdoberfläche

Fig. 4.



vor, LL' [die oberste Schicht der Atmosphäre, S ein Strahlenbündel, das von der Sonne kommt, wenn diese im Scheitelpunkte steht und senkrecht auf die Erde hinabscheint, und S' ein von der Sonne ausgehendes Strahlenbündel, während diese niedriger steht und ihre Strahlen die Erdoberfläche unter einem spitzen Winkel treffen. Das Strahlenbündel S hat nur einen kurzen Weg durch die Atmosphäre zurückzulegen, bis es die Erdoberfläche berührt, während

das Strahlenbündel S' nicht nur einen viel längeren Weg zu durchmessen hat, sondern auch auf diesem Wege ein verhältnissmässig längeres Stück der untersten Schicht der Atmosphäre durchlaufen muss, wo die dichtere Luft und die grössere Menge von Wasserdampf einen bedeutenden Theil seiner Wärme aufnimmt. Je höher also die Sonne am Himmel steht, desto grösser ist auch die Kraft ihrer Strahlen. Dies wird auch durch Versuche bestätigt. Man hat nämlich die Wärmemenge, welche ein Bündel Sonnenstrahlen von bestimmtem Querschnitt zu erzeugen im Stande ist, sowohl bei hohem als bei niederem Stand der Sonne gemessen. Daraus hat man berechnet, dass ein Sonnenstrahl, welcher lothrecht auf die Erdoberfläche einfällt, bei seinem Durchgang durch die Luft 2 Zehntel seiner erwärmenden Kraft einbüsst, und also bei seiner Ankunft auf der Erdoberfläche nur noch 8 Zehntel seiner ursprünglichen Kraft besitzt. Steht die Sonne dagegen niedrig, so verlieren ihre Strahlen den allergrössten Theil ihrer wärmenden Kraft. Durchschnittlich verschluckt die Atmosphäre soviel von der Wärme der sie durchdringenden Strahlen, dass nur 5 bis 6 Zehntel der vollen Kraft, welche den Sonnenstrahlen an der äusseren Grenze der Atmosphäre zu Gebote stand, der Erdoberfläche zu gute kommt. Ebenso hat man berechnet, dass die ganze Wärmemenge, welche der Erde von der Sonne im Laufe eines Jahres zugeführt wird, wenn man dieselbe gleichmässig über die Erdoberfläche vertheilen könnte, dazu ausreichen würde, um eine Eislage von 34 Meter Höhe zu schmelzen.

28. Wenn die Sonnenstrahlen die Erdoberfläche erreichen, besteht ihre Wirksamkeit darin, einen erhöhten Wärmegrad in den Gegenständen, welche sie treffen, hervorzurufen: sie erwärmen die Erdoberfläche. Wie stark diese Erwärmung ausfällt, beruht auf verschiedenen Umständen. Einmal wird nämlich ein Strahlenbündel von derselben Dicke die Erdoberfläche stärker erwärmen, wenn es dieselbe lothrecht trifft, als wenn es unter einem spitzen Winkel einfällt, selbst dann, wenn es im letzteren Falle nach dem weiten Weg durch die Atmosphäre nicht schon ein geringeres Wärmevermögen besässe. Das Strahlenbündel S (Fig. 4) erwärmt nämlich nur die Fläche AB , während das ebenso dicke Bündel S'

sich über die ganze Fläche AC zu vertheilen hat. Je niedriger also die Sonne steht, und je schiefer somit ihre Strahlen einfallen, desto grösser werden die Flächen, über welche ihr Wärmevermögen sich vertheilen muss, und desto geringer die an jedem Punkte bewirkte Erwärmung.

29. Demnächst hängt die Erwärmung der Erdoberfläche auch von der Natur der Körper ab, welche von den Sonnenstrahlen getroffen werden. Einige Körper werden schneller, andere langsamer erwärmt. Sand z. B. wird sehr schnell erwärmt, aber ein mit Pflanzenwuchs bedeckter Boden viel langsamer, weil in diesem Fall ein bedeutender Theil der Wärme dazu verbraucht wird, um die Säfte der Pflanzen zu verdunsten und ihr Wachstum zu befördern. Im Allgemeinen erwärmt das Land sich schneller als das Meer. Wenn die Sonnenstrahlen nämlich feste Körper treffen, so wird in den meisten Fällen nur ein geringer Theil derselben zurückgeworfen, während der grösste Theil verschluckt wird und dazu dient, ihren Wärmegrad zu erhöhen. Wenn die Sonnenstrahlen dagegen die Oberfläche des Wassers treffen, so wird einmal schon ein bedeutender Antheil derselben zurückgeworfen, ohne ins Wasser einzudringen, und vom Reste strahlt wiederum ein Theil weiter durch das Wasser hindurch, so dass nur ein kleiner Theil verschluckt und zur Erwärmung verwendet wird. Unter allen Körpern ist ferner das Wasser derjenige, welcher die grösste Wärmemenge erfordert, um einen bestimmten Wärmegrad zu erreichen. Durch die gleiche Wärmemenge wird es also um weniger Grade erhitzt werden, als andere Körper. Dazu kommt endlich noch, dass ein Theil der Wärme, welche dem Wasser zugeführt wurde, dazu verbraucht wird, um einen Theil des Wassers in unsichtbare Dämpfe zu verwandeln, d. h. es zu verdunsten. Aus allen diesen Gründen geht die Erwärmung der Oberfläche des Wassers weit langsamer vor sich, als die der Erdoberfläche.

30. Während nun aber der Erde ununterbrochen Wärme aus verschiedenen Quellen zugeführt wird, verliert dieselbe gleichzeitig auch solche dadurch, dass die Wärme von ihrer Oberfläche nach allen Seiten in den Weltraum hinausstrahlt, und das Resultat dieses Kampfes zwischen Wärmegewinn und Wärmeverlust ist es

eigentlich nur, welches uns in der Temperatur auf unserer Erde entgegnet. Der Weltraum, in welchem die Erde schwebt, besitzt eine Temperatur, die uns zwar nicht genau bekannt ist, aber jedenfalls sehr niedrig sein muss. Man hat sie auf -140° veranschlagt. Da also immer ein grosser Unterschied zwischen der Temperatur der Erdoberfläche und der Temperatur des sie umgebenden Weltraumes stattfindet, so wird die Ausstrahlung immer sehr stark sein und in Bezug auf die Erde als Ganzes keine grossen Abwechslungen darbieten.

31. Die Weise, in welcher die Wärme von der Erdoberfläche ausstrahlt, ist besonders durch die Atmosphäre und ihre verschiedenen Zustände, sowie auch durch die verschiedene Natur der strahlenden Körper bedingt. Wir haben gesehen, wie die Atmosphäre mit ziemlicher Leichtigkeit die von der Sonne kommenden Wärmestrahlen durchlässt. Wenn aber diese Strahlen die Erde erwärmt haben, und die Erdoberfläche ihrerseits nun auch Wärme auszustrahlen beginnt, so haben diese Strahlen der Erde eine andere Beschaffenheit erlangt, als die ursprünglichen Sonnenstrahlen sie hatten. Diese Wärmestrahlen der Erde werden nämlich nicht so leicht von der Atmosphäre durchgelassen, sondern in einem viel beträchtlicheren Grade verschluckt, so dass die Atmosphäre der Erde gewissermassen wie ein Schirm wirkt, der die Wärme auf der Erde zurückhält in gleicher Weise, wie etwa die Fenster eines Treibhauses es thun, welche ebenfalls die Sonnenstrahlen einlassen, aber die von den Gewächsen ausgehenden Wärmestrahlen zurückhalten. Die verschiedenen Zustände der Atmosphäre üben einen sehr grossen Einfluss auf die Stärke der Ausstrahlung. Klarer Himmel und trockene Luft bewirken eine starke Strahlung. Ein grosser Wassergehalt der Luft, selbst in aufgelöstem Zustand und unsichtbarer Gestalt, legt immer der Ausstrahlung grosse Hindernisse in den Weg. Eine Wolkendecke über dem Himmel wirkt wie ein Dach, welches die Wärme wieder zur Erde zurückstrahlt.

32. Die verschiedenen Körper besitzen ein höchst verschiedenes Vermögen, Wärme auszustrahlen. Glatte und spiegelnde Körper, welche mit Leichtigkeit die Wärmestrahlen zurückwerfen (reflektiren), sind zugleich diejenigen, welche am wenigsten Wärme

ausstrahlen, — je blanker ein Theekessel ist, desto länger hält er sich warm. Zu den spiegelnden Körpern können wir in dieser Beziehung auch das Wasser rechnen. Körper mit rauher Oberfläche strahlen die Wärme am leichtesten aus. Die Körper, welche die Wärmestrahlen am leichtesten aufnehmen und am schnellsten sich erwärmen, sind zugleich auch diejenigen, welche ihre Wärme am leichtesten durch Ausstrahlung verlieren. Auch die Luft strahlt Wärme aus, wengleich in bedeutend geringerem Grade, als die flüssigen und festen Körper.

33. Um die Erwärmung der Erdoberfläche durch die Sonnenstrahlen und ihre Abkühlung durch die eigene Ausstrahlung zu messen, braucht man Maximum- und Minimumthermometer, deren Kugeln mit Russ überzogen sind, als einem Stoffe, der alle Arten von Wärmestrahlen mit gleicher Leichtigkeit aufnimmt und abgibt. Diese Thermometer werden ganz nahe an der Erdoberfläche an dem Punkte angebracht, dessen Erwärmung über Tag und Abkühlung über Nacht man untersuchen will.

Die Temperatur der Luft.

34. Soll ein Thermometer die richtige Temperatur der Luft, d. h. die Temperatur zeigen können, welche der Luft über eine grössere Strecke hin eigen ist, so muss dasselbe so aufgestellt sein, dass die Luft überall freien Zutritt hat, dass das Instrument selbst aber voll im Schatten steht, und von den Strahlen erhitzter Wände oder von Luftströmen, die wärmer oder kälter als die Luft sind, nicht getroffen werden kann, und endlich dass es vollkommen trocken bleibt.

35. Am besten ist es, das Thermometer in einem Häuschen aufzustellen, dessen Wände aus doppelten Jalousien bestehen, und das nach oben hin mit einem Dach versehen, nach unten zu aber offen ist und auf Füßen von solcher Höhe aufgestellt wird, dass die Kugel des Thermometers etwa $4\frac{1}{3}$ Meter von dem Erdboden absteht. Das Häuschen, dessen nördliche Seite als Thür dient, muss auf einem freien Platz über Rasen aufgestellt werden.

36. Ungleich bequemer ist es aber, das Thermometer ausser-

halb eines Fensters aufzustellen und es mit einem Gehäuse zu versehen, welches das Instrument gegen Sonne, Regen, Schnee und Ausstrahlung beschützt, ohne jedoch den freien Zutritt der Luft zu hindern. Die Stäbe, welche das Gehäuse tragen, werden am einfachsten am Fensterflügel so befestigt, dass sie mit folgen, wenn man diesen öffnet. Wenn das Fenster geöffnet wird, muss man das Thermometer mit der Hand erreichen können. Das Thermometer muss wenigstens $\frac{1}{3}$ Meter von der Wand des Hauses oder dem Fenster abstehen und abgelesen werden können, ohne dass man das Fenster zu öffnen braucht. Das Fenster muss so dicht schliessen, dass keine warme Luft aus dem Innern des Zimmers zum Thermometer hinausströmen kann. Unterhalb des Thermometers dürfen sich keine Fenster oder andere Oeffnungen befinden, aus welchen warme Luft oder Dampf steigen könnte. Die Wand, an welcher das Thermometer angebracht wird, darf in der letzten Stunde vor der Beobachtung nicht von der Sonne beschienen gewesen sein, was in vielen Fällen durch zweckmässige, in grösserem Abstand vom Thermometer angebrachte Schirme erreicht wird. Ein nach Norden liegendes Fenster, am liebsten in einem ungeheizten Zimmer, ist für den grössten Theil des Jahres der geeignetste Platz. Wenn an ein und derselben Stelle nicht jederzeit genügender Schatten beschafft werden kann, muss man verschiedene Instrumente anwenden. Zwei Thermometer, von denen das eine z. B. nach Norden, das andere nach Süd aushängt, werden in den meisten Fällen voll genügen. Das Fenster, vor welchem das Thermometer angebracht ist, muss endlich auf einen möglichst freien Platz hinaussehen, da sonst die Wärme der umherliegenden Gebäude die Luft des Beobachtungspunktes unverhältnissmässig stark erwärmen könnte.

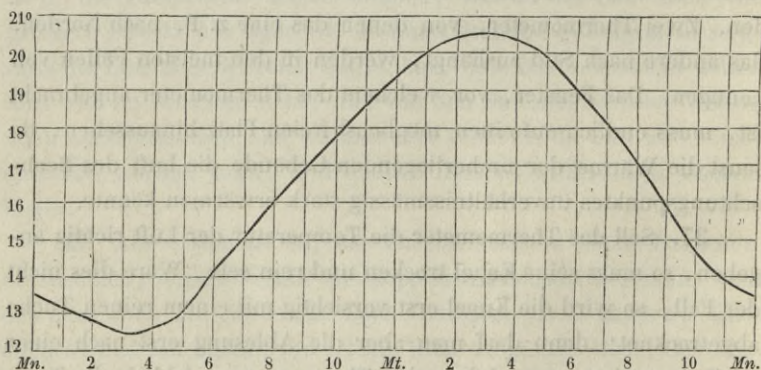
37. Soll das Thermometer die Temperatur der Luft richtig angeben, so muss seine Kugel trocken und rein sein. Wäre dies nicht der Fall, so wird die Kugel erst vorsichtig mit einem reinen Tuche abgetrocknet; dann darf man aber die Ablesung erst nach einer Weile vornehmen, nachdem das Thermometer wirklich die Temperatur der Luft angenommen hat.

38. Die tägliche Periode der Lufttemperatur. Beobachtet man die Lufttemperatur stündlich einen vollen Tag (24 Stunden)

hindurch, so wird man in der Regel finden, dass dieselbe fällt und steigt und ihren höchsten und niedrigsten Punkt zu bestimmten Zeiten erreicht. An Orten, welche in der warmen Zone liegen, wird diese tägliche Veränderung von Tag zu Tag ziemlich genau dieselbe bleiben. An Orten dagegen, welche in den gemässigten oder kalten Zonen liegen, werden sich häufige Unregelmässigkeiten einstellen. Die Veränderung der Temperatur wird an einem Tage grösser sein, als am anderen, ja an einzelnen Tagen kann es sogar geschehen, dass das Thermometer volle 24 Stunden hindurch im Fallen oder im Steigen bleibt. Um den regelmässigen Gang der Lufttemperatur im Lauf des vollen Tages (24 Stunden) zu finden, geht man deshalb in der Weise zu Werke, dass man das Mittel aus allen den Beobachtungen nimmt, welche im Laufe eines ganzen Monats zur selben Stunde gemacht sind. Die Wirkungen der Ursachen, welche jene Unregelmässigkeiten hervorriefen und bald die Temperatur erhöhten, bald sie erniedrigten, werden sich dadurch ausgeglichen haben, und die Mittelzahlen der Temperaturen für die einzelnen Stunden einen regelmässigen Gang aufweisen.

39. Die beste Uebersicht über den täglichen Gang der Temperatur erhält man durch Betrachtung einer Darstellung wie Fig. 2 sie

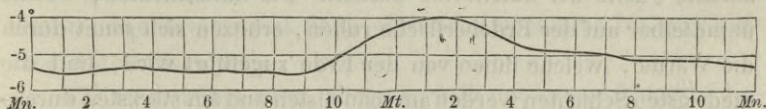
Fig. 2.



liefert. Die Stunden von Mitternacht (*Mn*) bis Mittag (*Mt*) und wieder bis Mitternacht sind auf der untersten horizontalen Linie angegeben. Die Temperaturen werden durch die vertikalen Linien dargestellt.

Die jeder Uhrstunde entsprechende Temperatur wird gefunden, indem man die zu der betreffenden Stunde gehörige, senkrechte Linie aufwärts verfolgt, bis sie die krumme Linie schneidet, und darnach abliest, auf welchem Grade der Schneidepunkt liegt. Z. B. der Stunde 7 Uhr Morgens entspricht 15° , 5 Uhr Nachmittags entspricht 20° , 11 Uhr Abends entspricht 14° . Die Figur stellt den täglichen Gang der Lufttemperatur des Juli in Christiania dar. Man ersieht aus ihr, dass dieselbe $3\frac{1}{2}$ Uhr Morgens am niedrigsten ist und nur $12^{\circ},4$ misst, dass sie dann aber den Vormittag über bis Mittag erst langsam, dann rascher steigt, dann im langsamen Steigen bleibt, bis sie kurz vor 3 Uhr Nachmittags ihren Höhepunkt ($20^{\circ},5$) erreicht und damit ins Fallen übergeht. Dies geht wiederum zuerst langsam und dann schneller vor sich, bis es späterhin im Laufe der Nacht sich wieder verlangsamt und das Thermometer Morgens $3\frac{1}{2}$ Uhr seinen tiefsten Stand erreicht. Die Temperatur ist also am Morgen am niedrigsten, einige Stunden nach Mittag am höchsten, und ihre ganze Bewegung im Volltag oder ihre tägliche Amplitude beträgt $20^{\circ},5$ weniger $12^{\circ},4$ d. h. $8^{\circ},1$. Fig. 3 zeigt den täglichen Gang der Lufttemperatur des

Fig. 3.



Januars in Christiania. Die niedrigste Temperatur ($-5^{\circ},6$) tritt $8\frac{1}{4}$ Uhr Morgens und die höchste Temperatur ($-4^{\circ},0$) $11\frac{1}{4}$ Uhr Nachmittags ein. Während im Juli fast 12 Stunden zwischen dem Zeitpunkt des Minimums und dem Zeitpunkt des Maximums liegen, beträgt dieser Zeitunterschied im Januar nur 5 Stunden, und in diesem Monat ändert sich der Stand der Temperatur fast nur am Tage, während dieselbe im Lauf der Nacht so gut wie unveränderlich bleibt. Die Amplitude im Januar beträgt nur $-4^{\circ},0$ weniger $-5^{\circ},6$ oder $1^{\circ},6$. Der Zeitpunkt der höchsten Temperatur liegt im Winter dem Mittag viel näher, als im Sommer. Der Zeitpunkt der niedrigsten Temperatur fällt im Winter viel später, als im Sommer. Vergleicht man diesen Zeitpunkt mit dem Zeitpunkt des Sonnenauf-

gangs, so findet man, dass die niedrigste Temperatur des Volltages zu jeder Jahreszeit ziemlich genau um die Zeit des Sonnenaufgangs eintritt. In der Mitte des Juli geht die Sonne in Christiania um 3 Uhr 4 Min. auf. Die niedrigste Temperatur tritt ein 3 Uhr 28 Min. Am selben Orte fällt der Sonnenaufgang im Januar auf 8 Uhr 46 Minuten und das Temperaturminimum auf 8 Uhr 40 Min.

40. Die tägliche Bewegung der Temperatur der Luft vollzieht sich an jedem Punkte der Erdoberfläche in ganz ähnlicher Weise, wie sie durch das angeführte Beispiel erläutert wurde. Der Unterschied an den verschiedenen Orten beruht besonders darauf, dass theils die Amplitude grösser oder kleiner ist, theils die Zeitpunkte der höchsten und niedrigsten Wärme etwas früher oder später eintreten. Ehe wir einige Beispiele dieser Verschiedenheit betrachten, wollen wir indessen erst die Ursachen der täglichen Periode der Lufttemperatur ins Auge fassen.

41. Wir haben gesehen, dass der grösste Theil der Sonnenstrahlen die Atmosphäre durchdringt, ohne sie zu erwärmen; erst wenn die Strahlen die Erdoberfläche erreichen, beginnen sie ihr Wärmevermögen zu entfalten, so dass also die Erdoberfläche als nächste Quelle der Luftwärme dasteht. Die Luftschichten, welche unmittelbar auf der Erdoberfläche ruhen, erhitzen sich somit durch die Wärme, welche ihnen von der Erde zugeführt wird, und die niedrigsten Schichten werden am schnellsten und am stärksten durchwärmt. Von diesen aus wird die Wärme weiter aufwärts geleitet; da aber die Luft ein schlechter Wärmeleiter ist, werden die höheren Luftschichten in dieser Weise nur sehr allmähig ein immerhin geringes Mass Wärme erlangen. Zu jeder Zeit strahlt aber die Erdoberfläche auch Wärme gegen den Weltraum aus, wodurch die sie umgebende Luft wiederum Wärme einbüsst. Während der Nacht, wo die Sonne unter dem Horizonte steht und also der Erdoberfläche keine Wärme zuführt, wird demzufolge diese sowohl, als die auf ihr ruhende Atmosphäre nur Wärme verlieren, und dieser Wärmeverlust wird sich dadurch zeigen, dass die Lufttemperatur zu sinken anfängt und im Sinken verharret, so lange die Sonne wirkungslos bleibt, d. h. bis zum Sonnenaufgang. Sobald die Sonne dagegen sich über den Horizont erhebt, beginnt die Erdoberfläche,

und also auch die Luft, wieder Wärme aufzunehmen, und damit steigt die Temperatur. Die niedrigste Temperatur muss somit um die Zeit des Sonnenaufgangs eintreten. Jenachdem die Sonne höher am Himmelsgewölbe emporsteigt, vergrössert sich der Winkel, unter welchem ihre Strahlen die Erde treffen, und damit wird ihr Wärmevermögen vermehrt und die Temperatur erhöht. Nach Mittag beginnt die Sonne wieder zu sinken und die Erdoberfläche weniger zu erwärmen, doch ist immer noch die Wärmemenge, welche der Erde zugeführt wird, grösser als diejenige, welche ihr durch Strahlung entführt wird; und darum bleibt auch die Temperatur im langsamen Steigen. Sobald aber die Sonne, einige Stunden nach Mittag, stärker zu sinken anfängt, wird auch bald ein Zeitpunkt eintreten, wo die erwärmende Kraft der Sonne grade dem Wärmeverlust durch Ausstrahlung das Gleichgewicht hält. In diesem Augenblick hat die Temperatur ihren Höhepunkt erreicht und beginnt von nun an wieder zu fallen. Je mehr sich die Sonne dem Horizonte nähert, desto schwächer wird nun aber auch ihre Wirkung, und desto grösser das Uebergewicht der Ausstrahlung, d. h. desto rascher wird die Temperatur abnehmen. Nach Untergang der Sonne geht die Abkühlung durch Strahlung ununterbrochen weiter, und in Folge davon sinkt denn auch die Temperatur bis zum Aufgang der Sonne.

42. In den Gegenden, die innerhalb der kalten Erdgürtel liegen, giebt es im Winter eine Zeit, in welcher die Sonne den ganzen Tag über unter dem Horizonte bleibt. Diese nennt man in Norwegen die Dunkelzeit. Ebenso giebt es im Sommer eine Zeit, in welcher die Sonne die ganze Nacht hindurch über dem Horizont verweilt. An diesen Orten hört während der Dunkelzeit die tägliche Periode der Lufttemperatur auf, d. h. es herrscht durchschnittlich derselbe Wärmegrad bei Tag und bei Nacht. Dies ist z. B. der Fall in Vardöe, wo die Sonne vom Schlusse des Novembers bis zum Schlusse des Januars unsichtbar ist. Im December übersteigt der Unterschied zwischen den verschiedenen Thermometerständen innerhalb 24 Stunden nicht einen zehntel Grad, und im Januar beträgt die Amplitude nur $0^{\circ},5$. Dieses Verhalten erklärt sich einfach dadurch, dass die Sonne, deren verschiedene Höhe über dem Horizonte so

wesentlich auf die Temperatur einwirkt, in der Dunkelzeit ganz ausser Betracht bleibt. Die Temperatur bleibt daher, in Folge der fortwährenden Ausstrahlung, im gleichmässigen Fallen, ohne periodisches Steigen und Sinken. Im Sommer dagegen, wo die Sonne beständig über dem Horizonte steht, verändert sich ihre Höhe von Mittag zu Mitternacht, und dadurch werden auch ihre Wärmewirkungen in den verschiedenen Tageszeiten merklich verschieden. Hier existirt also eine tägliche Bewegung der Lufttemperatur. So tritt z. B. in Vardöe im Laufe des Juli die niedrigste Temperatur ($7^{\circ}, 2$) bereits um 4 Uhr 9 Min. Morgens und die höchste Temperatur ($40^{\circ}, 7$) um 2 Uhr 49 Min. Nachmittags ein. Die Amplitude des Juli beträgt also $3^{\circ}, 5$. In ähnlicher Weise erklärt es sich, dass die tägliche Wandelung der Lufttemperatur in Christiania und an anderen Orten der gemässigten Zone im Sommer grösser ist, als im Winter. Im Winter ist nämlich die Zeit, in welcher die Sonne wirkt, so kurz, und die Höhe der Sonne so klein, dass ihre erwärmende Wirkung nur gering ausfällt. Diese erwärmende Wirkung der Sonne ist es aber allein, welche die tägliche Veränderung der Temperatur hervorruft. Die Nacht über findet nur eine gleichmässig fortschreitende Abkühlung statt, die wohl die Temperatur zum Sinken bringt, aber keine periodische Veränderung während des Laufes der Nacht zur Folge hat. In den tropischen Gegenden, wo die Länge des Tages und der Stand der Sonne das ganze Jahr hindurch beinahe unverändert bleiben, herrscht auch in allen Jahreszeiten, soweit nicht besondere Umstände störend eingreifen, dieselbe tägliche Periode der Lufttemperatur.

43. Die Oberfläche des Meeres erwärmt sich viel langsamer, als die feste Erdoberfläche; ebenso strahlt die Oberfläche des Meeres ihre Wärme langsamer aus, als das Land. Die Luft über dem Meere oder an den Küsten wird sich also im Laufe des Tages nicht so schnell erwärmen, und im Laufe der Nacht nicht so schnell erkälten können, wie die Luft über dem Festlande. Während darum die tägliche Aenderung der Temperatur im Innern des Festlandes eine bedeutende sein wird, fällt sie für Orte, welche an der Meeresküste liegen, weit geringer aus. Als Beispiel nennen wir Bergen, an der norwegischen Westküste und Barnaul, am Ob im südlichen

Sibirien, also mitten in Asien, gelegen. An diesen Orten hat man:

	Januar			Juli		
	Niedrigste Temperatur	Höchste Temperatur	Amplitude	Niedrigste Temperatur	Höchste Temp.	Amplitude
Bergen	0°,4	4°,2	4°,4	11°,9	17°,1	5°,2
Barnaul	— 21°,0	— 16°,5	4°,5	13°,5	24°,7	11°,2

An beiden Orten ist die Amplitude im Januar kleiner, als im Juli, wie dies auch in Christiania der Fall war. Dagegen ist die Amplitude in Barnaul im Januar 3°,4 und im Juli 6°,0 grösser als in Bergen, oder mit anderen Worten: in Barnaul ist die Amplitude des Januars 4 mal, und die des Juli über 2 mal so gross, als die entsprechende Amplitude in Bergen.

44. Die tägliche Aenderung der Lufttemperatur ist bei klarem Wetter mit Sonnenschein grösser, als bei bewölktem Himmel, denn die Wolkendecke hindert nicht nur die Erwärmung durch die Sonnenstrahlen, sondern ebenso gut die Abkühlung durch die Ausstrahlung der Erde. Bei umwölktem Himmel wird also weder die Wärme, auch bei hohem Sonnenstande, noch die Kälte in der Nacht so bedeutend sein, wie bei klarem Wetter. An den Meeresküsten ist der Himmel im Allgemeinen häufiger bewölkt, als im Inneren des Landes. Hierin liegt ebenfalls eine Ursache der grösseren Veränderlichkeit, welche die Temperatur der Binnenländer vor der der Küstenländer auszeichnet. In Trevandrum, in der warmen Zone, an der Südspitze Vorderindiens, 8 Grad nördlich vom Aequator gelegen, ist die tägliche Amplitude der Lufttemperatur im Januar 8°,6, im Juli dagegen nur 4°,7, obwohl die Sonne im Januar durchschnittlich niedriger steht, als im Juli. Im Juli wehen hier aber südwestliche Winde, die viel Regen und wolkige Luft mitführen, während im Januar nördliche Landwinde mit klarem Wetter herrschen.

45. Die **Mitteltemperatur des Tages**. Nimmt man das Mittel der 24 Beobachtungen, welche zu den 24 Stunden des Tages gemacht sind, so erhält man die Mitteltemperatur des vollen Tages oder kürzer des Tages. Diesen Werth erhält man übrigens mit fast eben derselben Genauigkeit, wenn man das Mittel der zu jeder zweiten oder dritten Stunde angestellten Beobachtungen nimmt.

Die Mitteltemperatur des Monats. Nimmt man das Mittel aus den Mitteltemperaturen sämmtlicher Tage eines Monats, so erhält man die Mitteltemperatur des Monats. Dieselbe erhält man ebenfalls, wenn man erst das Mittel aus allen im Lauf des Monats für eine bestimmte Stunde gemachten Beobachtungen nimmt, und aus allen diesen Stundenmitteln wiederum den Mittelwerth ableitet.

46. Nur an wenigen Orten hat man Gelegenheit, ununterbrochen Tag und Nacht hindurch zu beobachten. Regelmässig findet dies auch nur auf den grösseren Observatorien statt, die mit selbstregistrirenden Instrumenten versehen sind, d. h. mit Instrumenten, welche, vermöge einer besonderen Einrichtung, von selbst ihren jedesmaligen Stand auf Papier übertragen, und dadurch die Möglichkeit gewähren, auch nachträglich noch die einem jeden Zeitpunkt entsprechende Temperatur abzulesen. An den meisten Orten beobachtet man indessen nur einzelne Male im Lauf des Tages, und zwar gewöhnlich zu bestimmten Stunden des Morgens, des Nachmittags und des Abends. Aber auch aus solchen Beobachtungen lässt sich die Mitteltemperatur des Tages finden. Verfügt man nämlich aus früherer oder späterer Zeit über Beobachtungen, welche mit Zwischenräumen von ein oder zwei oder auch drei Stunden sich über den vollen Tag erstrecken, so kann man aus diesen genau berechnen, um wie viel die Mitteltemperatur einer bestimmten Stunde eines bestimmten Monats grösser oder kleiner ist, als die Mitteltemperatur des Volltages im selben Monat. Nimmt man also das Mittel aus den Beobachtungen einer bestimmten Stunde während des ganzen Monats, so lässt sich daraus die Mitteltemperatur für diesen Monat ableiten. In Christiania ist z. B. im Juli die mittlere Temperatur für 8 Uhr Morgens um $0^{\circ},5$ niedriger, als die Mitteltemperatur des Tages. Das Mittel aller 34 Observationen, welche im Juli 1874 in Christiania um 8 Uhr Morgens angestellt wurden, betrug $14^{\circ},9$. Diese Zahl ist also um $0^{\circ},5$ niedriger, als die Mitteltemperatur des Tages für eben diesen Monat. Die Mitteltemperatur des Tages für den Juli des Jahres 1874 war also in Christiania $14^{\circ},9 + 0^{\circ},5$ d. h. $15^{\circ},4$. Für jede andere Uhrstunde, in welcher Beobachtungen gemacht wurden, kann man eine ähnliche

Rechnung anstellen. Die sich ergebenden Werthe für die Mitteltemperatur des Monats werden einander sehr nahe kommen, und nimmt man vollends noch das Mittel aus diesen Werthen, so erhält man einen ziemlich genauen Werth für die Mitteltemperatur des Monats. So war, ebenfalls für den Juli des Jahres 1871, die mittlere Temperatur für 8 Uhr Abends $15^{\circ},8$. Durchschnittlich ist die Temperatur dieser Stunde um $0^{\circ},4$ höher, als die Mitteltemperatur des Tages. Also ergiebt sich als Mitteltemperatur des Monats $15^{\circ},4$; genau derselbe Werth, den wir oben aus den Beobachtungen für 8 Uhr Morgens erhielten. Berechnet man die Mitteltemperatur des Juli 1871 möglichst genau, aus allen uns in diesem Falle zu Gebote stehenden Beobachtungen, so findet man dieselbe $15^{\circ},76$, also nur $\frac{1}{3}$ Grad höher, als das Resultat, welches sich aus Berechnung der Beobachtungen um 8 Uhr Morgens und 8 Uhr Abends ergeben hatte. Das hier angewendete Verfahren besteht somit kurz zusammengefasst darin, dass man die Unterschiede zwischen der Mitteltemperatur einer bestimmten Stunde und der Mitteltemperatur des Tages als Correctionen (Berichtigungen) benutzt, welche zum Mittel aus den Beobachtungen für die bestimmte Stunde addirt, oder von demselben subtrahirt werden, jenachdem die Temperatur dieser Stunde niedriger oder höher ist, als die Mitteltemperatur des Tages.

47. Diese Correctionen zur Mitteltemperatur des Tages (dem Tagesmedium) sind nicht nur für die verschiedenen Stunden und verschiedenen Monate, sondern auch für die verschiedenen Orte verschieden, an welchen sich Unterschiede in der täglichen Periode der Lufttemperatur zeigen, denn die wechselnden Grössen dieser Correctionen sind es ja grade, welche diese Periode bezeichnen. Für die Stunden der höchsten Temperatur hat man die grössten Correctionen abzuziehen; für die Stunden der niedrigsten Temperatur sind die grössten Correctionen hinzuzufügen. Für die Stunden, in welchen die Temperatur mit dem Tagesmedium übereinstimmt, fallen die Correctionen weg. Für solche Orte, an welchen mindestens jede dritte Stunde Tag und Nacht hindurch beobachtet wurde, können diese Correctionen genau berechnet werden. Für andere Orte muss man durch Vergleichung mit benachbarten Orten, deren Correctionen man kennt, dieselben zu bestimmen suchen. In Nor-

wegen sind diese Werthe aus mehrjährigen, Tag und Nacht umfassenden Beobachtungen für Christiania, Bergen, Drontheim und Vardöe genau berechnet.

48. Muss man bei der Bestimmung der Mitteltemperatur des Monats sich auf einige wenige tägliche Beobachtungen beschränken, so entsteht die Frage, welche Stunden am zweckmässigsten für die Ablesung der Instrumente zu wählen sind. In mehreren Ländern beobachtet man um 6 Uhr Morgens, 2 Uhr Nachmittags und 10 Uhr Abends. Diese Termine sind, mit 8 stündigem Zwischenraum, gleichmässig über die 24 Stunden des Tages vertheilt, und das Mittel der an ihnen gemachten Beobachtungen trifft ziemlich nahe mit der wahren Mitteltemperatur des Tages zusammen. In Norwegen beobachtet man um 8 Uhr Morgens, 2 Uhr Nachmittags und 8 Uhr Abends. Von diesen Terminen ist der um 2 Uhr Nachmittags für sich allein wenig geeignet, um einer genauen Berechnung der Mitteltemperatur zu Grunde gelegt zu werden, da er dem Zeitpunkt des Temperatur-Maximums zu nahe liegt. Die Correctionen dieser Stunde zur Mitteltemperatur werden nämlich immer bedeutend sein, und ein ihnen anklebender Fehler daher auch einen bedeutenden Einfluss auf die berechnete Mitteltemperatur ausüben. Dagegen ist die 2 Uhr-Beobachtung sehr zweckmässig gelegen, um aus ihr durch Vergleichung mit den 8 Uhr-Beobachtungen des Morgens und Abends die Grösse der täglichen Amplitude zu bestimmen, da die letzteren beide nur wenig von den täglichen Mitteltemperaturen abweichen. Um dieser Eigenschaft willen wird man sich auch vorzugsweise an diese beiden Stunden halten, wenn es gilt die Mitteltemperatur des Tages zu bestimmen. Die Zeitpunkte, an welchen die Temperatur dem Tagesmittel gleich ist, liegen nämlich an allen Orten und zu allen Zeiten in der Nähe von 8 Uhr Morgens und 8 Uhr Abends, so dass die Correctionen zur Mitteltemperatur an diesen Terminen immer nur gering sein werden. Dasselbe gilt übrigens auch noch von 9 Uhr Morgens und Abends.

49. Für meteorologische Stationen, an welchen nicht mehr als drei Beobachtungen am Tage zu einer bestimmten Stunde gemacht werden, hat der meteorologische Congress in Wien folgende Stunden und Beobachtungsweisen angerathen, als diejenigen, deren

Combination die besten Tagesmittel liefern. Sie folgen in solcher Ordnung hinter einander, dass ihre respectiven Mittel dem wahren Tagesmittel desto genauer entsprechen, je weiter vorn sie in der Reihe stehen. Die erste Combination ist somit die vollkommenste, die letzte die mangelhafteste.

6 Morgens	2 Nachmittags	10 Abends	
7	2	10	
7	1	9	
7	2	9	
8	2	8	und Minimum
9	3	9	» »
10	4	10	» »
8		8	
9		9	
10		10	

50. Zur Bestimmung der Mitteltemperatur des Tages kann man auch das Maximum- und Minimumthermometer benutzen. Nimmt man nämlich das Mittel aus der höchsten und niedrigsten Temperatur des ganzen Tages, so erhält man eine Zahl, die nur wenig von der Mitteltemperatur desselben abweicht. Da aber die höchste Temperatur des Tages im Allgemeinen etwas mehr von der Mitteltemperatur abzuweichen pflegt, als bei der niedrigsten (nach ihrer Seite hin) der Fall ist, so wird man auf diese Weise, besonders in den Wintermonaten, leicht einen etwas zu hohen Werth erhalten. Der Fehler beträgt indessen gewöhnlich nur einen Bruchtheil des Grades.

51. Nimmt man das Mittel aus der Mitteltemperatur aller Tage des Jahres, so ergibt dies die Mitteltemperatur des Jahres. Diese findet man gleichfalls, wenn man die Mitteltemperatur jedes Monats mit der Zahl der Monatstage multiplicirt, die erhaltenen Producte addirt und diese Summe wieder durch die Zahl der Tage im Jahre dividirt. Weniger genau, aber ganz ausreichend, ist es, das Mittel aus den Mitteltemperaturen der 12 Monate zu nehmen.

52. Hat man Beobachtungen, welche einen Zeitraum von mehr als 20 Jahren umfassen, so lässt sich sehr genau die Mittel-

temperatur jedes Tages, jedes Monats und des ganzen Jahres berechnen. Diese Werthe werden alsdann Normaltemperaturen genannt. Diese gewähren eine sehr genaue Vorstellung von der Höhe der Temperatur, welche an dem betreffenden Orte herrschen, und den regelmässigen Veränderungen, welchen dieselbe unterworfen sein würde, wenn alle die störenden Ursachen, welche in der Wirklichkeit ununterbrochen eingreifen, fern gehalten würden. Solche Normaltemperaturen berechnet man nicht nur, wie eben angeführt, für Tag, Monat und Jahr, sondern häufig auch für jede einzelne Stunde, für den Zeitraum von 5 Tagen und für den Zeitraum von 10 oder 14 Tagen ($\frac{1}{3}$ Monat).

53. Wenn für einen Ort nur kürzere Beobachtungsreihen existiren, muss man die Normaltemperatur desselben durch Berechnung zu finden suchen. Man benutzt dazu ein Verfahren, welches besonders dazu geeignet ist, die Normaltemperatur der verschiedenen Monate zu bestimmen, aber auch auf andere Zeiträume angewendet werden kann. Untersucht man nämlich die gleichzeitige Vertheilung der Temperatur über einen grösseren Theil der Erdoberfläche, so findet man, dass die Unterschiede zwischen der an einem Orte wirklich herrschenden Temperatur und seiner Normaltemperatur für nicht weit aus einander liegende Punkte ziemlich nahe dieselben sind. Ist z. B. die Temperatur eines bestimmten Monats an dem einen Orte um eine gewisse Anzahl Grade zu hoch (im Vergleich mit der normalen), so ist sie am andern um ebensoviel zu hoch, denn die Ursachen, welche derartige Abweichungen hervorrufen, wirken in gleicher Stärke über weitere Gebiete. Wie man nun durch Correction der Beobachtungen einer bestimmten Stunde die Mitteltemperatur des Tages berechnen kann, kann man auch die Normaltemperatur eines Beobachtungspunktes dadurch bestimmen, dass man die so ermittelte Abweichung von dem normalen Thermometerstand zu der wirklich beobachteten Temperatur addirt, oder jene von dieser abzieht, jenachdem sich der zeitweilige Wärme grad zu niedrig oder zu hoch zeigt. Für Orte, welche in der Nähe eines Beobachtungsortes liegen, dessen normale Temperaturen man kennt, kann man unmittelbar die »Abweichungen« des letzteren als Correction auf die Normaltemperatur verwenden. Bei grösseren

Entfernungen muss man durch Vergleichung mit anderen Orten, deren Normaltemperatur bekannt, zum Ziel zu kommen suchen. Je mehr Jahre man an einem Orte beobachtet hat, desto genauer wird man natürlich auch seine Normaltemperatur durch derartige Vergleichung mit einem Nachbarorte bestimmen können.

Beispiel: Die Mitteltemperatur des August 1864 auf Dombaas auf dem Dovrefeld war $7^{\circ},4$. Die Mitteltemperatur desselben Monats in Christiania betrug $13^{\circ},0$. Die Normaltemperatur des August für Christiania (aus 30 jährigen Beobachtungen berechnet) beträgt $15^{\circ},3$. Man kann also sagen, dass der August des Jahres 1864 in Christiania $15^{\circ},3 - 13^{\circ},0$, d. h. $2^{\circ},3$ zu kalt gewesen ist. Dasselbe Verhältniss dürfte nun auch in Dombaas stattgehabt haben. Die normale Temperatur des August für Dombaas wird also auf $7^{\circ},4 + 2^{\circ},3$, d. h. auf $9^{\circ},7$ berechnet. Gründet man die Rechnung aber nicht bloss auf das einzelne Jahr 1864, welches zufällig einen besonders kalten August hatte, sondern auf die Mittelwerthe der 4 Jahre 1864, 1865, 1866 und 1867, so findet man die Mitteltemperatur des August für Dombaas $9^{\circ},9$ und für Christiania $14^{\circ},7$. Christiania und Dombaas sind also um $15^{\circ},3 - 14^{\circ},7$, oder um $0^{\circ},6$ zu kalt. Also ergibt sich nun die normale Temperatur des August für Dombaas $9^{\circ},9 + 0^{\circ},6$, oder $10^{\circ},5$. Dies Resultat ist natürlich viel genauer, als das vorige. Aus ihm lässt sich nun aber auch ersehen, dass der August 1864 auf Dombaas nicht nur $9^{\circ},4 - 7^{\circ},4$ oder $2^{\circ},3$, sondern vielmehr $10^{\circ},5 - 7^{\circ},4$ oder $3^{\circ},1$ zu kalt gewesen ist, oder mit anderen Worten, dass Dombaas einen verhältnissmässig noch kälteren August gehabt hat, als Christiania*).

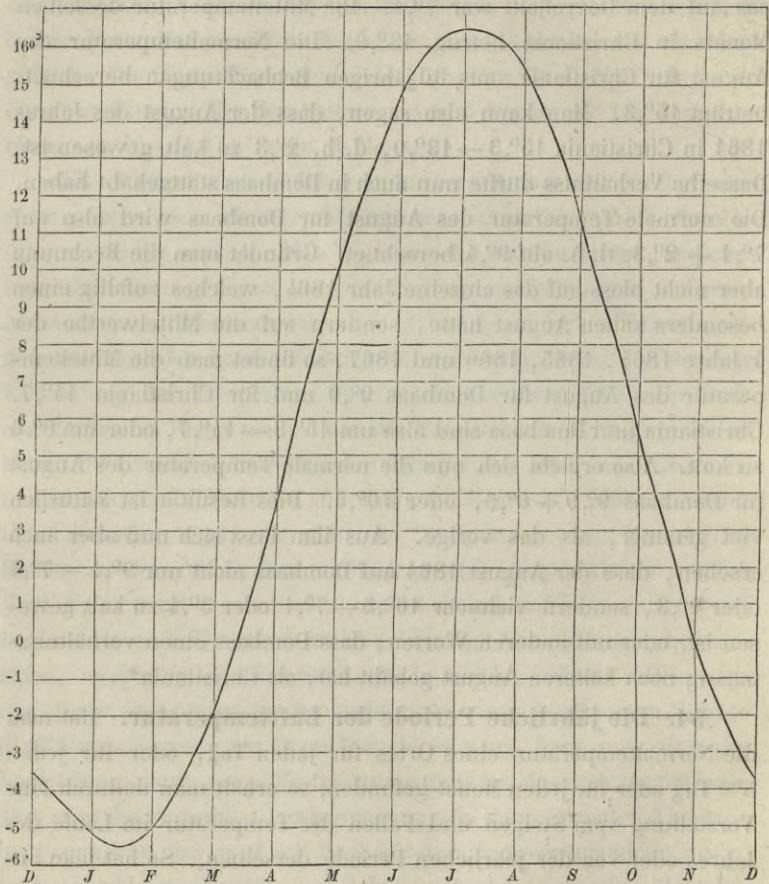
54. Die jährliche Periode der Lufttemperatur. Hat man die Normaltemperatur eines Ortes für jeden Tag, oder für jeden 5^{ten} Tag oder für jeden Monat gefunden, so erhält man dadurch eine Vorstellung vom Steigen und Fallen der Temperatur im Laufe des Jahres oder von der jährlichen Periode derselben. So hat man aus 33 jährigen Beobachtungen am Observatorium in Christiania folgende Normaltemperaturen für die verschiedenen Monate gefunden:

*) Die in letzterem Paragraphen angedeutete Methode, um den Mittelwerth der Temperaturen zu finden, ist auch zur Berechnung der Mittelwerthe für die Feuchtigkeit und den Druck der Luft anwendbar.

December	— 3°,5	März	— 1°,8	Juni	14°,8	September	11°,3
Januar	— 5°,4	April	3°,8	Juli	16°,5	October	5°,5
Februar	— 5°,0	Mai	9°,9	August	15°,3	November	— 0°,4

Bezeichnet man in einem rechtwinkligen Liniennetze, wie Fig. 4,

Fig. 4.



die unterste Horizontale mit dem Namen der 12 Monate und die äusserste Senkrechte mit der Zahl der Grade, trägt dann die Temperatur jedes Monats auf der ihr zukommenden Linie ein, und verbindet die so gewonnenen Punkte mit einander, so giebt die

dadurch entstandene krumme Linie die beste Uebersicht über den jährlichen Gang der Temperatur. Man ersieht aus ihr unmittelbar, wie der kälteste Tag am 31. Januar eintrifft und eine Mitteltemperatur von $-5^{\circ},4$ hat, der wärmste Tag dagegen auf den 16. Juli fällt und eine Mitteltemperatur von $16^{\circ},5$ zeigt, wodurch sich dann augenblicklich als jährliche Amplitude $16^{\circ},5 + 5^{\circ},4$ oder $21^{\circ},9$ herausstellt. Die Mitteltemperatur des Jahres ist $5^{\circ},2$, und die Tage, welche die gleiche Mitteltemperatur mit dem Gesamtjahre besitzen, sind der 23. April und der 16. October. Vom 14. November bis zum 25. März (also 134 Tage) ist die tägliche Mitteltemperatur unter 0° .

In meteorologischer Beziehung theilt man das Jahr in 4 Jahreszeiten, von denen auf der nördlichen Halbkugel der Winter den December, Januar und Februar, der Frühling den März, April und Mai, der Sommer den Juni, Juli und August, und der Herbst den September, October und November umfasst. Als Wintermonate rechnet man also die 3 kältesten, als Sommermonate die 3 heissesten Monate. Die Mitteltemperatur der Jahreszeiten in Christiania stellt sich so:

Winter.	Frühling.	Sommer.	Herbst.	Jahr.
$-4^{\circ},5$	$4^{\circ},0$	$15^{\circ},5$	$5^{\circ},6$	$5^{\circ},2$

Auf der südlichen Halbkugel gehören December bis Februar zum Sommer, März bis Mai zum Herbst, Juni bis August zum Winter und September bis November zum Frühling.

55. Die jährliche Veränderung der Lufttemperatur geht in den kalten und gemässigten Zonen in derselben Weise vor sich, welche wir eben an dem Beispiele Christianias erläuterten. An den meisten auf der nördlichen Halbkugel in diesen Zonen liegenden Orten fällt die kälteste Zeit in den Januar, die wärmste in den Juli. In der kalten und temperirten Zone der südlichen Halbkugel fällt dagegen die kälteste Zeit in den Juli und die wärmste in den Januar. Im Allgemeinen wird die jährliche Amplitude um so grösser, je mehr man sich den Polen nähert. Da niemand die Pole der Erde erreicht hat, kennt man natürlich die dort herrschende Temperatur nicht.

Durch Berechnung hat man gefunden, dass die Lufttemperatur am Nordpole im Juli ungefähr $-0^{\circ},7$ und im Januar $-32^{\circ},5$ betragen

dürfte, was einer jährlichen Amplitude von 31 bis 32 Grad entspricht. Unter dem Wendekreis des Krebses, welcher die Grenze zwischen der nördlichen gemässigten und der heissen Zone bildet und $23\frac{1}{2}$ Grad vom Aequator entfernt liegt, ist die Temperatur durchschnittlich 19° im Januar und 27° im Juli, die jährliche Amplitude also nur 8° .

56. In der heissen Zone sind die Sommermonate nicht mehr die wärmsten. Je näher man dem Aequator kommt, desto mehr fallen die wärmsten Zeiten des Jahres auf die Frühlings- und Herbstmonate, während die Monate, welche sonst dem Sommer und Winter entsprechen, die geringste Wärme zeigen; doch ist der Unterschied der Temperatur im ganzen Jahre nie bedeutend. An den Orten, welche unter dem Aequator liegen, ist z. B. die Temperatur durchschnittlich im Juli am niedrigsten und zeigt 26° , dann steigt sie bis auf $26^{\circ},5$ im November, fällt nochmals bis auf $26^{\circ},4$ im Januar, steigt wieder bis auf $27^{\circ},4$ im April, um endlich auf 26° im Juli zurückzukehren. Die ganze jährliche Amplitude beträgt somit nur $27^{\circ},4 - 26^{\circ}$ d. h. $1^{\circ},4$.

57. Die jährliche Periode der Lufttemperatur folgt demnach, grade wie die tägliche Periode, dem Stande der Sonne gegen den Horizont des betreffenden Ortes. Die untersten Schichten der Atmosphäre, in welchen wir leben und deren Temperatur wir an unseren Thermometern beobachten, erhalten ihre Wärme von der Erdoberfläche. Diese wird um so stärker erhitzt, je höher die Sonne steht und je länger sie wirkt, d. h. je länger der Tag ist und strahlt um so mehr Wärme aus, je wärmer sie ist. In den kalten und gemässigten Zonen wird von der Mitte des Winters an die wachsende Länge des Tages und die zunehmende Höhe der Sonne eine Erwärmung hervorrufen, die zuerst den Wärmeverlust durch Ausstrahlung überwindet und später mit jedem Tage die Wärme steigt. Zur Zeit der Sommersonnenwende hat die Sonne ihren höchsten Stand und der Tag seine grösste Länge erreicht. Nach diesem Zeitpunkt nehmen die Sonnenhöhe und die Tageslänge wieder ab. Damit wird die Wärmezufuhr geringer werden, aber immer noch grösser bleiben, als der Wärmeverlust durch Ausstrahlung, so dass die Lufttemperatur zu steigen fortfährt. Dies währt bis ungefähr einen

Monat nach der Sonnenwende, wo ein Zeitpunkt eintritt, an welchem die Sonne soweit gesunken und der Tag soweit abgenommen hat, dass die Erwärmung grade der Erkältung durch Ausstrahlung das Gleichgewicht hält. Damit hat der Tag seine höchste Temperatur erreicht. Nach diesem Termine erhält die Wirkung der Ausstrahlung die Oberhand über die Erwärmung. Mit Eintritt des Herbstes nehmen Sonnenhöhe und Tageslänge rasch ab, und die Temperatur beginnt winterlich zu werden. Um die Wintersonnenwende ist das Wärmevermögen der Sonne am schwächsten; aber die Temperatur bleibt auch über diesen Zeitpunkt hinaus im Sinken, weil die niedrige Sonne während des kurzen Tages nicht im Stande ist, die Wirkung der Ausstrahlung zu überwinden. Erst wenn die Sonne, ungefähr einen Monat nach dem kürzesten Tage, höher gestiegen ist und länger wirken kann, beginnt die Erwärmung die Ausstrahlung zu überwinden. Damit ist die kälteste Zeit überstanden und die Temperatur beginnt wieder zu steigen.

Je näher ein Ort den Polen liegt, um so grösser ist der Unterschied der Tageslänge in den verschiedenen Jahreszeiten und damit auch der Unterschied in der Erwärmung und der Lufttemperatur. Daraus erklärt sich das Wachsen der jährlichen Amplitude der Lufttemperatur nach den Polen hin. An den Polen selbst, wo die Länge des Tages und der Nacht je 6 Monate beträgt, fällt die jährliche Veränderung der Temperatur mit der täglichen zusammen. In den Polar-Gegenden fällt die niedrigste Temperatur des Jahres später als in der gemässigten Zone.

58. An den Orten, welche in der heissen Zone liegen, steht die Sonne zweimal im Jahr am höchsten und zweimal am niedrigsten, und je näher ein Punkt einem der Wendekreise liegt, oder je weiter er vom Aequator absteht, um so näher liegen die beiden Maxima der Zeit der Sonnenwende. Unter dem Aequator selbst steht die Sonne in den beiden Aequinoctien am höchsten und in den beiden Solstitien am niedrigsten. Das erklärt, warum hier die Wärme im Frühling und im Herbst am grössten und im Sommer und Winter am kleinsten ist. In den tropischen Gegenden besteht ferner nur ein geringer Unterschied zwischen den Längen des Tages zu verschiedenen Zeiten des Jahres. Dem entspricht die geringe jährliche

Amplitude, die unter dem Aequator, wo jeder Tag des Jahres gleiche Länge hat, auch am kleinsten wird.

59. Wir sehen, wie die jährliche Veränderung der Temperatur im Allgemeinen nach den Polen hin zunimmt und nach dem Aequator hin abnimmt. Dies gilt aber nur, wenn man die Durchschnittswerthe für alle Orte auf demselben Breitenkreis nimmt. In der Wirklichkeit ist die jährliche Bewegung der Temperatur, ebenso wie die tägliche, in hohem Grade von manchen anderen Verhältnissen abhängig, zumal von der Lage des Ortes am Meeresufer oder im Binnenland. Als Beispiel geben wir folgende Reihe von Orten, die alle auf einer vom atlantischen Ocean quer durch Europa und das grosse asiatische Festland gezogenen Linie liegen, mit der ihnen zugehörigen jährlichen Amplitude:

Thorshavn (auf den Färöern)	9°
Udsire (norweg. Westküste)	13°
Christiania (mitten in Skandinavien)	22°
St. Petersburg (westliches Russland)	26°
Kasan (östliches Russland)	33°
Barnaul (westliches Sibirien)	40°
Irkutsk (östliches Sibirien)	40°
Nikolajewsk am Amur	39°
Hakodadi (Japan)	24°.

An den Küsten des atlantischen Oceans ist also die jährliche Amplitude am geringsten, sie nimmt aber zu, je tiefer man in das Festland hineinkommt, und wird am grössten im Inneren desselben. Durch ganz Ostsibirien bis an die Mündung des Amur behauptet sie sich auf derselben Höhe. Erst in Japan, etwas südlicher und unmittelbar am grossen Ocean sinkt sie wieder auf den Werth herab, den sie an der Ostsee hatte, ohne jedoch auch nur annähernd so sehr einzuschumpfen, wie dies über dem atlantischen Ocean der Fall war.

60. Die Erklärung dieser Verhältnisse, so wie überhaupt der Verschiedenheit der jährlichen Amplitude liegt in dem Umstande, dass die Erwärmung im Sommer und die Ausstrahlung im Winter auf dem Festlande stärker ist, als auf den Meeren. Ausserdem herrscht im Inneren der Continente häufiger klares Wetter, als an

den Küsten, was gleichfalls dazu dient, die Wärmewirkung der Sonne im Sommer und die Ausstrahlung in der langen Winternacht zu verstärken. Endlich trägt auch der reichlichere Niederschlag an den Küsten sehr viel dazu bei, die Winterkälte zu mildern und die Hitze des Sommers zu verringern. Aus allen diesen Ursachen wird die Temperatur der Binnenländer im Sommer höher und im Winter niedriger werden, überhaupt im Lauf des Jahres grösseren Abwechselungen unterworfen sein, als die der Küsten und Meere.

61. Abnahme der Lufttemperatur mit der Höhe. Durch Beobachtungen, welche bei Ballonreisen in der freien Atmosphäre vorgenommen wurden, sowie besonders durch Vergleich des Thermometerstandes an höher und niedriger gelegenen Orten, hat man gefunden, dass die Lufttemperatur im Allgemeinen um so mehr abnimmt, je höher man in den Luftkreis hinaufdringt. Dies lässt sich folgendermassen erklären. Wie wir oben sahen, werden die Luftschichten, welche der Erdoberfläche am nächsten liegen, am stärksten erwärmt und erhalten diese ihre Wärme durch Vermittelung der erhitzten Erdoberfläche. Da nun aber die Luft ein sehr schlechter Wärmeleiter ist, würden die höheren Luftschichten von dieser Wärme der unteren Lagen nur sehr wenig Gewinn haben, wenn dieselbe blos durch Leitung ihnen zugeführt werden müsste. Die Verbreitung der Wärme in den höheren Luftschichten wird aber in der That vielmehr durch aufsteigende Luftströmungen vermittelt, welche die Wärme der unteren Lagen aufwärts führen. Solche Strömungen treten überall da ein, wo die tieferen Luftschichten an einem Orte mehr erwärmt werden, als an anderen Punkten, und wir werden weiter unten noch an mancherlei Beispielen es nachweisen, welche Bedeutung diese aufsteigenden Luftströme, zumal für die Verbreitung der Wärme, haben. Wenn nun aber eine Luftmasse aufsteigt, kommt dieselbe unter geringeren Druck und dehnt sich somit aus, indem ihre einzelnen Theile sich von einander entfernen. Hier ist also offenbar doch eine Arbeit ausgeführt, welche aber nicht anders ausgeführt werden konnte, als in Folge einer wirkenden Kraft. Die Kraft, welche in diesem Falle die Arbeit gethan, ist die Wärme, denn die Ausdehnung der Luft ist dadurch bewirkt, dass ein Theil der in ihr enthaltenen Wärme dazu verwendet wurde,

ihre Theilchen weiter von einander zu rücken. Da nun von andern Körpern keine neue Wärme zugeführt ward, so wird der zurückgebliebene Wärme-Rest der Luft nicht mehr denselben Wärme-grad mittheilen können, den sie früher hatte, mit andern Worten: die Temperatur wird sinken. Wenn dagegen umgekehrt eine Luftmasse von oben nach unten versetzt wird, wie dies bei niedersteigenden Strömungen der Fall ist, so geräth dieselbe dabei unter einen grösseren Druck, wird verdichtet und nimmt folglich einen geringeren Raum ein, indem ihre Theilchen näher an einander gedrängt werden. Diese Verdichtungsarbeit wird hier aber von dem Gewichte der überlagernden Luft ausgeführt. Die Wärme, welche bisher für die Ausdehnung der Luft in Anspruch genommen wurde, wird nun für diesen Zweck überflüssig und wiederum für die Erwärmung verfügbar, und giebt also der Luft eine höhere Temperatur. Eine herabsinkende Luftmasse erwärmt sich also in derselben Weise, wie eine aufsteigende Luftmasse sich abkühlt. Alle auf- und niedersteigenden Luftströme, durch welche das gestörte Gleichgewicht der Atmosphäre sich wiederherzustellen sucht, werden also gemeinschaftlich darauf hinwirken, den höheren Luftschichten eine niedrigere Temperatur zu verleihen.

62. Wenn die Luft vollkommen trocken wäre, d. h. keine Wasserdämpfe enthielte, die in ihr aufgelöst oder ihr sonst beige-mischt wären, so würde ihre Temperatur mit der Höhe gleichmässig abnehmen und für jede 101 Meter um 1° C. fallen. Weil aber die Luft, wie das in Wirklichkeit immer der Fall ist, mit Wasserdämpfen versetzt ist, wird die Temperatur nach der Höhe zu um so langsamer abnehmen, je grösser die relative Feuchtigkeit der Atmosphäre sich zeigt (112). Hiermit stimmen auch die Beobachtungen, welche man in verschiedenen Höhen angestellt hat. Im Winter, wo die Luft sehr feucht und die untern Schichten kalt sind, nimmt die Temperatur in der Höhe langsamer ab. Im Sommer, bei trockener Luft und grösserer Wärme der niedrigen Schichten, ist die Temperaturabnahme in der Höhe am meisten merkbar. So zeigen z. B. die in Genf und auf dem St. Bernhard angestellten Messungen am Morgen und im December ein Fallen des Thermometers um 1° für 276 Meter, während am Nachmittag und im August die Tem-

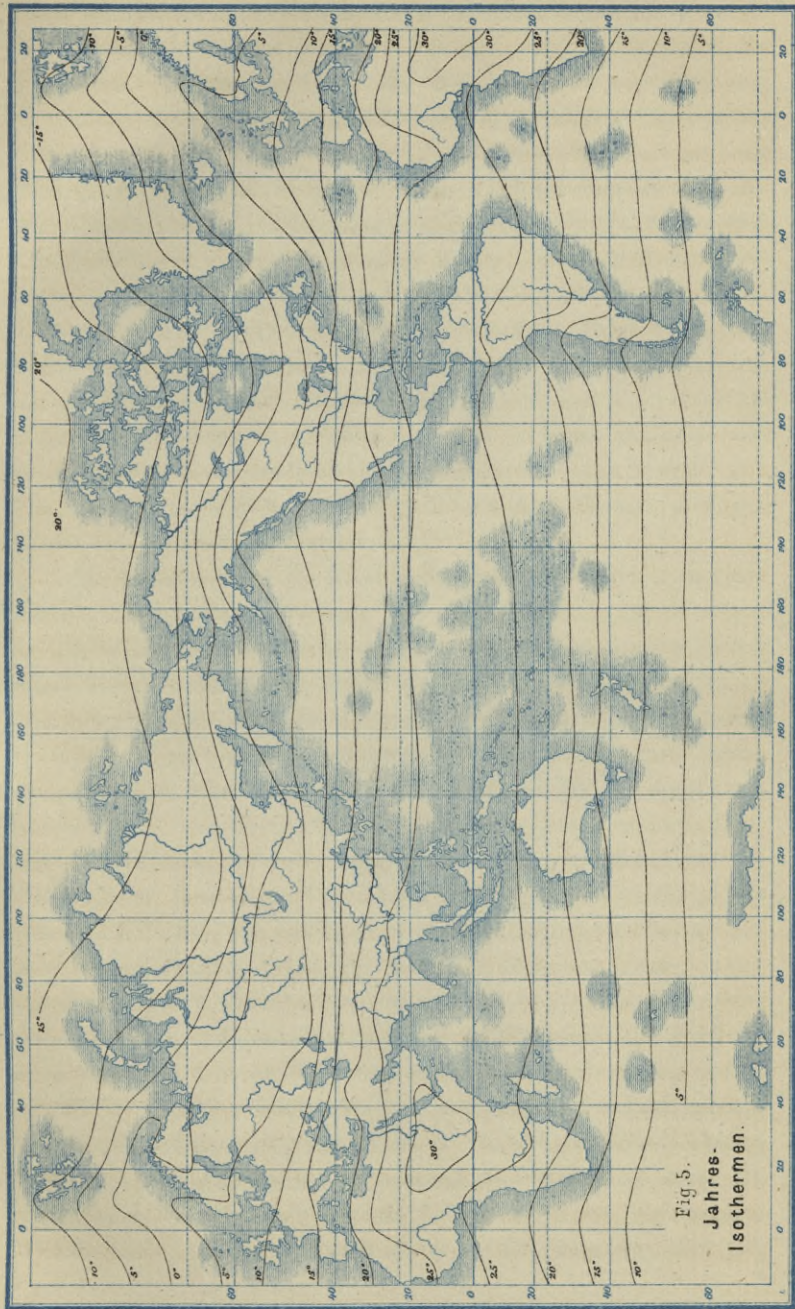
peratur schon für 147 Meter um 1° sinkt. Wenn man das Verhältniss, in welchem die Temperatur mit der Höhe abnimmt, und die Höhe eines Ortes über der Meeresfläche kennt, kann man leicht berechnen, welche Temperatur am betreffenden Orte herrschen würde, wenn man ihn an den Meeresspiegel hinabdrücken könnte. Dies nennt man: die Temperatur des Ortes auf die Meeresfläche reduciren.

63. Man findet dann und wann bedeutende Abweichungen von dem oben beschriebenen Verhalten. Besonders ist dies im Winter der Fall, wenn über dem Festlande eine Kälteperiode mit klarem Wetter, ihrem gewöhnlichen Gefolge, eingetreten ist. Dann wird nämlich die Wärmeausstrahlung in der langen Winternacht die Kälte im Innern des Festlandes zu vermehren oder wenigstens zu erhalten suchen, so dass die Luft, zumal in den unteren Schichten der Atmosphäre, sich stark zusammenzieht und dadurch dichter und schwerer wird. Diese schwere und kalte Luft fliesst nun, indem sie den Vertiefungen der Erdoberfläche folgt, vom Innern des Festlandes nach dem Meere hinaus, oder nach den Gegenden hin, wo man eine höhere Temperatur und leichtere Luft findet. Ueber den Thalboden hin fliesst also in diesem Fall ein kalter Luftstrom, der oft eine niedrigere Temperatur zeigt, als die Luft der Höhen. Der Thalboden führt nämlich binnenländische Luft, während die eigenthümliche Kälte der Höhen geringer sein kann. In solchen Fällen wächst die Temperatur der tieferen Luftschichten mit der Höhe. Wir haben in diesem Verhältnisse die Erklärung des auffallend kalten Winterklimas vieler an Flussufern liegender Orte. Das grossartigste Beispiel findet sich vielleicht am Amurflusse im östlichen Sibirien, wo Nertschinsk (54° nördl. Breite) eine Januartemperatur von $-29^{\circ},2$, Blagoveschensk (50°) $-24^{\circ},5$, Nikolajevsk (53°) $-22^{\circ},9$ haben, während Ajan, das viel nördlicher ($56^{\circ},4$ nördl. Br.) am ochotskischen Meere liegt, im Januar nur $-20^{\circ},1$ hat. Ajan ist aber durch die Stanovoi-Gebirge vor dem Einflusse des sibirischen Kältepoles geschützt. Stärkere Winde machen dem Zuwachs der Temperatur mit der Höhe ein Ende, da sie auf- und niedersteigende Bewegungen in der Luft veranlassen. Bei Bodensteigungen zeigt die Veränderung der Temperatur mit der Höhe oft Abweichungen

von der, welche in der freien Atmosphäre stattfindet, weil die Erdoberfläche, und mit ihr die sie überlagernde Luft, bald Wärme aufnimmt, bald Wärme ausstrahlt. und somit sich nicht unter den Bedingungen befindet, die wir in Paragraph 64 voraussetzen. Dort sprechen wir nämlich von einer Luftmasse, die beim Auf- und Niedersteigen sich ausdehnt und zusammenzieht, ohne von aussen Wärme aufzunehmen oder nach aussen hin solche abzugeben.

64. Die Vertheilung der Lufttemperatur über die Erdoberfläche. Die Karte Fig. 5 ist in folgender Weise construirt. Für eine grosse Anzahl von Orten in den verschiedenen Welttheilen und nicht wenige Punkte auf dem Meere hat man die Mitteltemperatur des Jahres berechnet; dann wurde diese nach der Meereshöhe des Ortes und nach der Jahreszeit auf den Meeresspiegel reducirt (62) und die so gefundene Zahl am entsprechenden Punkte der Karte eingeschrieben und nun nach Ausweis dieser Zahlen Linien gezogen, welche durch alle Orte von gleicher Mitteltemperatur gehen. Diese Linien heissen Isothermen (Linien gleicher Wärme). Dieselben sind auf der Karte (Fig. 5) für jeden 5. Celsiusgrad ausgezogen. Mit Hülfe einer solchen Isothermenkarte erhält man die beste Uebersicht über die Vertheilung der Wärme der niederen Luftschichten auf der Erde. Weil alle Mitteltemperaturen auf die Meeressfläche reducirt sind, zeigt die Karte uns die Vertheilung der Wärme so, wie dieselbe sein würde, wenn alle Orte der Erde auf derselben Höhe mit dem Meeresspiegel lägen.

65. Anmerkung. In Bezug auf unsere Karte (Fig. 5) und alle folgenden Karten ist noch zu bemerken, dass dieselben in der sogenannten Merkator'schen Projection gezeichnet sind oder dieselbe Einrichtung des Gradnetzes haben, die man gewöhnlich bei Seekarten anwendet. Diese Projection hat den Vorzug, dass man in ihr die ganze Oberfläche der Erde (mit Ausnahme der den Polen zunächst gelegenen Gebiete) auf einem viereckigen Blatte vollständig zur Darstellung bringen kann. Die Meridiane sowohl, als die Parallelkreise werden durch gerade Linien bezeichnet, die sich (wie das ja auch wirklich auf der Erdkugel der Fall ist) unter rechten Winkeln schneiden, so dass alle Richtungen nach Norden, Süden, Osten und Westen leicht zu finden sind. Aber während die Meri-





diane auf der Erdkugel in den Polen zusammenlaufen, bleiben sie auf der Seekarte stets parallel. Dadurch wird der Massstab der Karte um so grösser, je mehr man sich nach Nord oder Süd vom Aequator entfernt. Dies würde aber eine Verzerrung der Umrisse der Länder u. s. w. zur Folge haben und ihnen alle Aehnlichkeit mit ihrer wirklichen Gestalt auf der Erdoberfläche (oder auf dem Globus) rauben, wenn nicht die Breitengrade nach den Polen hin in demselben Verhältniss auseinander gerückt wären, in welchem die Meridiane sich ausbreiten. In Folge davon gilt aber auf dieser Karte für die verschiedenen Breiten ein verschiedener Massstab, der z. B. unter 60° nördlicher oder südlicher Breite gerade doppelt so gross ist, als unter dem Aequator. Daher kommt es denn auch, dass in dieser Projection Norwegen und Schweden eben so gross aussehen wie ganz Arabien, und Grönland beinahe Afrika bedecken könnte. Die Vergleichung einer Karte, wie Fig. 5, mit dem Globus, wird am besten den Unterschied ausweisen.

66. Betrachten wir die Karte der Jahres-Isothermen, so bemerken wir alsbald, dass dieselben im grossen Ganzen wohl dem Lauf der Parallelkreise um die Erde folgen, aber freilich nicht ohne beträchtliche Abweichungen, indem sie bald nach Norden, bald nach Süden ausbiegen. Wäre die Wärme in der Art vertheilt, dass jedem Breitengrade ein besonderer Wärmegrad rings um die Erde herum entspräche, so würden die Isothermen natürlich den Breitenkreisen parallel laufen und überall gleichweit vom Aequator entfernt sein. Dies ist aber nicht der Fall, sondern der wirkliche Sachverhalt ist vielmehr der, dass einige Gegenden einen höheren Wärmegrad besitzen, als andere, die mit ihnen unter derselben Breite liegen, obwohl beide in Folge ihrer Lage die Wärme in derselben Weise von der Sonne empfangen, dieselbe Tageslänge und dieselbe mittägliche Sonnehöhe haben und denselben Wechselverhältnissen in der Wirkung der Sonne nach den verschiedenen Jahreszeiten unterworfen sind.

67. Auf beiden Seiten des Aequators liegt ein Gebiet, dessen jährliche Mitteltemperatur 25° übersteigt. Innerhalb dieses Gebietes liegen einzelne Landstriche, in welchen die Temperatur sogar bis auf 27° und 28° sich erhebt: so an der Nordküste von Südamerika, in Ostindien und im Innern Afrikas, wo sie 30° übersteigt. Der von

den Isothermen für 25° eingeschlossene Erdgürtel umfasst einen bedeutenden Theil der Oberfläche unseres Planeten, wie man dies am leichtesten ersehen wird, indem man einen Globus zu Rathe zieht. Die Breite dieses Gürtels ist etwas veränderlich. Am schmalsten ist er ausserhalb der Westküste Centralamerikas und Afrikas, am breitesten im östlichen Afrika und im Indischen Ocean, wo er fast vom Wendekreise des Steinbockes bis über den Wendekreis des Krebses hinausreicht.

68. Je weiter man sich von dem hier beschriebenen wärmsten Gebiet, das den Aequator umlagert, in der Richtung der Meridiane, nach Norden und nach Süden hin entfernt, desto niedriger werden die Temperaturen. Fassen wir zuerst die nördliche Halbkugel ins Auge, so werden wir bemerken, wie die Isothermen hier im Ganzen genommen die stärksten Aus- und Einbuchtungen aufzuweisen haben. Verfolgen wir beispielsweise den Lauf der Isothermen für 0° von Nordamerika aus, wo wir dieselbe dicht unter dem Südpol der Hudsonsbay, unter dem $50.$ Grad nördl. Breite antreffen, so führt uns dieselbe zuerst in rein östlicher Richtung durch Labrador hindurch, und dann nach Nordosten bis zum Südpole Grönlands hinauf und dicht an der Nordküste Islands vorüber, wo wir den Polarkreis ($66\frac{1}{2}^{\circ}$ nördl. Br.) schneiden, bis wir, immer noch nach Nordosten gehend, unter dem $73.$ Breitengrad ihren nördlichsten Punkt erreichen. Von hier aus setzt sie sich erst nach Osten zu, und dann in etwas südlicherer Richtung fort, um nun plötzlich ganz nach Süden und Westen umzubiegen und eine scharfe Wendung in den Varangerfjord und das Innere von Finmarken und Lapland hinein auszuführen, geht dann aber vom Nordende der botnischen Bucht wieder in östlicher Richtung weiter durch das weisse Meer hindurch und senkt sich allmählig in Sibirien tiefer und tiefer nach Süden hinab, bis sie im Amurlande wieder den $50.$ Breitengrad trifft. Von hier aus wendet sie sich aufs Neue nach Norden, durchkreuzt Kamtschatka und erreicht im Nordosten von der Halbinsel Alaska ihren nördlichsten Punkt auf dieser Seite (62° nördl. Br.), um dann im Innern Nordamerikas sich wieder bis zur Südspitze der Hudsonsbay herabzukurven. Orte, welche im Innern der grossen Continente, zumal in ihrem östlichen Theile, unter dem

50. Breitengrade liegen, haben also dieselbe Mitteltemperatur des Jahres, wie die, volle 23 Grad nördlicher, zwischen Norwegen und Spitzbergen unter dem 73. Grad nördl. Br. gelegenen Erdstriche. Aehnliche Biegungen zeigen die meisten Isothermen der nördlichen Halbkugel, besonders nördlich vom 30. Breitengrade. Ein Blick auf die Karte zeigt uns augenblicklich, wie die Isothermen über den beiden grossen Ozeanen, dem atlantischen und dem stillen, und zumal über dem östlichen Theil derselben, sich nach Norden ausbuchten, während sie sich über den grossen Continenten, Amerika und Asien, und hier wieder über dem östlichen Theil zumeist nach Süden senken. Ueber den Meeren ist also bei gleicher Breite die Wärme grösser, als über dem Festlande. Die kältesten Gegenden finden sich in den nördlichen Theilen von Asien und Amerika und den dazwischen liegenden Strecken.

69. Auf der südlichen Halbkugel zeigen die Isothermen keine so starken Krümmungen, wie auf der nördlichen. Die grössten Unregelmässigkeiten treten ausserdem in der Nähe des Aequators auf, während der Lauf der Isothermen sich um so mehr ebnet, je näher wir dem Südpol kommen. Ausserhalb der Westküsten Süd-Amerikas und Afrikas biegen sich die Isothermen gegen den Aequator hinauf, während sie im Inneren dieser Continente sich wieder senken. Hier ist also die Luft über dem Meere kühler, und die über dem Festlande wärmer, so dass grade das Umgekehrte von dem stattfindet, was wir auf der nördlichen Halbkugel antrafen.

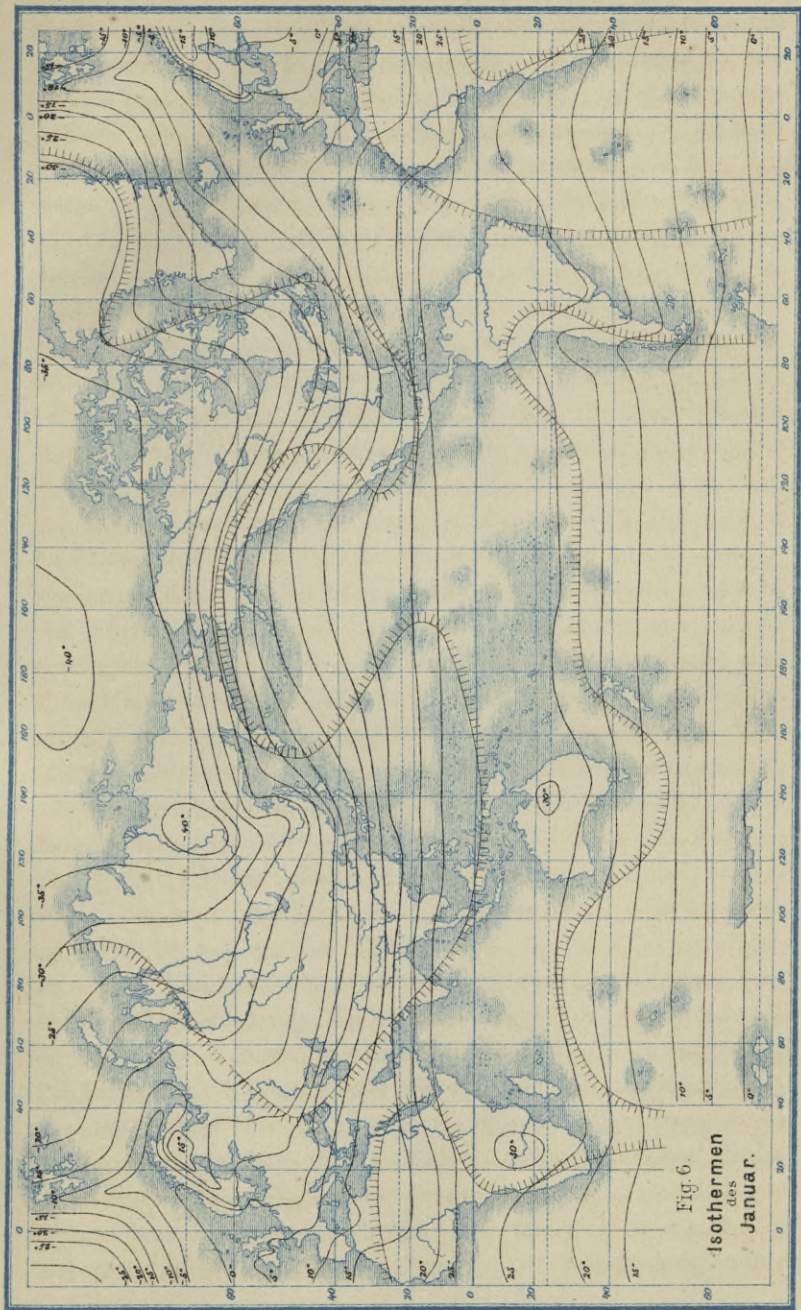
70. Die Karte Fig. 5 giebt übrigens auch noch eine ziemlich genaue Vorstellung der Wärme im Frühling und Herbste, wenigstens zu der Zeit, wo die Mitteltemperatur des Tages mit der Mitteltemperatur des Jahres übereinkommt. Da aber dieser Zeitpunkt nicht für alle Punkte der Erde ganz derselbe ist, werden sich immerhin kleine Abweichungen zwischen der Isothermenkarte des Jahres und den entsprechenden Karten für Frühling und Herbst ergeben.

71. Um die Vertheilung der Luftwärme zu übersehen, ist es aber nicht genug, dieselbe in Bezug auf das ganze Jahr zu kennen, sondern man muss ihre Veränderungen von Monat zu Monat verfolgen. Die vollständigsten Isothermenkarten für jeden Monat sind von dem berühmten Berliner Meteorologen Professor Dove ausge-

arbeitet; wie wir denn überhaupt diesem Forscher den grössten Theil unserer genaueren Bekanntschaft mit den Wärmeverhältnissen des Luftkreises zu danken haben. Von derartigen Karten wollen wir zwei unserer Betrachtung unterwerfen: die für den Januar und die für den Juli. Diese beiden Monate sind gewählt, weil sie für die meisten Orte der Erde die kälteste und wärmste Zeit des Jahres umfassen. Durch Vergleichung dieser beiden Karten wird man am leichtesten einen Begriff von der Grösse der jährlichen Veränderung der Temperatur erhalten, denn während die Karte der Jahresisothermen den Uebergangszustand darstellt, bringen diese beiden grade die Extreme zur Anschauung.

72. Die Vertheilung der Lufttemperatur im Januar.

Fig. 6. Der warme Gürtel, welchen die Isothermen für 25° einfassen, hat hier seine Mittellinie südlich vom Aequator. Die heissesten Regionen, deren Mitteltemperatur bis über 30° steigt, finden sich alle auf der südlichen Halbkugel, im Innern des Festlandes von Afrika und Australien. Die Isothermen der nördlichen Halbkugel zeigen nördlich vom 40. Grad N. Breite starke Krümmungen; ihre Ausbuchtungen entsprechen aber denen der Jahresisothermen und bezeichnen strenge Kälte im Innern der Continente und milde Luft über den Meeren und den Westküsten des Festlandes. Im Innern von Nord-Amerika und in einem noch bedeutenderen Theile des östlichen Asiens haben Orte, welche unter dem 40. Breitengrad liegen, dieselbe Mitteltemperatur von 0° , wie die Luft über dem Meer am Polarkreis ausserhalb der norwegischen Küste und die Luft an der ganzen Westküste dieses Landes von Folden bis Lindesnäs. Unter dem 60. Breitengrad findet man im Innern Nordamerikas eine Mitteltemperatur von -30° , in der Davisstrasse -40° , auf den Shetlandsinseln $+4^{\circ}$, an der norwegischen Westküste $+2^{\circ}$, in Christiania und Stockholm -5° , in St. Petersburg -40° , im östlichen Sibirien -35° , im früheren Russisch-Amerika -40° . In der Baffinsbay und in der Davisstrasse streichen die Isothermen fast direkt nach Norden, so dass die Wärme nach Westen hin am stärksten abnimmt. In Norwegen laufen dieselben der Küste entlang und in Folge davon ist die Luft an der Uferseite milde und die Kälte im Innern der skandinavischen Halbinsel streng. In Fin-



marken liegen die Isothermen so, dass die Wärme nach Norden (dem Meere) hin grösser und nach Süden (dem Binnenlande) hin kleiner wird. Die eigenthümliche Zungenform, welche den Isothermen über dem Meere ausserhalb Norwegens eigen ist, beginnt bereits im Westen Spaniens sich geltend zu machen, und lässt sich durch das ganze Eismeer, über Norwegen und Spitzbergen hinaus, bis zum nördlichsten Punkte Sibirien's, dem Cap Tscheljuschin's verfolgen. Im Verhältniss zu dieser starken Ausbuchtung der Isothermen über dem atlantischen Oceane und dem europäischen Eismeeere ist die entsprechende Ablenkung dieser Linien an der Westküste Nordamerikas nur wenig ins Auge fallend.

73. Die kältesten Gegenden, aus welchen uns Beobachtungen vorliegen, sind das nordöstliche Sibirien und das Gebiet im Norden von Nord-Amerika, die sogenannten Parrys-Inseln. Hier steigt die Kälte im Januar bis auf durchschnittlich -40° . Der kälteste Punkt der Erde scheint indessen nicht zwischen diesen beiden Gegenden zu liegen, denn in Ust-Jansk im nördl. Sibirien, östlich von der Mündung der Lena, ist die Mitteltemperatur des Januar's nicht ganz so niedrig, wie in Jakutsk, welches an der Lena, aber 9 Grad südlicher liegt; und ebenfalls nicht ganz so niedrig, wie im nördlichsten Theile von Nordamerika. Danach darf man wohl schliessen, dass es auf der nördlichen Halbkugel nicht blos einen, sondern zwei Punkte giebt, welche die Eigenschaft besitzen, kälter zu sein, als alle umliegenden Orte. Diese Punkte hat man die Kältepole genannt. Der eine liegt in Sibirien nördlich von Jakutsk, der andere im Nordwesten der Parry-Gruppe in der Richtung nach Ost-Sibirien hin. Die Karte Fig. 7 (a. f. S.) veranschaulicht diese Verhältnisse am deutlichsten. Bei dieser Art der Darstellung (Projection) liegt der Pol in der Mitte, die Parallelen sind durch Kreise, und die Meridiane durch grade Linien durch den Pol bezeichnet. Hier sieht man nun deutlich, wie die Januar-Isothermen in der Nähe des Poles ovale Figuren bilden, welche sich mit ihrer Längsaxe in das Festland Asiens und Amerikas hineinstrecken, während die kurze Queraxe gegen den atlantischen und stillen Ocean sich wendet. Die Isotherme für -40° lässt sich aber nicht mehr durch eine in sich geschlossene Linie darstellen, sondern

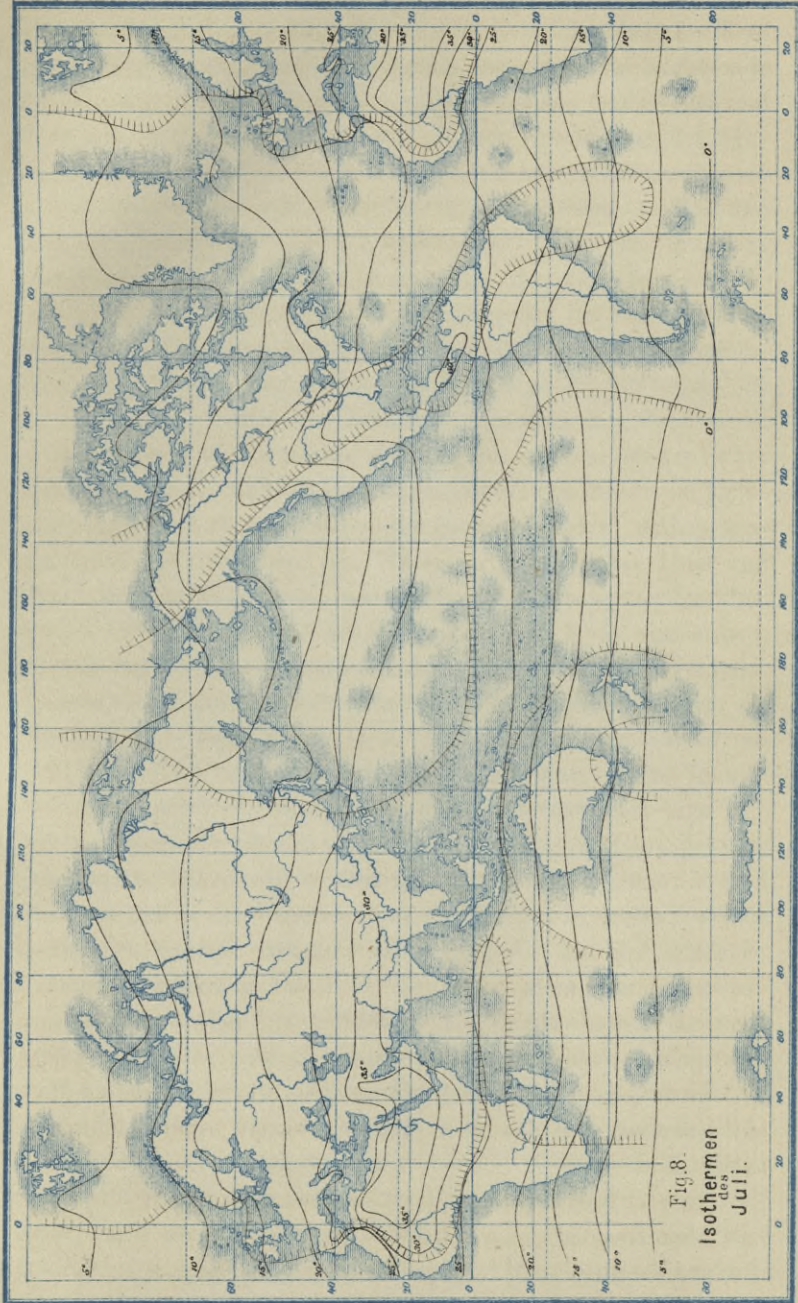
theilt sich in zwei getrennte Ovale, in deren Innerem die Kältepole zu suchen sind. Man wird gleichfalls bemerken, dass die Verbindungslinie der Kältepole, so wie auch die Längensachsen der Isothermen

Fig. 7.



men nicht durch den Nordpol gehen, sondern gewissermassen vom atlantischen Meere über den Pol hinaus und nach der Seite der Behringsstrasse hinüber gedrängt worden sind. Der Nordpol gehört somit nicht zu den allerkältesten Punkten der Erde, sondern diese liegen zur Seite des Poles nach Ost-Asien und dem westlichen Nordamerika hin.

74. Die Vertheilung der Lufttemperatur im Juli. Fig. 8. Der Gürtel, dessen Mitteltemperatur über 25° steigt, liegt im Juli zum allergrössten Theil auf der nördlichen Halbkugel, nur ein



schmalen Streifen gehört der südlichen an.¹ Am schmalsten ist diese warme Region über dem atlantischen Oceane: eine bedeutende Breite erlangt sie dagegen über Amerika, Afrika, Süd-Asien und dem indischen Meer. Die Stätten grösster Erwärmung der Erdoberfläche sind in diesem Monat in ziemlich hohe nördliche Breiten hinaufgerückt. Wir finden dieselben in Nord-Afrika, Arabien und dem südlichen Asien sowie in Centralamerika. Im Innern von Afrika und Arabien steigt die Mitteltemperatur bis über 35° . Dies sind somit die wärmsten Erdstriche. In Centralamerika, bei Panama, steigt die Mitteltemperatur gleichfalls bis über 30° , doch ohne dieselbe Höhe wie in Afrika und Arabien zu erreichen. Im Juli biegen die Isothermen der nördlichen Halbkugel sich über den Continenten aufwärts und über den Meeren abwärts, mit anderen Worten: über dem Lande ist die Luft am wärmsten, über dem Meere am kältesten; doch sind die Buchtungen der Isothermen oder, anders ausgedrückt, die Gegensätze der Wärmevertheilung über Land und Meer, nicht so ausgeprägt, wie im Januar. Darum werden auch die Jahresisothermen mehr Aehnlichkeit mit den Winterisothermen, als mit den Sommerisothermen haben. Im Juli liegen ausserdem die Isothermen der nördlichen Halbkugel weiter aus einander, als dies im Januar der Fall ist, d. h. im Juli nimmt die Wärme von der heissen Zone nach dem Pole hin langsamer ab, als im Januar. Die Isotherme für 0° kommt auf unserer Karte gar nicht zum Vorschein. Wenn es nämlich auch auf der nördlichen Halbkugel Orte geben sollte, welche eine so niedrige Julitemperatur hätten, so sind dieselben nur in den Gegenden um den Nordpol zu finden, welche bisher sich unserer Bekanntschaft entzogen. Auf der südlichen Halbkugel, welche im Juli ihren Winter hat, sieht man die Isothermen in diesem Monat über Südamerika, der Westküste von Süd-Afrika und Australien nach Norden sich erheben. Diese Länder sind somit kälter als die sie umgebenden Meere. Uebrigens werden die Isothermen um so flacher, je mehr man sich dem südlichen Eismeere nähert. Die Isotherme für 0° , welche südlich vom Cap Horn vorbeigeht und in ihrer ganzen Länge über dem Meere liegt, folgt sogar, eine kleine Krümmung, westlich vom ebengenannten Vorgebirge, abgerechnet, fast genau dem Parallelkreise dieses Punktes.

In diesen Gegenden ist daher auch die Temperatur rings um die Erde sehr gleichmässig vertheilt. Das Abnehmen der Temperatur nach dem Südpol ist somit im Sommer sowohl, wie im Winter, ein sehr gleichmässiges.

75. Mit Hülfe der Isothermenkarten hat Dove die durchschnittliche Temperatur jedes Breitengrades berechnet, indem er das Mittel aus den Temperaturen jedes 10. Längengrades auf demselben Parallel nahm. Die folgende Tabelle zeigt diese Mitteltemperaturen für eine Anzahl Breitengrade :

Breite	Nördliche Halbkugel.			Südliche Halbkugel.
	Januar	Juli	Jahr	Jahr
90°	— 32°,5	— 0°,7	— 46°,5	
80°	— 29,1	1,1	— 14,0	
70°	— 24,4	7,3	— 8,9	
65°	— 21,1	10,9	— 5,2	
60°	— 15,8	13,5	— 1,0	
50°	— 6,8	17,0	5,4	
40°	4,6	22,4	13,6	12°,5
30°	14,8	25,8	21,0	19,4
20°	21,1	27,6	25,2	23,4
10°	25,1	27,1	26,6	25,5
0°	26,4	25,9	26,5	26,5

Unter niedrigen Breiten ist die Mittelwärme des Jahres auf der nördlichen Halbkugel grösser, als auf der südlichen. Unter höheren Breiten scheint das Entgegengesetzte der Fall zu sein. Die höchste Wärme fällt auf die nördliche Halbkugel, und ungefähr auf den 40. Grad nördlich vom Aequator. Dove hat nachgewiesen, dass die Mitteltemperatur der ganzen Atmosphäre (d. h. das Mittel aus den Monatsmitteln sämmtlicher Orte der Erde) im Juli am grössten ist und in diesem Monat den entsprechenden Werth im Januar um fast $4\frac{1}{2}^{\circ}$ übertrifft. Dies schreibt sich daher, dass die nördliche Halbkugel einen wärmeren Sommer hat, als die südliche, während der Unterschied der Wintertemperaturen auf beiden Halbkugeln bedeutend geringer ist, und hierzu liegt wieder der Grund in dem Umstande, dass die nördliche Halbkugel viel reicher an Land und ärmer an Meer ist, als die südliche. Während daher die Sommer-sonne auf der nördlichen Halbkugel das Festland stark erwärmt, wird auf der südlichen ein grosser Theil ihrer Wärme zur Ver-

dunstung des Meerwassers und zur Schmelzung der Eismassen des Südpolarlandes verwendet, ohne der Lufttemperatur zu Gute zu kommen. Freilich macht die starke Ausstrahlung der Landmassen der nördlichen Halbkugel den Winter auf dieser auch etwas kälter als auf der südlichen Halbkugel, aber dieser Ausfall an Wärme ist bedeutend geringer, als der Ueberschuss des Sommers der nördlichen Halbkugel gegen den der südlichen.

76. Thermische Anomalie. Vergleicht man die, auf die Meeresfläche reducirte Mitteltemperatur eines Ortes mit der für dieselbe Zeit berechneten Mitteltemperatur seines Breitenkreises, so erhält man eine Vorstellung und ein Mass dafür, ob und um wie viel der Ort wärmer oder kälter ist, als dies nach seiner geographischen Breite zu erwarten wäre. Diesen Unterschied zwischen der Mitteltemperatur eines Ortes und der Mitteltemperatur des entsprechenden Breitengrades hat man die *thermische Anomalie* (die Wärmeabweichung) des Ortes genannt. Die Anomalie wird als positiv bezeichnet, wenn die Temperatur des Ortes höher, und als negativ (durch ein vorgesetztes — angedeutet), wenn die Temperatur des Ortes niedriger ist, als die des Breitengrades. Z. B. Stykkisholm auf Island liegt unter dem 65. Breitengrad. Man hat hier folgende Mitteltemperaturen :

	Jahr	Januar	Juli
Stykkisholm	2°,8	— 2°,2	9°,5
65. Breitengrad	— 5,2	— 21,1	10,9
Thermische Anomalie	+ 8,0	+ 18,9	— 1,4

Im Januar hat also die Luft in Stykkisholm eine Mitteltemperatur, die 18°,9 höher ist, als die durchschnittliche des Breitengrades. Im Juli ist dagegen die Lufttemperatur in Stykkisholm um 1°,4 niedriger als die des Breitengrades. Der Sommer ist somit für kalt, der Winter für sehr mild anzusehen. Auch die Jahrestemperatur ist für die hohe Breite ziemlich hoch, da die Wärmeabweichung + 8°,0 beträgt.

77. Legt man auf der Karte Linien durch alle die Orte, welche zu gleicher Zeit die gleiche thermische Anomalie haben, so bekommt man eine Uebersicht über die Vertheilung der Erwärmung und Abkühlung auf der Erde. Diese Linien werden *Isometralen*

genannt. Auf den Karten Fig. 6 und Fig. 8 gehen die gezähnten Linien durch die Orte, deren thermische Anomalie 0 ist, und bezeichnen also die Grenzen zwischen den Theilen der Erde, welche positive, und denen, welche negative Anomalie haben. Die Zähne (Querstriche) zeigen nach den Gebieten der Erwärmung (positive Anomalie) hin. Auf der nördlichen Halbkugel herrscht positive Anomalie oder Wärmeüberschuss dort, wo die Isothermen sich nach Norden ausbiegen, und negative Anomalie oder Wärmeausfall da, wo die Isothermen sich nach Süden hinabsenken. Auf der südlichen Halbkugel ist der Lauf der Null-Isometrale weniger sicher. Hier bezeichnet eine Biegung der Isothermen nach Norden Abkühlung, eine solche nach Süden Erwärmung.

78. Aus Fig. 6 ersieht man, wie im Januar die Gebiete, welche Wärmeüberschuss haben, folgende sind: der nördliche Theil des Atlantischen Oceans, der stille Ocean und das indische Meer, ferner die Westküsten Europa's und Nordamerika's, Südamerika, Südafrika und das ganze australische Festland. Dagegen herrscht Wärmemangel im Innern und an den Ostküsten von Asien und Nordamerika, in Nordafrika, an den Westküsten von Südafrika und Südamerika, im südlichen stillen Ocean und im südlichen Atlantischen Weltmeere.

79. Aus Fig. 8 ersieht man dagegen, wie im Juli das Verhältniss im grossen Ganzen umgekehrt ist. Hier findet man einen Wärmeüberschuss über dem Festlande Asiens und Nordamerika's, über Nordafrika und dem östlichen Theil von Südamerika, sowie über dem indischen und südlichen stillen Ocean; dagegen gebricht es an Wärme über dem ganzen Atlantischen Ocean, dem nördlichen stillen Ocean, dem westlichen Südamerika und Südafrika und Australien.

80. Die Hauptursache für diese wechselnde Vertheilung der Wärme finden wir in der verschiedenartigen Wirkung der Sonne auf Land und Meer. Wenn die nördliche Halbkugel Winter hat, wird ihr Festland stärker abgekühlt, als ihre Meere. Zu gleicher Zeit hat aber die südliche Halbkugel ihren Sommer, und darum ist ihr Festland wärmer, als ihre Meere. Wenn dagegen die nördliche Halbkugel Sommer hat, werden ihre grossen Continente sehr stark

erhitzt, während das Meer in der Temperatur hinter ihnen zurückbleibt. Zu gleicher Zeit ruft aber der Winter auf der südlichen Halbkugel eine Abkühlung ihres Festlandes im Gegensatz zum Meere hervor.

81. Im Januar steigt die thermische Anomalie ausserhalb Lofoten bis auf $+25^{\circ}$. Dies ist der stärkste Wärmeüberschuss, den man auf der Erde findet, denn an der Nordküste Amerika's erreicht die Anomalie unterm 60. Breitengrad nur 12° . Im Innern Sibiriens sinkt dieselbe bei Jakutsk bis auf -23° , im Innern Nordamerika's an der Hudsonsbay aber nur bis -13° .

82. Im Juli erreicht die thermische Anomalie im Innern Asiens und Nordamerika's $+5^{\circ}$. In Lapland, wo die nicht untergehende Sonne ihre Wirkung mit dem Einfluss der Binnenlandlage vereinigt, steigt dieselbe noch 1 bis 2 Grad höher. Die stärkste negative Anomalie findet sich in diesem Monat westlich von der Davisstrasse und beläuft sich auf -12° bis -13° .

83. Ausser der verschiedenen Wirkung der Sonne auf Land und Meer trägt noch eine ganze Reihe anderer Umstände dazu bei, der Lufttemperatur die Vertheilung zu geben, welche uns in den Krümmungen der Isothermen vor Augen tritt. Diese Ursachen können aber erst später besprochen werden.

Die Temperatur des Meeres.

84. Will man die Temperatur des Meeres an seiner Oberfläche beobachten, so muss man das Thermometer so lange im Wasser eingesenkt lassen, bis es den Wärmegrad desselben angenommen hat und die Ablesung ausgeführt ist. Nimmt man das Thermometer aus dem Wasser, um nun erst abzulesen, so erhält man ein fehlerhaftes Resultat. Auf dem Schiffe kann man einen Eimer Wasser von der Oberfläche schöpfen, wenn man nur das Thermometer dann gleich ins Wasser taucht und es abliest, sobald es die Temperatur desselben angenommen hat. Auf einem Dampfschiff muss das Wasser vor der Maschine geschöpft werden. Bei einem Schraubendampfer zeigt das hinter dem Schiffe geschöpfte

Wasser oft eine von der der Meeresoberfläche abweichende Temperatur, da durch die Bewegung der Schraube das Wasser tieferer Schichten, die wärmer oder kälter sind, als die Oberfläche, mit dieser sich mischt.

85. Die Temperatur der Meeresoberfläche hat eine tägliche Periode: am niedrigsten ist sie am Morgen, am höchsten am Nachmittage; doch ist die tägliche Amplitude im Allgemeinen nur klein, viel kleiner, als die der täglichen Periode der Lufttemperatur. Auf dem offenen Meere beträgt dieselbe nur ein paar Zehntel Grad. An den Küsten ist sie nicht selten grösser und kann, zumal an seichten Stellen, ziemlich bedeutend werden und im Sommer sogar bis auf mehrere Grade steigen. Die zweckmässigsten Zeiten zur Beobachtung der Temperatur der Meeresoberfläche werden demnach die Vormittags- und Abendstunden abgeben, besonders, wenn diese Messungen zur Berechnung der täglichen und monatlichen Mitteltemperatur benutzt werden sollen.

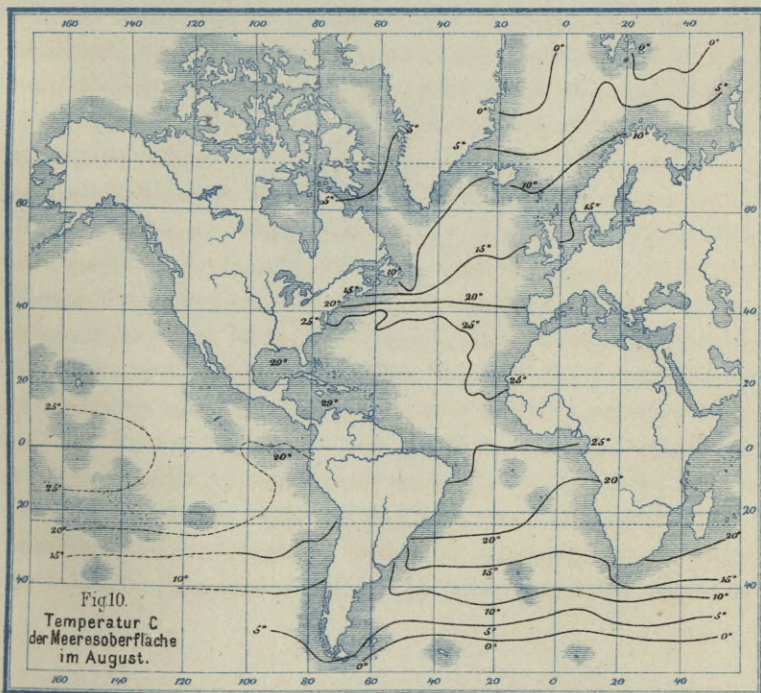
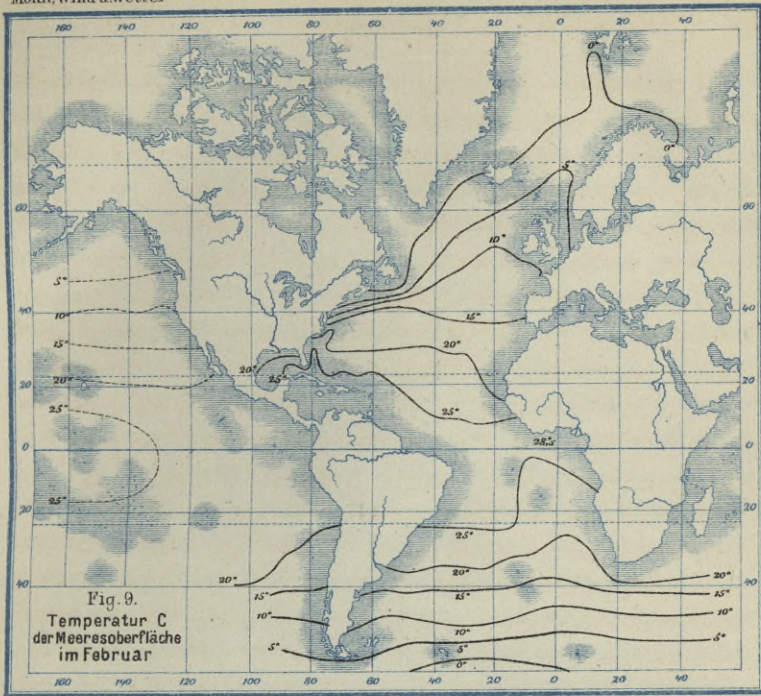
86. Die Temperatur der Meeresoberfläche hat ferner auch eine jährliche Periode. Auf der nördlichen Halbkugel ist die Meeresoberfläche im August am wärmsten und im Februar am kältesten; das Umgekehrte findet auf der südlichen Halbkugel statt. Der höchste und niedrigste Wärmegrad tritt also bei der Meeresoberfläche etwas später ein, als bei der Luft. Die jährliche Amplitude ist auf dem offenen Meere am kleinsten und vergrössert sich nach den Küsten hin. In seichten Gewässern, ohne Strömung, kann dieselbe verhältnissmässig bedeutend ausfallen, doch erreicht sie nie die Höhe des entsprechenden Werthes für die Lufttemperatur. In den Aequatorialgegenden ist sie sehr gering, wird aber unter höheren Breiten grösser und erreicht hier im Atlantischen Meere die Höhe von 5° oder etwas darüber. In eingeschlossenen Meerestheilen ist sie beträchtlich grösser und steigt z. B. im Skagerrak bis über 45° .

87. Die tägliche und jährliche Periode der Temperatur der Meeresoberfläche unterscheidet sich also von den entsprechenden Perioden der Lufttemperatur vornehmlich dadurch, dass die Wärmeveränderungen im Meere langsamer vor sich gehen und somit die höchsten und niedrigsten Temperaturen später eintreten, und dabei eine geringere Amplitude haben. Dies ist aber die unmittelbare

Folge der verschiedenen Art, in welcher Luft und Meer sich erwärmen. Das Meer erwärmt sich nämlich langsam. Hat nun die Sonne (am Tag oder im Sommer) ihren höchsten Stand erreicht, so ist die Erwärmung des Meeres nicht so weit fortgeschritten, als die der Luft. Dagegen hält nun aber auch das Meer, wenn die Sonne wieder sinkt, seine Wärme fester, als die Luft, und beginnt also auch erst später zu erkalten. Die höchste Temperatur tritt somit im Meere immer später ein und fällt geringer aus. In der Nacht und im Winter kühlt sich wiederum das Meer langsamer ab, als die Luft und das Land. In Folge davon sinkt denn auch die Temperatur des Meeres nicht so tief, als die der Luft, dagegen beginnt seine Erwärmung auch später, und damit verzögert sich auch der Zeitpunkt seiner niedrigsten Temperatur. Bei Untiefen wirkt der Meeresboden in ähnlicher Weise auf das Wasser über ihm ein, wie die Erdoberfläche auf die Luft. An den Küsten übt die grössere Wärme des Landes im Sommer, und die grössere Kälte desselben im Winter einen entsprechenden Einfluss auf das benachbarte Meer. In letztgenannten Fällen wird somit der Umfang der Veränderung in der Meerestemperatur grösser, als in offener See.

88. Die Vertheilung der Temperatur über die Meeresoberfläche. Wie die Luft, ist auch die Oberfläche des Meeres in den tropischen Gegenden am wärmsten, und wird kälter, je mehr man sich den Polen nähert. Die Temperatur der Meeresoberfläche ist ferner eben so unregelmässig vertheilt, wie dies in der über ihr liegenden Atmosphäre der Fall ist. In Folge davon zeigen die Isothermen der Meere ähnliche Biegungen, wie die Isothermen der Luft. Doch ist unsere Kenntniss von der Wärmevertheilung an der Oberfläche des Meeres bei weitem nicht so vollständig, wie unsere Kenntniss der Lufttemperatur und ihrer Vertheilung über dem Lande. Bis jetzt besitzt man noch keine Karten, welche den Lauf der Isothermen der Meeresoberfläche in sämmtlichen grossen Meeren darstellen; nur allein für den Atlantischen Ocean sind diese Verhältnisse etwas genauer erforscht. In Fig. 9 und 10 sind die Isothermen für jeden 5. Grad eingezeichnet. Diese Karten geben also eine Uebersicht von der Vertheilung der Wärme über die Oberfläche des letztgenannten Weltmeeres im Februar und im August, als dem

kältesten und wärmsten Monat. Aus Fig. 9 ersieht man, wie die Region höchster Meerestemperatur im Atlantischen Ocean im Februar zwischen Südamerika und dem äquatorialen Afrika gelegen ist. Die grösste Meereswärme findet man beim Cap St. Roque, dem östlichsten Punkte Südamerika's, wo dieselbe $27^{\circ},5$ erreicht, und im Busen von Guinea, wo sie $28^{\circ},5$ beträgt. Das von den beiden Isothermen für 25° umschlossene Gebiet ist in der Nähe von Afrika ziemlich schmal, erweitert sich aber bedeutend, je mehr man sich Südamerika nähert, und erstreckt sich an der Küste dieses Welttheiles von den Gestaden im Süden von Rio Janeiro bis zu den Gewässern im Osten von Florida und im Norden der Bahama-Inseln, und sendet von hier aus noch einen abgezweigten Theil, in Gestalt eines Keiles, längs der amerikanischen Küste nach Norden aus. Die Temperatur des mexikanischen Golfes beträgt dagegen nur 24° . Diese Keil- oder Zungenform finden wir auf der nördlichen Halbkugel an der Isotherme für 20° wieder. — Die Isothermen für alle Grade zwischen 20° und 0° liegen ferner an der amerikanischen Küste sehr dicht nebeneinander. Hier nimmt also die Temperatur nach Norden hin und nach der Küste zu sehr rasch ab. Dagegen heben sich die Isothermen für 15 und 10, und noch mehr die für 5 und 0 Grad sehr hoch nach Norden empor und dringen bis in die Region hinein, wo das nordatlantische Meer zwischen Norwegen und Island in das europäische Eismeer übergeht. Zieht man eine Linie durch alle diese Scheitel, in welchen die Isothermen ihren nördlichsten Punkt erreichen, so wird diese im Allgemeinen von Südwest nach Nordost streichen, doch nicht ohne einige kleine Abweichungen, indem sie zuerst zwischen Florida und Irland die Richtung gegen ONO gen NO innehält, von da aus im Westen der britischen Inseln zwischen den Faröern und Shetland gegen NNO sich wendet und endlich mit noch mehr nördlicher Richtung bis zur Westküste Spitzbergens hinauf sich fortsetzt. Die Isotherme für 0° zeigt ausserdem noch einen Wendepunkt im Osten des Varangerfjords, der aber auch noch wenigstens auf einem Zweig der obenerwähnten, durch die Isothermenscheitel gezogenen Linie liegt, wie man dies finden wird, wenn man dieselbe um die Nordküste Finmarkens herum verfolgt. Diese Linie, welche man in dieser Weise quer über das





Atlantische Meer bis weit ins Eismeer hinein verfolgen kann, besitzt also die Eigenschaft immer eine höhere Temperatur zu zeigen, als die benachbarten Meerestheile. Je weiter man sich nach beiden Seiten und namentlich nach Nordwesten und Südosten hin, von ihr entfernt, um so kälter wird man die Meeresoberfläche finden. Sie bildet also eine Art von Wärmeaxe im Meere und bezeichnet auf der einen Seite ausserhalb der Ostküste Amerika's den Weg, auf welchem die unter dem Namen des Golfstromes bekannte grosse Meeresströmung ihre dem mexikanischen Busen entstammenden warmen Gewässer bis ins nördliche Atlantische Meer hineinwälzt, und auf der anderen Seite den Weg, auf welchem das warme Wasser des nordatlantischen Oceans sich längs der Westküste Nordeuropa's in das Eismeer ergiesst. Nach Nordwesten zu strebt die Kälte des nordamerikanischen Continents und der Polarländer, im Osten die winterliche Temperatur des europäischen Festlandes darauf hin, den Wärmegrad des Meeres herabzudrücken, wie man dies deutlich an dem Theil der Isotherme für 5° sieht, welcher ausserhalb der Westküste Norwegens von Norden nach Süden über der Nordsee herabläuft und dieses Meer in eine wärmere westliche und eine kältere östliche Hälfte theilt. Diese eigenthümlichen Verhältnisse sind es nun aber auch, welche der norwegischen Westküste ihren milden Winter verleihen und die thermische Anomalie ausserhalb derselben auf dem 70. Grad der Breite, und zwar in der Axe des warmen Stromes, bis auf die Höhe von $+25^{\circ}$ über der Mitteltemperatur des Breitengrades emportreiben. — Auf der südlichen Halbkugel sieht man wie die amerikanische Ostküste ein merkbar wärmeres Meer berührt, als die afrikanische Westküste. Ebenso ist der stille Ocean an der Westküste Südamerika's kälter, als das Atlantische Meer, wogegen der indische Ocean an der Ostküste Afrika's eine sehr hohe Temperatur zeigt, wie sie an der Westküste desselben Erdtheiles erst, um viele Grade nördlicher, in der Nähe des Aequators gefunden wird.

89. Im August (Fig. 40) liegt das wärmste Gebiet des Atlantischen Meeres nördlich vom Aequator. Die Temperatur steigt hier im Guineabusen auf 27° , im mexikanischen Golf, in dem caraibischen Meere und östlich von Florida im Norden der Antillen sogar bis auf 29° . Das von den Isothermen für 25° begrenzte Gebiet liegt nun

fast ausschliesslich im Norden des Aequators und erstreckt sich an seiner amerikanischen Seite ungefähr von der Linie bis zum 40. Breitengrad.

Längs der Ostküste der Vereinigten Staaten nimmt die Temperatur nach Norden zu rasch ab. Ueber der New Foundland's-Bank beugen sich die Isothermen stark nach Süden herab: eine Wirkung der hier von Norden herabkommenden Eisberge, deren Schmelzung die Temperatur herabdrückt. Im östlichen Theil des nordatlantischen Meeres heben die Isothermen sich wieder. Man bemerkt z. B. einen Scheitel westlich von Irland auf der Isotherme des 45., und ebenfalls einen solchen auf der Isotherme des 40. Grades an der Westküste Islands, wo also verhältnissmässig warme Gewässer sich finden. Auf der Strecke von Jan Mayen an der isländischen Ostküste vorbei und bis an die West- und Ostküste Schottlands wenden sich die Isothermen wieder nach Süden und deuten damit auf die niedrigere Temperatur dieses Meerestheiles. Die östliche Hälfte der Nordsee ist stets wärmer, als die westliche, und an der norwegischen Westküste steigen die Isothermen steil gegen Norden empor: beides die Wirkung der Sommerwärme des Landes. Im Norden der Karte sehen wir endlich, wie ein Zweig wärmeren Wassers sich gegen Spitzbergen hinauf und an der Westseite dieses Landes vorbei schiebt und ein anderer sich in den östlichen Theil des Eismeeres in der Richtung von Novaja-Semlja vordrängt, während ein Arm kalten Wassers sich im Osten von Spitzbergen bis nach der Bäreninsel hin erstreckt. — Im südlichen atlantischen Ocean ist die Form der Isothermen im Wesentlichen dieselbe wie im Februar, nur dass die Temperatur überall um ungefähr 5° niedriger ist. Dasselbe ist der Fall im stillen Ocean, im Westen von Südamerika. Die Temperatur ist hier, ausserhalb der Küste von Peru, im August nicht höher als 47°,5. Oestlich von Südafrika hat das indische Meer im August eine merklich niedrigere Temperatur, als im Februar.

90. In den anderen grossen Meeren der Erde, im stillen und im indischen Ocean, herrschen im Wesentlichen ähnliche Verhältnisse, wie im Atlantischen Meere. Der stille Ocean ist durchschnittlich am Aequator am wärmsten. Nach Norden hinauf, gegen die

Behringsstrasse hin, nimmt seine Temperatur ziemlich regelmässig ab. Jedenfalls ist hier nicht die Rede von so grossartigen Ausbuchtungen der Isothermen, wie wir sie im nordatlantischen Ocean vorfinden, mag auch die Oberfläche dieses Meeres ausserhalb der asiatischen Ostküste bedeutend wärmer sich zeigen, als in den Binnenmeeren und dicht unter der Küste. Im südlichen Theile des grossen Oceans ist die Wärmevertheilung ebenfalls ziemlich gleichmässig mit Ausnahme des kälteren Striches, welchen unsere Karten im Westen von Südamerika nachweisen. Von den Wärmeverhältnissen des indischen Meeres kann man sich nach den Karten Fig. 9 und 10 annähernd eine Vorstellung machen. Die Isothermen folgen von der Ostküste Afrika's bis zur Westküste Australiens ungefähr dem Laufe der Parallelkreise, und behaupten auch von der Ostküste dieses Kontinents bei ihrem Weg über den südlichen stillen Ocean immer noch dieselbe Richtung, bis sie das kalte Gebiet an der Westküste Amerika's erreichen. Während der nördliche Theil des Atlantischen Oceans um 2 bis 3 Grade wärmer ist, als seine Südhälfte, beträgt der Temperaturunterschied zwischen dem nördlichen und südlichen stillen Ocean nur 4° . Beide letztgenannte Meerestheile sind kälter als das nordatlantische, wärmer als das südatlantische Weltmeer. Unter den Meeren im Süden des Aequators ist der indische Ocean das wärmste. Seine Temperatur übertrifft die des südatlantischen Oceans um $4\frac{1}{2}^{\circ}$, die des südlichen stillen Weltmeeres um 4° .

Die jährliche Mitteltemperatur der westlichen Hälfte des Mittelmeeres beträgt ungefähr 18° bis 19° , während der östliche Theil dieses Binnenmeeres 2 bis 3 Grade wärmer ist. Das schwarze Meer dagegen zeigt nur 14° . Das rothe Meer besitzt im Norden des 20. Breitengrades eine Temperatur von 25° ; im Süden dieses Parallels aber erhebt sich die Wärme seiner Oberfläche bis auf $27^{\circ},5$. Die höchste in der Meeresoberfläche beobachtete Temperatur betrug $34^{\circ},5$ und wurde im rothen Meere, in der Nähe von Aden gefunden. Im indischen Meere, in der Nähe von Siam beobachtete man $32^{\circ},8$ und in anderen Stellen desselben Meeres 31° bis 32° .

91. Süsswasser gefriert bei 0° , während es seine grösste Dichtigkeit schon bei $+4^{\circ}$ erreicht. Wasser von 0° ist somit leichter,

als Wasser von 4° . Eis ist unter allen Umständen leichter, als Wasser. In tiefen Süßwasserseen wird man deshalb am Grunde immer eine Schicht finden, deren Temperatur 4° beträgt. Sobald nämlich die Temperatur der Luft unter die der Wasseroberfläche sinkt, und die Ausstrahlung der letzteren ihren Wärmegrad noch tiefer herabdrückt, tritt sofort eine Wanderung der Wärme von den unteren warmen nach den oberen kalten Schichten ein, bis die ganze Wassermasse sich auf 4° abgekühlt hat; denn jedes Wassertheilchen, welches über 4° warm ist, wird das Bestreben zeigen, sich über die 4 Grad-Schicht zu lagern, und diese gegen weiteren Wärmeverlust von oben her zu schützen. Erst bei weiter fortgesetzter Abkühlung kann die Temperatur der Oberfläche unter 4° herabsinken. Nun bleiben aber die kalten Schichten auf der Oberfläche liegen, da dieselben leichter sind, als die übrige Wassermasse mit ihrer Temperatur von 4° . Sobald die Abkühlung der Oberfläche bis auf 0° fortgeschritten, beginnt natürlich das Wasser zu gefrieren. Das entstandene Eis bleibt aber, weil es, wie oben gesagt, leichter ist, als das Wasser, auf der Oberfläche schwimmen. Bei fortdauernder Abkühlung wächst die Dicke des Eises. Unter dem Eise aber nimmt die Temperatur des Wassers mit der Tiefe zu bis sie, wenn anders der See tief genug ist, auf 4° stehen bleibt. Im letzteren Falle wird das Gewässer nicht »ausfrieren«, sondern immer in der Tiefe eine Schicht von 4° Wärme enthalten.

92. Je salziger das Meerwasser ist, desto niedriger ist auch die Temperatur, bei welcher es gefriert. Gewöhnliches Meerwasser gefriert bei einer Temperatur von -2° . Die Dichtigkeit des Meerwassers wächst regelmässig mit dem Abnehmen seiner Temperatur: je kälter es wird, desto schwerer wird es. Meerwasser von -2° ist darum schwerer, als Meerwasser vom selben Salzgehalt bei jeder höheren Temperatur. Bei der Eisbildung im Meerwasser scheidet letzteres seinen Salzgehalt aus, so dass das Eis beim Aufthauen reines oder süßes Wasser ergiebt. Das Salz bleibt somit im noch ungefrorenen Wasser zurück. In der kalten Zeit des Jahres, wo die Temperatur der Luft unter den Gefrierpunkt des Meerwassers herabfällt, tritt in den Gegenden, welche die Pole der Erde umlagern, eine bedeutende Eisbildung auf dem Meere ein. Nur ein Theil

dieses Polareises schmilzt im Sommer an Ort und Stelle, so dass grosse Strecken der Polarmeere beständig mit Eis bedeckt sind, z. B. der westliche Theil des Meeres zwischen Grönland und Spitzbergen.

An der ausgestreckten Grenze des festen Eises und des offenen Meeres wirkt nun aber der Wellenschlag des Meeres ununterbrochen darauf hin, die Eiskante zu zertrümmern, und das losgebrochene Eis wird dann durch Stürme und Strömungen oft weit von seinem Entstehungsorte fortgeführt und erfüllt die Oberfläche des Meeres als Treibeis, welches theils in Schollen auf dem Wasser schwimmt, theils durch Wellen und Sturm so zusammengestaut wird, dass die einzelnen Eisflarden, welche ein grösseres Eisfeld bilden, gradezu aufrecht zu stehen kommen. Das Polareis bildet somit keineswegs eine ebene Eisfläche. Die Grenze des festen, unzerbrochenen Eises und des von ihm losgerissenen Treibeises liegt im Winter und Frühling dem Aequator näher, als im Sommer und Herbst. Zwischen dem Treibeise ist die Temperatur der Wasseroberfläche zwischen 0° und -2° , und die Isotherme dieser Grade bezeichnet daher auch die Grenze des Eises in den verschiedenen Jahreszeiten und die Verschiebung derselben im Laufe des Jahres. Auf den Karten Fig. 9 und 40 findet man in dieser Weise die Grenzen des Eises im nördlichen Eismeere, indem man die Isotherme für 0° verfolgt, die in der That ziemlich genau die äusserste Grenze des Treibeises bezeichnet. Wie man bemerkt, zieht dieselbe im Sommer sich nach Norden zurück. Auf der südlichen Halbkugel liegt die Grenze des Treibeises zwischen dem 70. und 60. Breitengrad und geht unter Umständen auch wohl über letzteren hinauf. Später werden wir auch noch die eigentlichen Eisberge zu besprechen haben, deren Ursprung aber ein anderer ist und die, wenigstens zum Theil, auch grössere Wanderungen als das Treibeis ausführen.

93. Die Temperatur des Meeres in der Tiefe. Um die Temperatur des Meerwassers in der Tiefe zu finden, kann man einen Apparat benutzen, der aus einem Cylinder besteht, in dessen oberem und unterem Boden Klappen oder Ventile angebracht sind, welche sich nach oben hin öffnen. Senkt man diesen Apparat rasch ins Wasser hinab, so öffnen sich beide Ventile und das Wasser

strömt durch den Cylinder. Sobald man dagegen den Apparat anhält, schliessen sich die Ventile und bleiben geschlossen, so lange das Aufziehen währt. In dieser Weise erhält man eine Portion Wasser aus der Tiefe, dessen Temperatur man dann mit einem gewöhnlichen Thermometer bestimmt. Bei grösseren Tiefen und da, wo grosse Temperaturunterschiede zwischen der Tiefe und der Oberfläche statthaben, ist aber dieser Apparat minder zweckmässig, da das im Cylinder eingeschlossene Wasser leicht während des Aufziehens, beim Durchgang durch wärmere oder kältere Meeresschichten, seinen Wärmegrad ändert. Ein vollkommeneres Instrument besteht aus einem Maximum- und Minimumthermometer, welches mittelst zweier Schwimmer die höchste und die niedrigste Temperatur, welcher der Apparat ausgesetzt war, nachweist. Die Kugel dieses Instrumentes wird von einer zweiten Glaskapsel umschlossen, die mit Weingeist fast gefüllt ist, und dazu dient, den starken Druck des Wassers in der Tiefe aufzunehmen. Dieser würde nämlich ohne diese Vorkehrung die Kugel des Thermometers zusammendrücken, und also ein Steigen desselben verursachen, dem keine Temperaturerhöhung zu entsprechen brauchte. Bei dem in obiger Weise geschützten Instrumente kann solch ein Irrthum nicht stattfinden, wie gross auch die Tiefe sein mag, in welcher man es benutzt. Es ist daher überall anwendbar, wo die Temperatur mit der Tiefe stetig zunimmt oder stetig abnimmt, ein Verhältniss, das auf offenem Meere so gut wie immer stattfindet.

94. Im offenen Meere wird die Temperatur im Allgemeinen um so niedriger werden, je weiter man in die Tiefen hinabsteigt. Am schnellsten sinkt dieselbe in der warmen Jahreszeit, wo die oberen Wasserschichten stark erwärmt sind, und zwar wird sich die Veränderung am auffallendsten in den allerobersten Schichten bemerkbar machen, während sie in weiterem Abstände von der Oberfläche geringer wird und in grossen Tiefen nur sehr langsam fortschreitet. In den gemässigten Zonen zeigt sich während des Winters auch in diesen obersten Schichten nur eine geringe Abnahme der Temperatur nach der Tiefe hin. In der Nähe der Küsten erstreckt sich die Wirkung der Winterkälte des Landes auch auf die Oberfläche des benachbarten Meeres und macht die obersten

Schichten kälter, als die tieferen, so dass die Temperatur hier, wenigstens bis zu einer bestimmten Tiefe, mit der Entfernung von der Oberfläche wächst. In diesem Falle werden aber die oberen kälteren Schichten, als die schwereren, herabzusinken, und die tieferen und leichteren aufzusteigen suchen. Der dadurch veranlasste Wärmeaustausch hat dann aber auch zur Folge, dass dies Zunehmen der Temperatur mit der Tiefe im Winter bei weitem nicht so rasch vor sich geht, wie das entsprechende Abnehmen derselben im Sommer, wo das warme Wasser an der Oberfläche liegt, und kein Bestreben zum Herabsinken hat.

95. Die Temperatur, welche man in den grossen Tiefen der Weltmeere gefunden hat, ist niedrig. In den grössten Tiefen des Atlantischen und des indischen Oceans ist die Temperatur nur wenig über Null Grad. Ausserhalb des britischen Kanales fand man 900 Faden tief 4° , 1400 Faden tief 3° , und am Grunde, in einer Tiefe von 2435 Faden $2^{\circ},5$. Zwischen Grönland und Island ist das Meer über 1500 Faden tief. Zwischen Island und den Faröern beträgt die Meerestiefe nur 200 bis 300 Faden und dabei besitzt das Wasser am Grunde eine Temperatur von ungefähr 8 Grad. In der Rinne zwischen den Faröern und Shetland, welche über 600 Faden tief eingeschnitten ist, trifft man schon bei 300 Faden auf eiskaltes Wasser (von 0°) und die untere Hälfte der Rinne ist mit Wasser gefüllt, dessen Temperatur unter 0° liegt. Oestlich und nördlich von Island und rings um die Insel Jan Mayen liegt das Wasser von 0° nur 200 Faden tief. Im Meer zwischen Grönland und Spitzbergen, dessen Boden sich bis auf 2650 Faden senkt, zeigte das Wasser am Grunde ebenfalls eine Temperatur von weniger als 0° . Im westlichen Theile dieses Meeres findet sich von der Oberfläche bis zum Grunde eiskaltes Wasser. Im östlichen Theile des Eismeres zwischen Spitzbergen, Norwegen und Novaja-Semlja liegt auf dem Grunde eine Schicht eiskalten Wassers, die um so mächtiger wird, je weiter man nach Osten fortschreitet. Die norwegische Küste fällt unter dem Meeresspiegel nicht steil ab, sondern hat eine zusammenhängende Bank vor sich liegen, durch welche ein einigermaßen gleichmässiger Uebergang von der Küste zu den Abgründen des Eismeres nach Westen und nach Norden hin vermittelt wird.

Ueber den Bänken, welche die britischen Inseln umgeben, die Nordsee ausfüllen und längs der norwegischen Küste sich hinziehen, liegt ein Meer, dessen Temperatur am Grunde überall, selbst an den Küsten Finmarkens, höher als 0° ist. Die norwegischen Fjorden, sowie die Rinne, welche von der Westküste aus Kap Lindesnäs bis ins Skagerrak hinein umzieht, sind grösstentheils sehr tief. Die Skagerrak-Rinne misst 200 — 400 Faden, der Hardanger-Fjord 355 Faden, der Sognefjord 700 Faden, der Thronhjemsfjord 200 — 300 Faden. In diesen Gewässern findet man zwischen 400 Faden und dem Boden eine Temperatur von 5 bis 6° . Im Altenfjord (70° N. B.) ist die Temperatur in der Tiefe von 150 bis 200 Faden $+3^{\circ}$.

96. Die Ursache für dieses Vorkommen von kalten Schichten in den tiefen Gründen der Weltmeere ist wahrscheinlich in den Strömungen zu finden, durch welche das Wasser der eisigen Polar-meere im Süden und Norden der Erdkugel dorthin geführt wird. Wo die Gestaltung des Meerbodens das Eindringen des kalten Wassers aufhält, findet man in der That wärmeres Wasser. So sind z. B. die Küsten und Fjorde Norwegens durch die ihnen vorgelagerten Bänke gegen das Eindringen der kalten Wasser des Eismeeeres geschützt und ganz von den warmen Gewässern des nordatlantischen Meeres umspült und erfüllt. In ähnlicher Weise besitzt das Mittelmeer in einer Tiefe von 400 bis 1500 Faden eine gleichförmige constante Temperatur von $12^{\circ},8$, während das atlantische Meer ausserhalb Gibraltar in derselben Tiefe von 1500 Faden nur 3° zeigt. Zwischen beiden liegt aber die verhältnissmässig seichte Meerenge (200 Faden).

97. Die regelmässige jährliche Aenderung der Temperatur nimmt schnell an Grösse ab, je tiefer man kommt, besonders im offenen Meere. Die Wärmeänderungen der Tiefe rühren hauptsächlich von Strömungen her.

Die Temperatur der Erde.

98. Um die Temperatur des Erdbodens in verschiedenen Tiefen zu messen, braucht man Thermometer, die so in die Erde versenkt werden, dass ihre Enden mit den daran angebrachten Scalen über den Boden hervorragten.

99. In den Ländern, in welchen die Regenmenge ziemlich gleichmässig über das ganze Jahr vertheilt, und die Erde nur für eine kurze Zeit mit Schnee bedeckt ist, ist die Mitteltemperatur des Erdbodens fast ganz dieselbe wie die der Luft; in den Ländern dagegen, welche eine trockene und eine nasse Jahreszeit besitzen, oder in welchen der Schnee einen grossen Theil des Jahres hindurch liegen bleibt, kann die jährliche Mitteltemperatur des Bodens ein wenig höher oder niedriger sein, als die der Luft. Der Schnee hindert nämlich, als schlechter Wärmeleiter, die Wärme des Bodens daran, bis zu den durch die Ausstrahlung erkalteten Luftschichten emporzudringen. In Russland, ungefähr 25 Meilen im Süden von Archangel, beträgt die Mitteltemperatur der Luft 0° , die des Bodens aber 5° . In Semipalatinsk im südwestlichen Sibirien ist die Mitteltemperatur der Luft 5° , die des Erdbodens 10° .

100. Je tiefer man in die Erde eindringt, desto geringer werden die Veränderungen der Temperatur. Die tägliche Periode hört in einer Tiefe von 4 Meter auf. Die jährliche Periode ist (bis zu einer gewissen Tiefe) um so grösser, je grösser die entsprechende Veränderung der Lufttemperatur ausfällt. In den Aequatorgegenden ist der Temperaturunterschied der Jahreszeiten schon in einer Tiefe von 0,5 Meter nicht mehr bemerkbar. In Brüssel zeigt die Jahresperiode in einer Tiefe von 0,2 Meter eine Amplitude von 13° , bei 4 Meter $10^{\circ},6$, bei 4 Metern $4^{\circ},5$ und bei 8 Metern nur 4° . In Schottland ist in einer Tiefe von über 13 Metern keine Bewegung des Thermometers mehr zu beobachten. Da die Sonnenwärme von der Oberfläche aus nur langsam nach der Tiefe vordringt, verspäten sich natürlich die Zeitpunkte des Maximums und Minimums. In einer Tiefe von 8 Metern tritt z. B. die höchste Temperatur zwischen November und Januar, die niedrigste im Juni und Juli ein. Ausser der Tiefe unter der Oberfläche, trägt auch die Natur des Bodens

oder der Gesteinsart, je nachdem dieselben die Wärme besser oder schlechter leiten, mit dazu bei, den Eintritt der höchsten und niedrigsten Temperatur zu beschleunigen oder zu verzögern.

101. Im Keller des pariser Observatoriums, 27,6 Meter unter dem Boden steht ein Thermometer, welches schon seit vielen Jahren das ganze Jahr hindurch unveränderlich eine Temperatur von $11^{\circ},82$ zeigt. Je tiefer man in das Innere der Erde eindringt, um so höher steigt die Temperatur, wie dies schon die unmittelbare Wahrnehmung und noch sicherer genaue Messung in tiefen Bergwerken zur Genüge beweisen. Die Temperaturzunahme beträgt in dem Theil der Erdrinde, welcher unserer Untersuchung zugänglich ist, 1° für je 30 Meter. Ueber die Wärmeverhältnisse des Erdinnern wissen wir nichts Gewisses.

102. In den Ländern, in welchen die jährliche Mitteltemperatur der Luft unter 0° herabsinkt, ist die Erde in bestimmter Tiefe das ganze Jahr hindurch gefroren. Solche Gegenden findet man im nördlichsten Nordamerika und Sibirien. Bei starker Sommerwärme kann das Eis der obersten Erdschichten schmelzen und die Oberfläche zum Ackerbau brauchbar sein. Diese beständige Eisschicht kann tief in die Erde eindringen. In Jakutsk, im östlichen Sibirien, dessen jährliche Mitteltemperatur $-9^{\circ},7$ beträgt, grub man, in der Hoffnung, Wasser zu erreichen, einen Brunnen, fand aber in der Tiefe von 16 Meter noch eine Temperatur von $-7^{\circ},5$. Die Arbeit wurde später im wissenschaftlichen Interesse bis zu einer Tiefe von 116,5 Meter fortgesetzt, wo man noch $-0^{\circ},6$ fand. Die Eisschicht war also in dieser Tiefe, wo man die Arbeit aufgab, noch nicht durchbrochen und dürfte, nach angestellten Berechnungen, sich noch um mehrere hundert Fuss tiefer hinab erstrecken.

Zweites Capitel.

Die Wasserdämpfe in der Luft.

103. Die Atmosphäre enthält überall und zu allen Zeiten eine Beimischung von Wasser in dampfförmigem Zustand. Da diese Wasserdämpfe durchsichtig und farblos sind, sind sie, ebenso wie die Luft selbst, dem Auge unsichtbar. Nur sobald sie aus der Dampfform in den flüssigen oder festen Zustand übergehen, werden sie sichtbar und liefern als Regen, Nebel, Schnee, Graupel oder Hagel das, was man in der Meteorologie den Niederschlag nennt. In ihrer unsichtbaren Gestalt spielen die Wasserdämpfe eine Hauptrolle bei den Bewegungen der Atmosphäre. Wir werden dieselben in diesem Capitel bloss in dieser Gestalt betrachten. In einem späteren Capitel werden wir das Verhalten des Wasserdampfes, wenn er als Niederschlag auftritt, näher beleuchten.

104. Das Wasser kann auf zwei verschiedenen Wegen aus dem tropfbarflüssigen in den dampfförmigen Zustand übergeführt werden: durch Sieden und durch Verdunstung. Wenn das Wasser siedet, z. B. in einem Gefässe, unter dessen Boden Feuer brennt, so geht die Entwicklung der Dämpfe am Boden, oder im Inneren der Flüssigkeit vor sich, und der erzeugte Dampf steigt, da er viel leichter ist als das Wasser, in Blasen durch dieses hindurch an die Oberfläche empor. Die Temperatur, bei welcher das Wasser kocht, hängt von dem Drucke ab, der auf demselben ruht. Bei gewöhnlichem Luftdruck, der einer Barometerhöhe von 760 Millimetern entspricht, siedet reines Wasser bei 100° C. Je grösser der Druck wird, welcher auf dem Wasser lastet, desto höher liegt der Siede-

punkt. So siedet Wasser in einem Dampfkessel, in welchem es einem Drucke ausgesetzt ist, der grade das Doppelte des gewöhnlichen Luftdruckes beträgt, erst bei einer Temperatur von 121° . Entfernt man einen Theil des Luftdruckes, indem man z. B. Wasser unter die Glocke einer Luftpumpe bringt, so kocht das Wasser bei niederen Temperaturen. Beim halben Luftdruck oder einer Barometerhöhe von 380 Millimetern kocht es bei 82° , und bei einem Barometerstand von $4,6^{\text{mm}}$ sogar bei 0° . — Ausserdem geht aber auch, so oft das Wasser der Luft eine freie Oberfläche darbietet, fast ausnahmslos ein Theil des Wassers an der Oberfläche, ohne spürbare Bewegung in dieser, in Dampfform über. Dies ist die Verdunstung des Wassers. Diese Ueberführung von tropfbarem Wasser in Dampf oder Dunst findet bei jeder Temperatur statt. Auch sogar das Eis giebt, in Folge der Verdunstung, Wasserdämpfe an seiner Oberfläche ab.

104. So oft Wasser in Dampf verwandelt wird, mag dies nun durch Kochen oder durch Verdunstung geschehen, wird zur Ausführung dieser Arbeit immer eine bestimmte Wärmemenge in Anspruch genommen, welcher nur die eine Aufgabe zufällt, das Wasser im dampfförmigen Zustande zu erhalten, ohne weiter zu seiner Erwärmung beizutragen, und welche somit auch nicht in dem Wärme-grad des Dampfes, welchen man am Thermometer abliest, zur Erscheinung kommt. Diese Wärme nennt man die gebundene oder latente Wärme des Dampfes, oder auch die Verdampfungswärme. Unter einer Wärmeeinheit versteht man nun die Wärmemenge, welche erfordert wird, um die Gewichtseinheit (1 Kilogramm) reinen Wassers von 0° bis 1° C zu erwärmen. Wenn aber Wasser bei 0° verdunstet oder in Dampf übergeht, werden 607 solche Wärmeeinheiten erfordert, um ein Kilogramm Wasser in ein Kilogramm Dampf von 0° zu verwandeln. Bei 0° ist die latente Wärme also 607 Wärmeeinheiten. Bei 100° beträgt dieselbe 537 Wärmeeinheiten. Die latente Wärme nimmt also mit der Verdampfungstemperatur ab. Die Kraft, welche das Wasser aus dem flüssigen in den dampfförmigen Zustand überführt, ist aber keine andere, als die Wärme.

106. In einen Raum von bestimmter Grösse kann man jede

beliebige Menge atmosphärischer Luft einführen. Je mehr Luft man in denselben hineinpresst, desto dichter wird die in ihm enthaltene Luft und desto grösser der Druck, welchen dieselbe auf die sie umschliessenden Wände ausübt, aber eine weitere Veränderung der Eigenschaften der Luft findet nicht statt. Anders verhält es sich nun aber mit den Wasserdämpfen. Ein bestimmter Raum kann bei einer bestimmten Temperatur nicht mehr als eine bestimmte Menge Wasserdampf aufnehmen. Der Druck, welchen die Wasserdämpfe in diesem Fall nach allen Seiten hin ausüben, ist der grösste Druck, den sie überhaupt bei der stattfindenden Temperatur entwickeln können. Steigt die Temperatur, so wächst freilich auch der Druck des Dampfes, dann wird aber auch der Raum wieder im Stande sein, eine neue Quantität Wasserdämpfe aufzunehmen. Sinkt dagegen die Temperatur, so vermag der Raum nicht mehr so viel Wasserdampf zu fassen, wie vorhin, sondern ein Theil der Dämpfe verdichtet sich zu Wasser und der übriggebliebene Dampf übt einen geringeren Druck nach den Seiten hin aus. Wenn ein Raum — oder auch die Luft — so viel Wasserdampf enthalten, als die statthabende Temperatur nur zulässt, so sind dieselben, wie man sagt, mit Wasserdampf gesättigt. In einem mit Dampf gesättigten Raume ist aber der Druck, welchen die Dämpfe nach allen Seiten hin üben, der grösstmögliche, welcher unter den obwaltenden Verhältnissen stattfinden kann. Man sagt darum auch in diesem Falle, dass der Wasserdampf auf dem Maximum seines Druckes oder seiner Spannkraft steht. Die Temperatur, bei welcher dies eintritt, heisst der Thaupunkt. Eine Temperaturerhöhung macht die Luft für mehr Dämpfe von höherem Druck empfänglich. Eine Abkühlung hat dagegen Verdichtung eines Theils der Dämpfe, und somit auch Druckverminderung zur Folge. Je höher die Temperatur steigt, desto grösser wird auch das Vermögen der Luft, neue Dämpfe aufzunehmen, und desto grösser kann die Spannkraft des Dampfes überhaupt werden.

107. Die Ursache für das Vorhandensein von solchen Wasserdämpfen in der Atmosphäre oder, wie man auch sagt, für ihre Feuchtigkeit, liegt in der Verdunstung des auf der Erdoberfläche befindlichen Wassers. Eine solche Dampfbildung durch Ver-

dunstung geht in erster Linie von allen Wasserflächen der Meere, Seen und Flüsse aus; an derselben nehmen aber auch alle Gegenstände mit Theil, welche überhaupt Wasser enthalten, wie z. B. die Pflanzen, ja sogar die Oberfläche des Schnees und des Eises. Die Grösse der Verdunstung, d. h. die Menge des verdunsteten Wassers, ist natürlich um so grösser, je grösser die Fläche ist, von welcher die Verdunstung ausgeht, und steht in gradem Verhältniss zu dieser. Man versteht daher gewöhnlich unter der Verdunstungsmenge die Wassermenge, welche auf einer Fläche von bestimmter Grösse, z. B. auf einem Quadratmeter in Dampf verwandelt wird. Am einfachsten lässt sich dieses Verhältniss dadurch ausdrücken, dass man die Dicke der Wasserschicht angiebt, welche in einer bestimmten Zeit verdunstet, in ähnlicher Weise, wie man die Regenmenge dadurch ausdrückt, dass man die Höhe angiebt, in welcher das Regenwasser stehen bleiben würde, wenn es nicht verdunstete oder einsickerte (229).

108. Die Grösse der Verdunstung ist von verschiedenen Umständen abhängig. Eine freie Wasserfläche entwickelt z. B. mehr Wasserdunst, als feuchte Dammerde, aber weniger, als nasser Grasboden. Den bedeutendsten Einfluss auf die Verdunstung des Wassers hat die Temperatur der Luft. Je höher diese ist, desto rascher geht jene vor sich. Darum verdunstet das Wasser im Sommer schneller, als im Winter, im Sonnenschein rascher, als im Schatten, in der heissen Zone stärker, als in den gemässigten und kalten Zonen. Demnächst beruht die Verdunstungsmenge auf dem Feuchtigkeitsgrad der Luft. Wenn die Luft mit Wasserdampf gesättigt ist, und also keine weiteren Wassertheile in sich aufnehmen kann, muss die Verdunstung aufhören. Je weiter die Luft von diesem Zustande der Sättigung entfernt ist, mit anderen Worten: je trockner sie ist, desto leichter geht der Verdunstungsprocess von Statten. Darum ist die Verdunstung grade in den Gegenden, welche sich, wie z. B. die Wüsten, durch ihre Trockenheit auszeichnen, ausserordentlich gross. Ferner ist die Geschwindigkeit der Verdunstung von der Bewegung der Luft (dem Winde) abhängig. Wäre nämlich die Luft über einer verdunstenden Wasserfläche ohne alle Bewegung, so würde dieselbe bald mit Wasserdampf gesättigt werden, und damit

die Verdunstung nach und nach aufhören. Bei einem über dem Wasser wehenden Winde werden dagegen immer neue trockene Luftmassen über die verdampfende Oberfläche hingeführt und zugleich die schon mit Wasserdampf gesättigten Luftschichten entfernt. Der Wind hat somit eine raschere Verdunstung zur Folge.

109. Die Grösse der Verdunstung ist an verschiedenen Orten der Erde sehr verschieden. In Cumana (Südamerika, 40 Grad nördl. Br.) verdunstet jährlich eine Wasserschicht von 3520 Millimetern. In Sidney (Südostküste von Australien, 34° südl. Br.) verdunsten jährlich ungefähr 4200^{mm}; davon 470^{mm} im December (Sommer), aber nur 36^{mm} im Juli (Winter). Auf Madeira (32½° nördl. Br.) ist die jährliche Verdunstung 2030^{mm}; davon 204^{mm} im Juli und 424^{mm} im Januar. Auf den Azoren verdunsten im Jahre ungefähr 4000^{mm}, in Marseille 2300^{mm}, in Holland 600^{mm} bis 800^{mm} (im Helder 98^{mm} im Juli, 46 im Januar), an den englischen Küsten 900^{mm}, in London 650^{mm}, an der Ostseite Schottlands 800^{mm} (im Juni 44^{mm}, im Januar 30^{mm}).

110. Nach dem oben Gesagten erhält also die Atmosphäre ihren Dampfgehalt, ebenso wie ihre Wärme, von der Oberfläche der Erde. Die bei der Verdunstung entwickelten Dämpfe haben das Bestreben, sich als ein selbstständiger Dunstkreis über die Erde zu verbreiten, um in derselben Weise, wie die atmosphärische Luft, den Raum zu erfüllen, und wenn die Luft der freien Verbreitung der Dämpfe keine Hindernisse in den Weg legte, oder wenn Luft und Wasserdampf auch nur je zur Ruhe und ins Gleichgewicht kommen könnten, so würden beide Stoffe sich gegenseitig durchdringen, und die Theile des einen sich so ordnen, als ob der andere gar nicht vorhanden wäre, so dass man es wirklich immer mit zwei von einander unabhängigen Atmosphären zu thun hätte, von denen die eine aus atmosphärischer Luft, die andere aus Wasserdampf bestünde. Die Dämpfe würden in diesem Fall nicht auf die Luft, und die Luft nicht auf die Dämpfe drücken. Beide Atmosphären würden zwar in den tiefsten Schichten die grösste Dichtigkeit zeigen und nach der Höhe zu dünner und leichter werden, aber ohne in diesen Beziehungen von einander abhängig zu sein. Die hier gemachten Voraussetzungen werden indessen nie ganz erfüllt, denn einmal setzt die Luft

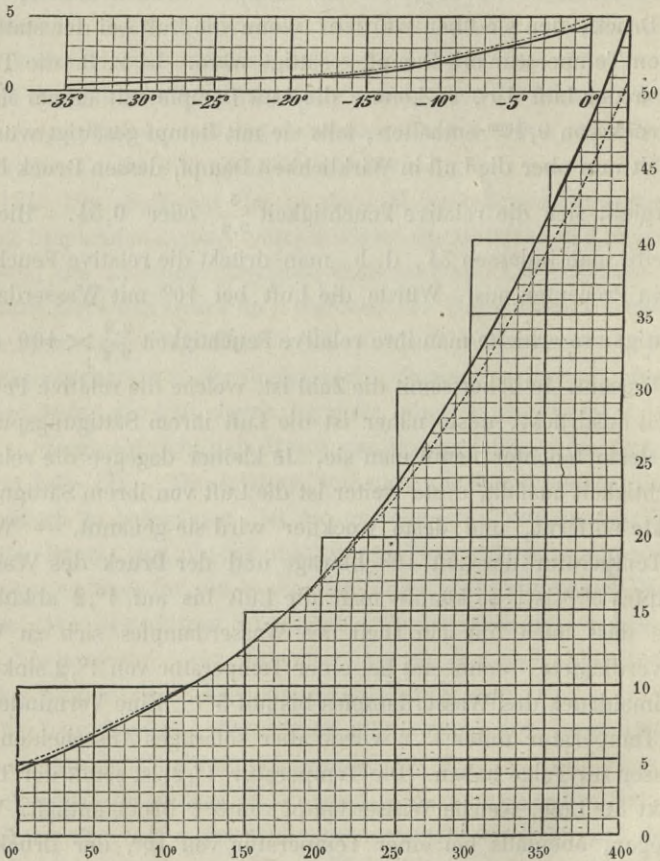
dem Durchgang der Dämpfe einen Widerstand entgegen, so dass diese sich nur langsam ausbreiten können; und dann befindet sich die Atmosphäre niemals in einem Zustand so vollkommener Ruhe, dass die Dämpfe sich so vertheilen könnten, wie dies der Fall sein müsste, damit ein derartiges Gleichgewicht eintritt. Die Dampf-Atmosphäre wird deshalb nie unabhängig von der Luft, und die Luft nie ganz unabhängig von der Dampf-Atmosphäre werden. Wenn die Dämpfe sich rasch entwickeln, wird nur ein Theil derselben die Luft durchdringen, während der andere auf die Luft drücken und sie verdrängen muss. Bei bewegter Luft werden die Wasserdämpfe in ähnlicher Weise an dieser Bewegung Theil nehmen, wie Rauch oder andere leichte Gegenstände dies thun.

111. Um die Menge des in der Luft enthaltenen Wasserdampfes zu bezeichnen, misst man entweder das Gewicht des Wasserdampfes, der in einem gewissen Raumumfang Luft enthalten ist, oder man giebt den Druck an, welchen der Wasserdampf vermöge seiner Spannkraft nach allen Seiten hin auf die Gegenstände ausübt, mit welchen er in Berührung steht. Dieser Druck wird, ebenso wie der Druck der Luft durch die Höhe einer Quecksilbersäule bestimmt, deren Gewicht dem Druck des Wasserdampfes das Gleichgewicht hält (137). Die letztere Methode, die Dampfmenge durch ihren Druck zu bezeichnen, ist die gewöhnliche, und in der That giebt der Druck oder die Spannkraft des Wasserdampfes ein ziemlich genaues Mass für die Menge des in der Luft enthaltenen Dampfes ab. Der Dampfdruck ist nämlich, bis auf eine ganz unbedeutende Abweichung, dem Gewichte des in der Luft enthaltenen Dampfes proportional. Dem doppelten Druck entspricht z. B. die doppelte Dampfmenge. Bezeichnet man einmal den Dampfgehalt durch die Anzahl der Gramme, welche die Wasserdünste wiegen, die in einem Cubikmeter Luft enthalten sind, und dann die Spannkraft durch die Anzahl der Millimeter, welche die Höhe der dem Dampfdruck entsprechenden Quecksilbersäule messen, so erhält man in beiden Fällen fast genau ganz dieselbe Zahl. Enthält z. B. ein Cubikmeter Luft 5 Gramme Wasserdampf, so beträgt der Druck des Dampfes fast ganz genau 5^{mm} und umgekehrt. Diese Regel reicht für alle praktisch vorkommenden Fälle aus.

112. Die Menge des Wasserdampfes oder den Druck des Wasserdampfes nennt man die absolute Feuchtigkeit. Unter relativer Feuchtigkeit versteht man dagegen das Verhältniss zwischen der Dampfmenge, welche die Luft wirklich enthält, und der Dampfmenge, welche sie bei der herrschenden Temperatur enthalten könnte oder, was auf dasselbe herauskommt, das Verhältniss zwischen dem Druck, den die Dämpfe wirklich haben, und dem Druck, den sie üben würden, wenn die Luft bei der stattfindenden Temperatur mit Dampf gesättigt wäre. Ist z. B. die Temperatur der Luft 40° , so könnte die Luft Dämpfe mit einem Maximaldruck von $9,2^{\text{mm}}$ enthalten, falls sie mit Dampf gesättigt würde. Enthält nun aber die Luft in Wirklichkeit Dampf, dessen Druck 5^{mm} , so ergibt sich die relative Feuchtigkeit $\frac{5}{9,2}$ oder $0,54$. Hierfür schreibt man indessen 54 , d. h. man drückt die relative Feuchtigkeit in Procenten aus. Würde die Luft bei 40° mit Wasserdampf gesättigt, so erhielte man ihre relative Feuchtigkeit $\frac{9,2}{9,2} \times 100$ oder 100 Procent. Je höher somit die Zahl ist, welche die relative Feuchtigkeit ausdrückt, desto näher ist die Luft ihrem Sättigungspunkt, und desto feuchter nennt man sie. Je kleiner dagegen die relative Feuchtigkeit ausfällt, desto weiter ist die Luft von ihrem Sättigungspunkte entfernt, und desto trockner wird sie genannt. — Wenn die Temperatur der Luft 40° beträgt und der Druck des Wasserdampfes 5^{mm} ist, so könnte man die Luft bis auf $4^{\circ},2$ abkühlen, ohne dass auch nur ein Theil des Wasserdampfes sich zu Wasser verdichtete, denn erst bei einer Temperatur von $4^{\circ},2$ sinkt der Maximaldruck des Wasserdampfes bis auf 5^{mm} . Eine Verminderung der Temperatur unter $4^{\circ},2$ würde aber sofortiges Ausscheiden von Wasser zur Folge haben. Die Temperatur $4^{\circ},2$ ist somit der Thaupunkt für Luft, welche Wasserdampf von 5^{mm} Druck enthält. Wäre dagegen, ebenfalls bei einer Temperatur von 40° , der Druck des Wasserdampfes $9,2^{\text{mm}}$ gewesen, so hätte jedes Sinken der Temperatur ein Ausscheiden von Wasser verursacht. In diesem Falle läge also der Thaupunkt bei 40° . Je grösser somit die relative Feuchtigkeit ist, desto dichter liegt der Thaupunkt unter der Temperatur der Luft. Je geringer dagegen die relative Feuchtigkeit oder je trockner

die Luft ist, desto tiefer liegt der Thaupunkt unter der Temperatur der Luft. Die relative Feuchtigkeit kann daher auch bezeichnet werden als das Verhältniss zwischen dem der Temperatur des Thaupunktes und dem der Lufttemperatur entsprechenden Maximaldruck des Wasserdampfes.

Fig. 44.



113. In Figur 44 giebt die ausgezogene krumme Linie den einer jeden Temperatur zwischen -35° und $+40^{\circ}$ entsprechenden Maximaldruck des Wasserdampfes an. Die Lufttemperatur ist dabei auf der unteren horizontalen Linie, und der in Millimetern angegebene

Dampfdruck an den vertikalen Linien abzulesen. Ebenso zeigt die punktirte Linie das Gewicht des in einem Cubikmeter gesättigter Luft enthaltenen Wasserdampfes, wobei dann aber natürlich unter den längs der Vertikale stehenden Zahlen Gramme zu verstehen sind. Aus dieser Figur ersieht man, dass der Druck und die Menge des Wasserdampfes viel schneller wachsen, als die Temperatur. Bei -20° ist z. B. das Druckmaximum des Dampfes $0,9^{\text{mm}}$ und seine Menge $1,0$ Gramm. Bei 0° ist ersteres $4,6^{\text{mm}}$ und letztere $4,9$ Gramm, während bei 16° beide durch dieselbe Zahl ausgedrückt werden, da der Maximaldruck $13,5^{\text{mm}}$ und die Dampfmenge $13,5$ Gramm beträgt. Bei 30° ist das Druckmaximum $34,5^{\text{mm}}$ und die Menge $30,4$ Gramm und bei 40° ersteres $54,9^{\text{mm}}$ und letztere $50,7$ Gramm. Man sieht also, wie nur bei höheren Temperaturen eine nennenswerthe Abweichung in den Zahlenwerthen eintritt, durch welche, je nach ihrer verschiedenen Benennung, der Dampfdruck oder die Dampfmenge angegeben werden. Die in der Figur einem bestimmten Dampfdruck oder einer bestimmten Dampfmenge entsprechende Temperatur bezeichnet den zu jener gehörigen Thaupunkt.

114. Die verschiedenen Methoden, mittelst welcher man die Feuchtigkeit der Luft zu bestimmen sucht, gehen theils darauf aus, unmittelbar die Menge (das Gewicht) des in einem Cubikmeter Luft enthaltenen Wasserdampfes zu messen, theils darauf, entweder den Thaupunkt, oder den Dampfdruck, oder endlich die relative Feuchtigkeit zu finden. Danach haben die angewendeten Apparate verschiedene Einrichtung. Das genaueste Resultat liefert die Methode, nach welcher man unmittelbar das Gewicht der in einem Cubikmeter Luft enthaltenen Wasserdämpfe bestimmt. Hierzu benutzt man folgendes Verfahren. Ein Gefäss, welches mit Wasser gefüllt ist, hat obenⁿ und unten zwei enge Oeffnungen, die beide durch Hähne geschlossen sind. In luftdichter Verbindung mit dem oberen Hahne steht ein Glasrohr, welches eine Substanz enthält, die mit grosser Leichtigkeit den Wasserdampf aufnimmt (z. B. Bimsstein, der mit concentrirter Schwefelsäure getränkt ist, oder Chlorcalcium). Das Gewicht dieses Rohres, sammt dem seines Inhaltes, wird im Voraus genau bestimmt. Nachdem dasselbe mit dem Ge-

fässe verbunden, werden beide Hähne geöffnet, und das aus dem Gefäss ausströmende Wasser nach Cubikmetern gemessen. Das ausfliessende Wasser wird natürlich unmittelbar durch eine ebenso grosse Menge Luft ersetzt, welche durch die obere Oeffnung des Gefässes einströmt. Diese muss aber bei ihrem Durchgang durch das Glasrohr ihren Wasserdampf abgeben, und wenn nun, nach vollendetem Versuch, das Rohr abgenommen und aufs Neue gewogen wird, so giebt seine Gewichtszunahme das Gewicht der Wasserdämpfe an, welche in der eingeströmten Luft enthalten waren. Da wir nun aber wissen, wie viel Cubikmeter Luft durch die Röhre hindurchgegangen, lässt sich leicht das Gewicht der in 1 Cubikmeter Luft enthaltenen Dämpfe nach Grammen berechnen. Damit ist die absolute Feuchtigkeit gefunden. Aus dieser lässt sich, wenn man die Temperatur der Luft kennt, die relative durch Rechnung ableiten.

Beispiel: Das Glasrohr mit seinem Inhalt habe bei der zweiten Wägung 0,25 Gramm mehr gewogen, als bei der ersten. Aus dem Gefässe seien 100 Liter oder 0,1 Cubikmeter Wasser ausgeflossen. Somit sind 2,5 Gramm Wasserdampf in 1 Cubikmeter Luft enthalten. Dem entspricht nach dem vorigen Paragraphen ein Druck von 2,3^{mm}. Wäre nun die Lufttemperatur 10° gewesen, so würde der zu ihr gehörige Maximaldruck 9,2^{mm} betragen. Die relative Feuchtigkeit wäre somit $\frac{2,3}{9,2} \times 100$ oder 25 Procent.

115. Daniell's Hygrometer (Feuchtigkeitsmesser), in seiner ursprünglichen, so wie in seiner von Regnault verbesserten Gestalt, dient zur Bestimmung des Thaupunktes. Dasselbe besteht aus einem Gefäss mit spiegelglatter Oberfläche, die von einer blanken Silberschicht gebildet wird. Im Gefäss befindet sich die Kugel eines Thermometers, welches die Temperatur der Silberoberfläche anzeigt. Bringt man nun, mittelst einer verdampfenden Flüssigkeit, im Innern des Gefässes eine Erkaltung zu Wege, so wird auch die Temperatur der Silberoberfläche unter die Temperatur der umgebenden Luft herabsinken. In dem Augenblick, wo die Temperatur, bei diesem ihrem Fallen, den Thaupunkt erreicht hat, wird die Luft, welche die Silberoberfläche berührt, mit Wasserdampf

gesättigt sein. Die geringste fernere Abkühlung wird dann die Folge haben, dass der Wassergehalt der Luft sich nicht länger in der Dampfform behaupten kann, sondern sich in seinen Tropfen auf der spiegelnden Silberfläche niederschlägt, die somit beschlägt oder matt wird. In dem Augenblick, wo dieses eintritt, wird das Thermometer abgelesen, und die so gefundene Temperatur ist die des Thaupunktes. Das dem Thaupunkt entsprechende Druckmaximum des Wasserdampfes giebt dann den Dampfdruck für den Augenblick der Beobachtung. Dieser Druck, dividirt durch den der Lufttemperatur entsprechenden Maximaldruck, ergibt die relative Feuchtigkeit.

Beispiel: Als Thaupunkt habe man gefunden 12° ; die Lufttemperatur sei 16° . Nach Fig. 11 ist nun der 12° entsprechende Maximaldruck $10,5^{\text{mm}}$, und der 16° entsprechende Maximaldruck $13,5^{\text{mm}}$. Der statthabende Dampfdruck ist also $10,5^{\text{mm}}$ und die relative Feuchtigkeit $\frac{10,5}{13,5} \times 100$ oder 78 Procent.

116. Die beiden erwähnten Methoden erfordern mehr Zeit und kostbarere Instrumente, als die folgende, welche freilich in einzelnen Fällen minder genau, aber in der Regel vollkommen genügend ist. Dieselbe zeichnet sich durch ihre Einfachheit und Leichtigkeit aus, und wird darum bei meteorologischen Beobachtungen allgemein angewendet. Das Psychrometer besteht aus 2 Thermometern von gleicher Construction, welche neben einander, mit einem Zwischenraum von etwa 1 Decimeter, aufgestellt sind. Das eine Thermometer dient nur zur Bestimmung der Lufttemperatur, und heisst das trockne Thermometer. Die Kugel des anderen, des feuchten Thermometers ist mit einer einfachen Lage eines dünnen Zeugstoffes, welcher leicht Wasser aufsaugt, überzogen. Während der Beobachtung ist dieselbe nass oder mit einer dünnen Eisschicht bedeckt. Wenn das Wasser oder Eis auf der Kugel des feuchten Thermometers verdunstet, wird eine gewisse Wärmemenge gebunden. Diese wird dem Thermometer entzogen, und in Folge davon sinkt das feuchte Thermometer unter die Temperatur der Luft. So lange die Verdunstung auf der nassen Kugel fortgeht, ist also das feuchte Thermometer einem beständigen Wärmeverlust ausgesetzt.

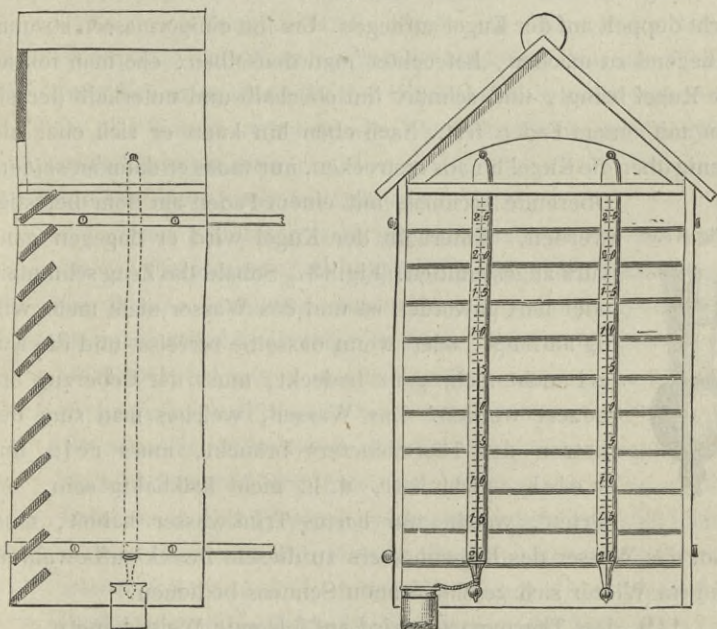
Zu gleicher Zeit erhält dasselbe aber auch Wärme aus der Luft zugeführt, und das Ergebniss dieser beiden entgegengesetzten Vorgänge wird darin bestehen, dass das Thermometer nach einiger Zeit zu sinken aufhört und auf einer Temperatur stehen bleibt, welche niedriger ist, als diejenige, die das trockne Instrument anzeigt. Je trockner die Luft ist, je weniger Wasserdämpfe sie enthält, und je höher die Temperatur, welche in der Luft herrscht, desto schneller wird die Verdunstung auf der nassen Kugel von statten gehen; desto mehr Wärme wird das feuchte Thermometer in gleicher Zeit abgeben, und desto tiefer wird es unter dem trocknen sich einstellen, oder, mit anderen Worten: je trockner die Luft ist, desto grösser ist die Differenz zwischen den Angaben des trocknen und des feuchten Thermometers. Bei vollgesättigter Luft wird gar keine Verdunstung eintreten, und somit das feuchte Thermometer, dem ja nun auch keine Wärme entzogen wird, mit dem trocknen auf gleicher Höhe stehen. Mit Hülfe darauf eingerichteter Tabellen, welche nach Versuchen und Rechnungen entworfen sind, kann man aus den Angaben der beiden Thermometer mit der grössten Leichtigkeit den Druck der Dämpfe und die relative Feuchtigkeit ermitteln. Eine solche Tabelle findet man unten zum Schlusse des Buches (Tab. II). Man berechnet zuerst den Unterschied zwischen den Angaben beider Thermometer. Zeigt das trockne über 0° , und das feuchte unter 0° , so muss man natürlich in diesem Fall die Grade addiren, um die Differenz zu finden. In der ersten vertikalen Spalte, welche die Ueberschrift »Feuchtes Thermometer« trägt, sucht man nun die horizontale Reihe auf, welche mit dem abgelesenen Stande des feuchten Thermometers anfängt. In dieser Horizontalreihe sucht man ferner die Zahl, welche in der vertikalen Spalte steht, welche die berechnete Differenz zwischen den Ablesungen der beiden Thermometer zur Ueberschrift hat. Diese Zahl ist die gesuchte Grösse. Ist die Differenz der beiden Thermometer und die Temperatur des feuchten nicht in ganzen Graden auszudrücken, so kann man durch eine einfache Proportionsrechnung die gesuchte Zahl finden. In den Tabellen ist auch noch der Thaupunkt angegeben. Die hier folgenden Beispiele werden am einfachsten den Gebrauch der Tabellen erläutern.

Beispiel:

Trockenes Thermometer	20 ^o ,0	12 ^o ,5	6 ^o ,0	5 ^o ,2	5 ^o ,2
Feuchtes Thermometer	15,0	10,5	5,5	4,7	5,2
Differenz	5,0	2,0	0,5	0,5	0,0
Dunstdruck	9,7mm	8,3mm	6,5mm	6,4mm	6,6mm
Relative Feuchtigkeit	55 $\frac{0}{0}$	77 $\frac{0}{0}$	93 $\frac{0}{0}$	92 $\frac{0}{0}$	100 $\frac{0}{0}$
Thaupunkt	10 ^o ,8	8 ^o ,5	4 ^o ,9	4 ^o ,0	5 ^o ,2
Trockenes Thermometer	5 ^o ,2	2 ^o ,4	2 ^o ,3	-5 ^o ,5	-20 ^o ,0
Feuchtes Thermometer	3,5	0,7	-0,7	-8,2	-20,6
Differenz	1,7	1,7	3,0	2,7	0,6
Dunstdruck	4,9mm	3,8mm	2,8mm	1,0mm	0,6mm
Relative Feuchtigkeit	74 $\frac{0}{0}$	70 $\frac{0}{0}$	52 $\frac{0}{0}$	34 $\frac{0}{0}$	61 $\frac{0}{0}$
Thaupunkt	0 ^o ,9	-2 ^o ,5	-6 ^o ,4	-18 ^o ,9	-24 ^o ,5

117. In Bezug auf die Aufstellung und Ablesung des Psychrometers gilt dasselbe, was oben (34 u. folg.) vom Thermometer gesagt ist, wenn es zur Bestimmung der Lufttemperatur gebraucht

Fig. 12.



wird. Besitzt man ein Psychrometer, so wird man übrigens auch für gewöhnlich das trockne Thermometer zu jenem Zwecke mit benutzen. Fig. 12 veranschaulicht die Aufstellung des Psychrometers

in seinem Gehäuse vor dem Fenster, nach der Einrichtung, welche diesem Instrumente auf den norwegischen meteorologischen Stationen gegeben ist. Die Aussenwand des Gehäuses besteht aus schiefgestellten Bretchen, welche die Luft frei durchstreichen lassen, aber Sonne, Regen u. s. w. abhalten. Das obere Ende des Thermometers geht durch ein Brett mit zwei Löchern und das untere wird durch Bügel von starkem Metalldraht, welche in die Wand des Gehäuses eingeschraubt werden, gehalten. Zu empfehlen sind doppelte Wände, aus Jalousien bestehend, und doppeltes Dach, alles aus Metallblech, und durch Holzschirme gegen die Sonne geschützt.

118. Der Ueberzug der Kugel des feuchten Thermometers darf nicht zu dick sein. Am besten wählt man einen durchsichtigen, aber feinmaschigen Stoff, wie Mousselin, zu diesem Zweck. Leinwand ist zu dick. Der Ueberzug muss ferner, ehe man ihn aufsetzt, gut ausgewaschen werden, und darf, mit Ausnahme der Zipfel, nicht doppelt auf der Kugel aufliegen. Um ihn einigermassen stramm anliegend zu machen, befeuchtet man denselben, ehe man ihn an die Kugel bringt, und schnürt ihn oberhalb und unterhalb derselben mit einem Faden fest. Nach oben hin kann er sich eher ein wenig über die Kugel hinaus erstrecken, nur muss er dann an seinem

Oberende nochmals mit einem Faden am Rohr befestigt

Fig. 43.



werden. Unterhalb der Kugel wird er dagegen ganz kurz abgeschnitten. (Fig. 43.) Sobald das Zeug schmutzig oder hart geworden ist und das Wasser nicht mehr willig auffängt, oder wenn dasselbe zerreisst und die Kugel nicht mehr ganz bedeckt, muss der Ueberzug erneuert werden. Das Wasser, welches man zum Benetzen des Thermometers braucht, muss rein und weich, nicht hart, d. h. nicht kalkhaltig sein. An Orten, welche nur hartes Trinkwasser haben, muss

man das Wasser des Regenmessers zu diesem Zweck aufbewahren, und im Winter sich geschmolzenen Schnees bedienen.

119. Das Thermometer wird auf folgende Weise benetzt :

4. Wenn die Temperatur der Luft (das trockene Thermometer) über 0° ist,
 - a) indem man ein Gefäss mit Wasser von unten an die Kugel

bringt, so dass diese mit dem Ueberzug in das Wasser eintaucht,

- b) oder indem man das Zeug mit einem Wasserstrahl überspritzt,
- c) oder indem man den Stoff mit einem Docht versieht, der ihm durch sein Aufsaugevermögen beständig das nöthige Wasser aus einem neben dem feuchten Thermometer angebrachten Wassernäpfchen zuführt (siehe Fig. 42). Der Docht wird ein wenig oberhalb der Kugel mit ein paar losen Stichen rings um das Oberende des Ueberzuges befestigt. Der Wassernapf muss an der äusseren Seite des feuchten Thermometers, in grösstmöglicher Entfernung vom trockenen, aufgestellt werden. Sein oberer Rand muss etwas höher stehen, als die Kugel, doch nur so hoch, dass der Docht, wenn er gestreckt wird, ungefähr horizontal liegt. Der Docht muss so dick sein, dass er das Zeug beständig feucht hält. Es schadet nichts, wenn auch der Wasserzufluss so stark ist, dass das Wasser vom Ueberzug abtropft. Der Wasserbehälter muss immer mit so viel Wasser versehen sein, dass der Docht ohne Schwierigkeit saugen kann.

2. Wenn die Temperatur der Luft unter 0° ist.

In diesem Fall bringt man ein Gefäss mit Wasser von unten an das Thermometer, so dass die Kugel und ihre Bekleidung in das Wasser eintauchen. Man wird dann sehen, wie das Thermometer alsbald zu steigen beginnt. War noch altes Eis auf der Kugel vorhanden, so wird das Thermometer, wenn es bis 0° gestiegen, auf diesem Punkt stehen bleiben, so lange das Eis schmilzt. Erst wenn alles Eis weggethaut, beginnt ein weiteres Steigen, und nun erst darf man das Wassergefäss fortnehmen. Den Tropfen, welcher unter der Kugel sich bildet, entfernt man mit dem Finger. Das Thermometer geht nun wieder auf 0° zurück, und sinkt, nachdem das Wasser im Stoffe gefroren, in Folge der Verdunstung des Eises noch tiefer. Erst nachdem es wirklich zum Stillstand gekommen, darf die Ablesung eintreten.

3. Bisweilen ereignet es sich, dass das feuchte Thermometer unter

den Gefrierpunkt herabsinkt, während die Lufttemperatur noch über 0° sich hält. In diesem Fall braucht man das Verfahren Nr. 2.

120. Die Angabe des feuchten Thermometers darf niemals notirt werden, ehe man sich durch wiederholtes Ablesen davon überzeugt hat, dass das Thermometer nach der Benetzung so tief gesunken ist, als es nur kann. Dies währt bei Temperaturen über 0° nur 5 bis 10 Minuten, oft noch bedeutend kürzer. Wenn man Wassernapf und Docht benutzt und für genügende Nachfüllung des Gefäßes sorgt, ist das feuchte Thermometer, bei herrschenden Wärme-graden, in dieser Weise immer zur Ablesung fertig. Beim Eintritt von Kältegraden kann es indessen in gewissen Fällen, z. B. bei sehr kaltem und sehr feuchtem Wetter, wohl eine halbe Stunde, und bei gewöhnlichem, aber stillem Wetter immer noch eine Viertelstunde dauern, ehe das feuchte Thermometer seinen niedrigsten Stand eingenommen. Man thut deshalb in jedem Fall wohl daran, das Thermometer eine genügende Zeit im Voraus anzufeuchten, damit es beim Eintritt des Beobachtungstermines zum Stillstand gekommen ist.

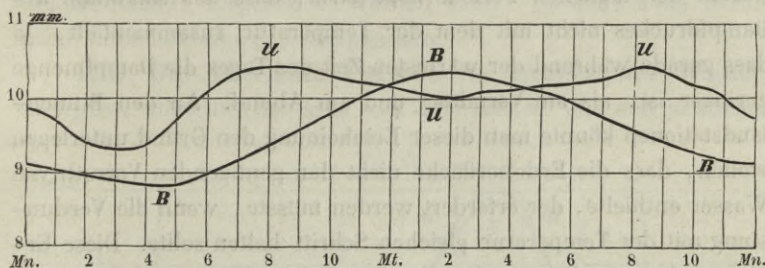
121. In seltenen Fällen, wie bei starkem Nebel oder bei sehr kaltem und stillem Wetter, kann es vorkommen, dass das feuchte Thermometer ein wenig höher steht, als das trockene, weil seine Umhüllung es gegen Ausstrahlung beschützt. In diesem Falle sieht man es so an, als ob beide Thermometer gleich zeigten. Die absolute Feuchtigkeit ist dann gleich dem Maximaldruck des Dampfes bei der Temperatur, welche die Luft besitzt, und die relative Feuchtigkeit beträgt 100 Procent.

122. Das Haarhygrometer dient dazu, die relative Feuchtigkeit zu finden. Ein vom Fett gereinigtes Haar hat nämlich die Eigenschaft, sich auszudehnen, wenn es mehr Feuchtigkeit aufnimmt, und sich zusammenzuziehen, wenn es Feuchtigkeit abgibt. Befestigt man nun das eine Ende eines solchen Haares in einer Zwinde, während man das andere um eine Rolle schlingt, deren Axe einen Zeiger trägt, so wird dieser Zeiger sich beim Zunehmen der relativen Feuchtigkeit nach der einen, beim Abnehmen derselben nach der andern Seite drehen. Auf einer runden Scala, vor

welcher der Zeiger sich bewegt, sind die Zahlen angegeben, welche den Grad der Feuchtigkeit angeben. Dieses Instrument ist jedoch wenig zuverlässig und muss zum mindesten häufig mit andern Feuchtigkeitsmessern verglichen werden.

123. Die tägliche Periode im Druck des Wasserdampfes. Der Druck des Wasserdampfes hat ebenso, wie die Lufttemperatur eine tägliche Periode. Fig. 14 zeigt den Gang derselben im Juli während des vollen Tages für Bergen (*B*) und für Upsala (*U*).

Fig. 14.



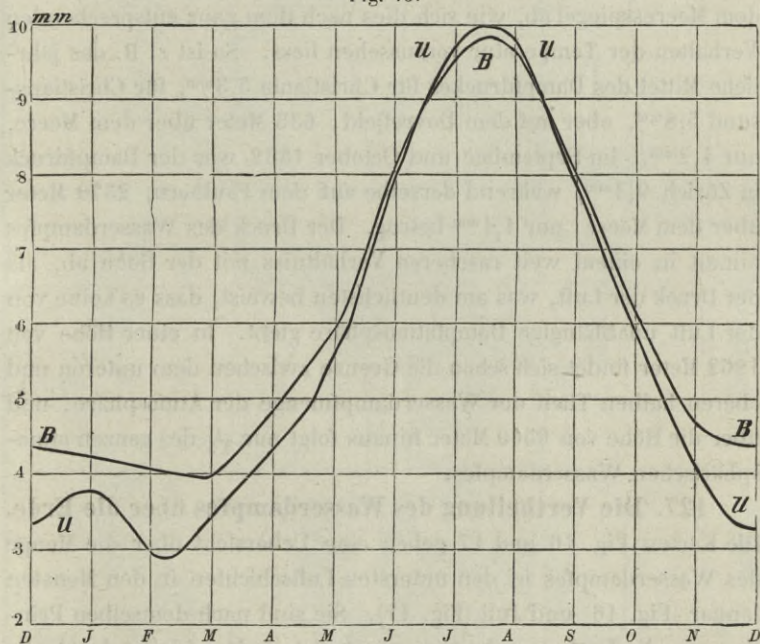
In Bergen ist der Druck Morgens um 4 Uhr am geringsten und steigt dann den Vormittag über, bis er am Nachmittag seine grösste Höhe erreicht, auf welcher er ohne bedeutende Veränderung von 1 Uhr bis 3 Uhr sich hält, worauf am späteren Nachmittag wieder ein Sinken eintritt, welches den Abend und die Nacht über fortgeht. Man sieht hieraus, wie die Dampfmenge sehr genau dem Gange der Temperatur folgt, indem die steigende Temperatur der Luft eine entsprechende Steigerung der Verdunstung veranlasst, deren Folge ein Wachsen des Dampfdruckes sein muss. Dasselbe Verhalten, wie Bergen, zeigen auch andere Küstengegenden, mit Ausnahme derer, die zwischen den Tropen liegen. Im Binnenlande ist dagegen die tägliche Periode des Dampfdruckes von anderer Beschaffenheit, wie dies die Linie für Upsala (Fig. 14) nachweist. Der niedrigste Druck tritt auch hier früh am Morgen, ungefähr um Sonnenaufgang, ein, zu welcher Zeit ja auch die Temperatur der Luft am niedrigsten ist. Den Morgen über steigt der Dampfdruck bis gegen 8—9 Uhr, worauf er wieder bis 2 Uhr ein wenig zurückgeht, um dann wieder bis 9 Uhr Abends zu steigen, und nun erst zum

Sinken überzugehen, das den Abend und die Nacht über fort dauert. Denselben Gang zeigt der Dampfdruck in den tropischen Gegenden. In Batavia z. B., welches 6° südl. vom Aequator auf der Insel Java liegt, ist der Dampfdruck, nach dem Durchschnitt für alle Monate des Jahres, morgens um 6 Uhr (bei Sonnenaufgang) am kleinsten und beträgt 19,9^{mm}, dann wächst er bis zu 20,9^{mm}, welche Höhe er um 9 Uhr Vormittags erreicht, sinkt dann wieder auf 20,7^{mm} um 11 Uhr Vormittags, steigt bis 21,3^{mm} um 7 Uhr Abends, wonach er regelmässig bis zum Morgen abnimmt. Das Auffallende an dieser Gestalt der täglichen Periode liegt darin, dass das Maximum des Dampfdruckes nicht mit dem der Temperatur zusammenfällt, ja dass gerade während der wärmsten Zeit des Tages die Dampfmenge geringer ist, als am Vormittag und am Abend. An den Binnenlandstationen könnte man dieser Erscheinung den Grund unterlegen wollen, dass die Erdoberfläche nicht den genügenden Vorrath von Wasser enthielte, der erfordert werden müsste, wenn die Verdunstung mit der Temperatur gleichen Schritt halten sollte. Diese Erklärung könnte aber nur für die eigentlichen Wüsten zulässig sein; für Orte, welche, wie Batavia, unmittelbar am Meere liegen, wäre ein solches Verhalten undenkbar. Die wirkliche Ursache ist aber auch in der That eine andere und in dem aufsteigenden Luftstrom zu suchen, welcher sich immer in Folge der steigenden Temperatur des Tages einstellt. Dieser führt nämlich die Wasserdämpfe mit sich nach oben und entzieht so den niederen Luftschichten einen Theil des Dampfgehaltes, den sie sonst nach Verhältniss der Temperatur zeigen würden. An höher liegenden Punkten findet man in der That den höchsten Dampfdruck kurz nach Mittag, wie an den Küsten. Der aufsteigende Luftstrom ist natürlich am Nachmittag, als der Zeit, wo die Wärme am stärksten ist, auch am kräftigsten. Gegen Abend nimmt er an Stärke ab und hört endlich ganz auf, und in Folge davon steigen nun auch die Dämpfe nicht mehr empor, sondern erfüllen und sättigen die unteren Luftschichten. Die weitere Abkühlung der Nacht zwingt dann aber einen Theil der Dämpfe sich als Thau auf der Erde niederzuschlagen und veranlasst dadurch naturgemäss ein Herabgehen des Dampfdruckes. An den Küsten, deren tägliche Wärmeperiode einen geringeren Umfang hat, als die

des Binnenlandes (43), erreicht der aufsteigende Luftstrom nicht die genügende Stärke, um sich in dieser Weise bemerklich zu machen, während zugleich die Nähe des Meeres eine reichlichere Dampfbildung begünstigt. Wo der bis zu dem wärmsten Theil des Tages hier entwickelte Ueberschuss der Dämpfe Nachmittags und Abends hingeführt wird, ist noch nicht erforscht worden. In den Wintermonaten, in welchen die tägliche Periode der Lufttemperatur in unseren Breiten sehr gering ist, wird die tägliche Aenderung des Dampfdruckes so unbedeutend, dass sie nur durch Hunderttheile des Millimeters ausgedrückt werden kann. Dieselbe kann darum keine Berücksichtigung beanspruchen.

124. Die jährliche Periode im Drucke des Wasserdampfes. Dieselbe hat sehr viel Aehnlichkeit mit der jährlichen

Fig. 45.



Periode der Lufttemperatur. Als Beispiel haben wir Bergen (*B*) und Upsala (*U*) gewählt (Fig. 45). Der niedrigste Druck fällt in die Wintermonate, der höchste in den Juli und August. An den Orten,

welche in der Nähe des Meeres liegen, schliesst die jährliche Veränderung der Dampfmenge sich genauer an die Temperatur der Meeresoberfläche, als an die Lufttemperatur an. In Batavia ist der Dampfdruck im April am grössten (21,8^{mm}). Von da an sinkt er bis in den August (19,7^{mm}), und steigt darauf wieder, mit einer kleinen Unterbrechung im December, bis zum April.

125. Die jährliche Amplitude des Dampfdruckes ist an den Küsten am geringsten und im Innern des Festlandes am bedeutendsten, kleiner unter den Tropen, und grösser in der gemässigten Zone, genau wie dies bei der jährlichen Amplitude der Lufttemperatur der Fall ist. Auf der norwegischen Westküste beträgt dieselbe 5 bis 6 Millimeter, im Inneren Sibiriens 9 bis 40 Millimeter, in Batavia 2,1 Millimeter.

126. Die Menge des Wasserdampfes nimmt mit der Höhe über dem Meeresspiegel ab, wie sich dies nach dem ganz entsprechenden Verhalten der Temperatur voraussehen liess. So ist z. B. das jährliche Mittel des Dampfdruckes für Christiania 5,3^{mm}, für Christiansund 5,8^{mm}, aber auf dem Dovrefjeld, 636 Meter über dem Meere, nur 4,2^{mm}. Im September und October 1832 war der Dampfdruck in Zürich 9,3^{mm}, während derselbe auf dem Faulhorn, 2570 Meter über dem Meere, nur 4,1^{mm} betrug. Der Druck des Wasserdampfes nimmt in einem weit rascheren Verhältniss mit der Höhe ab, als der Druck der Luft, was am deutlichsten beweist, dass es keine von der Luft unabhängige Dampfathmosphäre giebt. In einer Höhe von 1962 Meter findet sich schon die Grenze zwischen dem unteren und oberen halben Theil der Wasserdampfmenge der Atmosphäre, und über die Höhe von 6500 Meter hinaus folgt nur $\frac{1}{10}$ des ganzen atmosphärischen Wasserdampfes.

127. Die Vertheilung des Wasserdampfes über die Erde. Die Karten Fig. 16 und 17 geben eine Uebersicht über die Menge des Wasserdampfes in den untersten Luftschichten in den Monaten Januar (Fig. 16) und Juli (Fig. 17). Sie sind nach demselben Princip, wie die Isothermenkarten, construiert, indem Linien durch alle die Punkte gelegt wurden, welche gleichen Druck haben. Diese Karten haben bei weitem nicht die Genauigkeit der Isothermenkarten, da die Zahl der Psychrometer-Beobachtungen verhältniss-

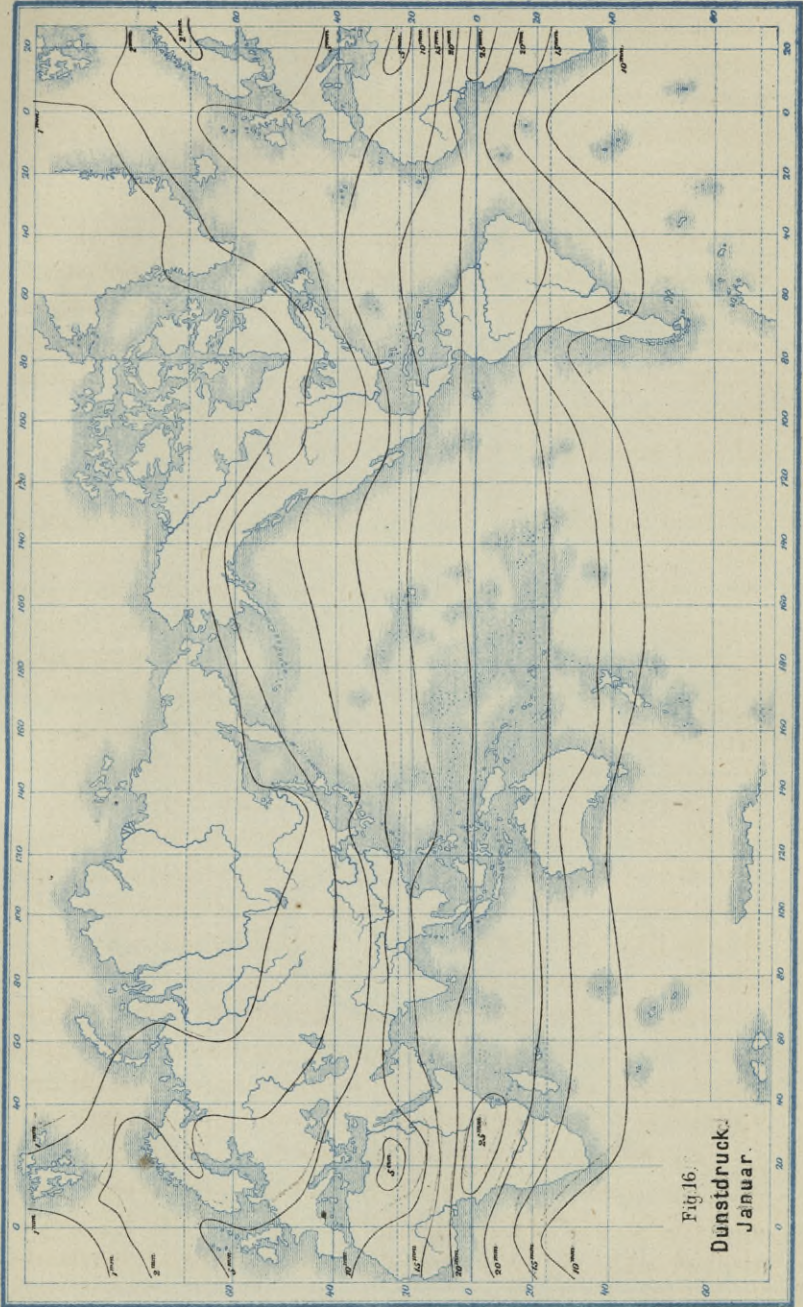


Fig. 16.
Dunstdruck.
Januar.



BIBLIOTEKA

KRAKÓW

*
Politechniczna

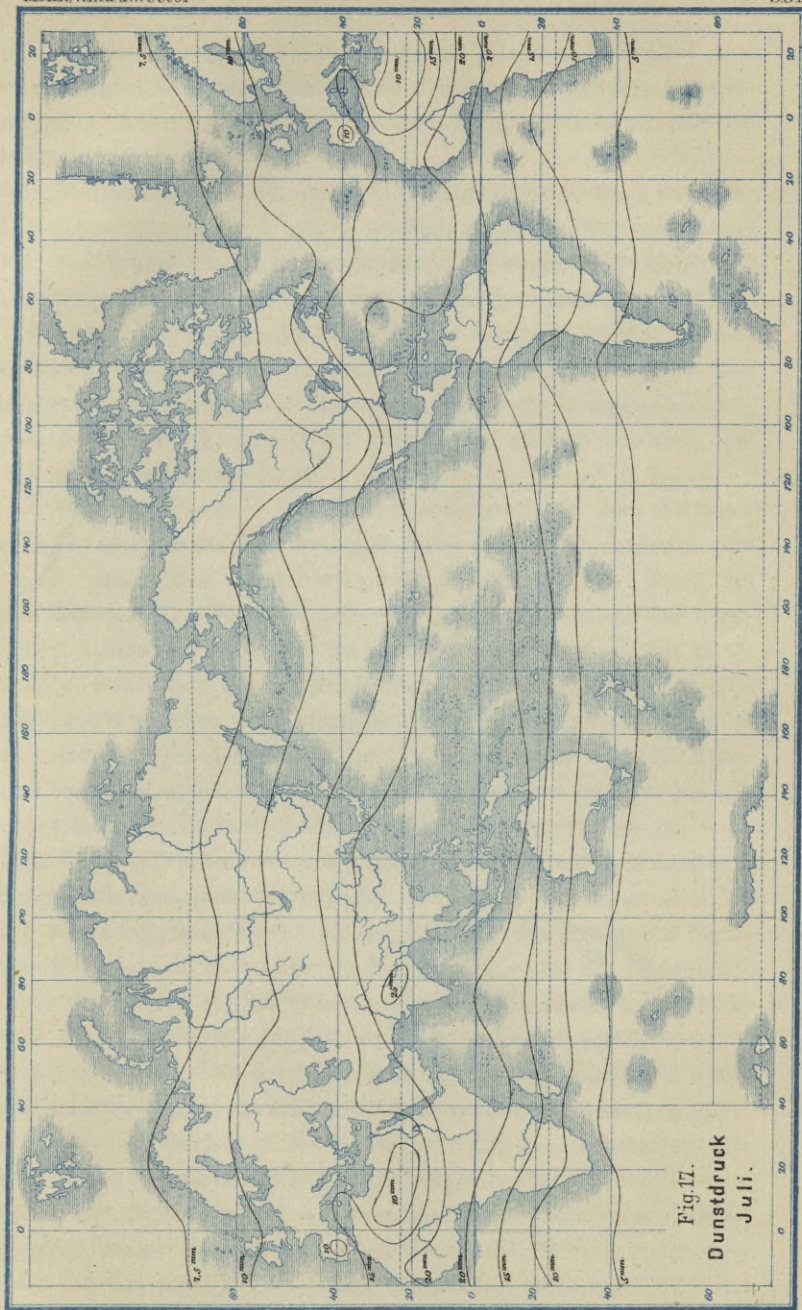


Fig. 17.
Dunstdruck
Juli.



mässig noch gering ist; doch können sie nichtsdestoweniger gute und wichtige Dienste leisten für das Verständniss mancher Erscheinungen, deren gegenseitigen Zusammenhang wir im Folgenden zu betrachten haben werden.

Vergleicht man die Karten des Dunstdrucks mit den Karten der Lufttemperatur, Fig. 6, 7 und 8, und mit denen der Meerestemperatur, Fig. 9 und 10, so tritt uns alsbald die augenfällige Uebereinstimmung im Lauf der Linien auf sämtlichen Blättern entgegen. Ueber dem Meere folgt die Dampfmenge durchgängig der Meeres- und Lufttemperatur. Ueber dem Innern der Continente findet man dagegen freilich einige Abweichungen, indem die Dampfmenge, namentlich in Amerika und Afrika, geringer ist, als man dies nach dem Wärmegrad erwarten dürfte.

128. Im Januar findet man etwa zwischen dem Aequator und 20° südl. Breite eine Zone mit mehr als 20^{mm} Dunstdruck. Im äquatorialen Afrika steigt der Dunstdruck bis und über 26^{mm} , auf der Halbinsel Cap York, östlich vom Carpentaria-Busen im nördlichen Australien, bis 24^{mm} , im äquatorialen Südamerika bis 23^{mm} . Auf der nördlichen wie auf der südlichen Halbkugel erkennt man in den Linien gleichen Dampfdruckes die entsprechenden Isothermen. Je mehr man sich den Polen nähert, um so geringer wird die Menge des Wasserdampfes. Die grössere Wärme und der grössere Dampfdruck längs der Ostküste Südamerika's und über dem Bette des warmen Atlantischen Meeresstromes bis nach Europa und dem Eismeere hinauf; die geringere Wärme und der schwächere Dunstdruck an der Westküste Südafrika's, an der Ostküste und im Innern Nordamerika's, so wie im asiatischen Binnenland — wo der Dunstdruck in Ostsibirien bis auf $0,4^{\text{mm}}$ herabgeht, — sind lauter unverkennbare Zeugnisse für die genaue Beziehung zwischen der Temperatur und dem Dampfgehalt der Luft. In der grossen afrikanischen Wüste findet man dagegen ein ausgeprägtes Minimum von Wasserdampf.

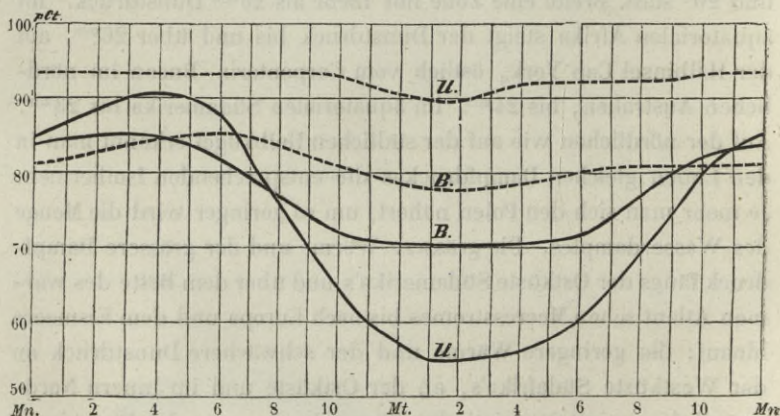
129. Im Juli liegt die Region der grössten Dunstmenge im Norden des Aequators. In Ostindien steigt der Dampfdruck bis über 26^{mm} . Das Innere Amerika's hat wenig Dämpfe, das Innere Asiens dagegen mehr. In Alexandrien ist der Druck 20^{mm} , in Cairo und Suez dagegen nur 14^{mm} und in Jerusalem nicht mehr als 11^{mm} . Das

Innere Nordafrika's ist relativ sehr arm an Dämpfen. Die Westküste Südamerika's und die Osthälfte des südlichen atlantischen Oceans haben verhältnissmässig niedrige Temperatur und wenig Wasserdampf.

130. Wie das Wärmesystem der ganzen Erde dem Stande der Sonne folgt und im Sommer sich nach dem Norden, im Winter nach dem Süden zu verschiebt, so wechselt auch die Vertheilung der Dämpfe nach den Jahreszeiten. Am deutlichsten tritt dies über den Meeren hervor, weniger über dem Lande mit seiner trockneren Luftbedeckung.

131. Die tägliche Periode der relativen Feuchtigkeit. Der Gang derselben ist fast überall auf der Erde ein ähnlicher, nur hat die Amplitude an verschiedenen Orten eine verschiedene Grösse.

Fig. 48.



Als Beispiele bietet uns Fig. 48 den täglichen Gang der relativen Feuchtigkeit für Bergen (B) und Upsala (U), wo die punktirten Linien für den Januar, die ausgezogenen für den Juli gelten. Man sieht, wie die relative Feuchtigkeit am Morgen am grössten und am Nachmittag am geringsten ist, und wie das Morgenmaximum im Sommer früher eintritt, als im Winter. Die relative Feuchtigkeit ist am grössten, wenn die Temperatur am niedrigsten, und am kleinsten, wenn die Temperatur am höchsten ist. Ihre Amplitude ist klein im Januar, wo auch die Amplitude der Lufttemperatur klein

ist; grösser im Juli, wo auch die Temperatur eine grössere Amplitude hat. Der Umfang der Schwankung ist auf der Binnenstation Upsala grösser (im Juli 35 Procent), als auf der Küstenstation Bergen (im Juli 14 Procent). In Batavia ist die relative Feuchtigkeit am grössten um 6 Uhr Morgens, wo sie 94 Procent beträgt, am kleinsten $12\frac{1}{2}$ Nachmittags, wo sie 70 Procent beträgt. Die Amplitude ist also hier 24 Procent; wobei überall das Jahresmittel zu verstehen. In Jekaterinenburg im südwestlichen Sibirien ($56^{\circ}49'$ N. Br.) ist die tägliche Amplitude im Januar 4 Procent, im Juli 38 Procent.

132. Die jährliche Periode der relativen Feuchtigkeit.

Fig. 19.

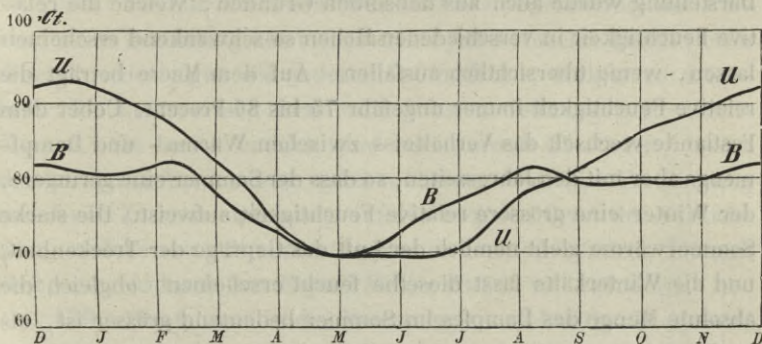


Fig. 19 zeigt die Veränderung der relativen Feuchtigkeit im Laufe des Jahres für Bergen (B) und Upsala (U). Man sieht, wie dieselbe im Winter am grössten und im Mai am kleinsten ist. Die jährliche Amplitude ist in Upsala (24 Procent) doppelt so gross, als in Bergen (12 Procent). Auf den Küstenstationen ist überhaupt die jährliche Amplitude klein, in Christianssund z. B. nur 5 Procent, nach dem Innern der Continente nimmt sie aber zu. In Jekaterinenburg beträgt sie 34 Procent. In Batavia ist die relative Feuchtigkeit im September am geringsten (79 Procent) und am höchsten im Januar (88 Procent). Die Amplitude ist also nur 9 Procent.

133. Die relative Feuchtigkeit in verschiedenen Höhen über der Meeresoberfläche ist sehr verschieden. Wir sehen nämlich, wie sowohl die Temperatur als auch die Dampfmenge mit der Höhe abnehmen, und die Grösse der relativen Feuchtigkeit wird

nun darauf beruhen, welches von diesen beiden Elementen augenblicklich das Uebergewicht hat. Wenn ein Punkt von einer Wolkenschicht umhüllt wird, so ist seine relative Feuchtigkeit natürlich gross und erreicht oder nähert sich wenigstens 100 Procent. Liegt der betreffende Punkt unter oder über der Wolkenlage, so ist, zumal im letzteren Fall, die relative Feuchtigkeit in der Regel kleiner. Bei sehr grossen Höhen, wie man sie etwa bei Luftfahrten erreicht hat, fand man, wie es auch aus der geringen absoluten Menge des Wasserdampfs folgt, (126) eine geringe relative Feuchtigkeit.

134. Die Vertheilung der relativen Feuchtigkeit über die Erdoberfläche ist noch nicht in Kartenform dargestellt. Eine solche Darstellung würde auch aus denselben Gründen, welche die relative Feuchtigkeit in verschiedenen Höhen so schwankend erscheinen lassen, wenig übersichtlich ausfallen. Auf dem Meere beträgt die relative Feuchtigkeit immer ungefähr 75 bis 80 Procent. Ueber dem Festlande wechselt das Verhältniss zwischen Wärme- und Dampfmenge aber mit den Jahreszeiten, so dass der Sommer eine geringere, der Winter eine grössere relative Feuchtigkeit aufweist. Die starke Sommerwärme giebt nämlich der Luft das Gepräge der Trockenheit, und die Winterkälte lässt dieselbe feucht erscheinen, obgleich die absolute Menge des Dampfes im Sommer bedeutend grösser ist, als im Winter.

Drittes Capitel.

Der Druck der Luft.

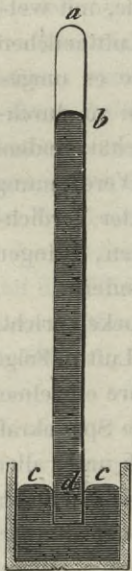
135. Die Luft übt einen Druck auf alle Gegenstände, mit welchen sie in Berührung kommt; ja selbst jedes einzelne Lufttheilchen drückt wieder gegen die anderen Lufttheilchen, welche es umgeben. Die Luft vermag ferner die feinsten Oeffnungen zu durchdringen. Sie besitzt endlich eine ausnehmende Elasticität, indem sie sich durch Ausdehnung auf den höchsten Grad der Verdünnung und durch Zusammenpressung auf den höchsten Grad der Verdichtung, welche wir mit unsern Apparaten erzielen können, bringen lässt, ohne dadurch ihre Eigenschaften als Luft zu verändern.

136. Wenn man in der Meteorologie vom Luftdrucke spricht, versteht man darunter immer den Druck, welchen die Luft in Folge ihrer Elasticität nach allen Seiten hin ausübt, indem ihre einzelnen Theile sich von einander zu entfernen streben. Diese Spannkraft der Luft und der durch sie bewirkte Druck äussern sich unter allen Verhältnissen und Zuständen, in welchen die Luft sich befinden kann, mag sie nun schwerer oder leichter, dichter oder dünner, wärmer oder kälter sein, mag sie ruhen oder sich bewegen. Dieser Begriff des Luftdruckes ist somit ein bestimmterer, als der, welchen man im täglichen Leben mit diesem Worte verbindet, wenn man z. B. von der Wirkung des Luftdruckes bei einer Pulverexplosion oder einem Blitzschlage redet. Namentlich heben wir den Unterschied zwischen Luftdruck und Winddruck hervor. Unter letzterem Worte verstehen wir nämlich den Druck, welchen die bewegte Luft, d. h. der Wind, auf die Seite eines Gegenstandes übt, welche sich dem Winde zukehrt. Wie wir später sehen werden, ist dieser Winddruck

eine Folge der verschiedenen Grösse des Luftdruckes an verschiedenen Stellen.

137. Um die Grösse des Luftdruckes zu messen, braucht man das sogenannte **Barometer**. Nimmt man ein Glasrohr, welches an einem Ende zugeschmolzen und am anderen offen ist, und eine Länge von ungefähr 800 Millimeter hat, und füllt es, während das geschlossene Ende natürlich nach unten gekehrt wird, ganz mit Quecksilber, verschliesst dann das offene Ende mit dem Finger und taucht nun, nachdem man die ganze Röhre umgekehrt hat, das

Fig. 20.



offene Ende in eine mit Quecksilber gefüllte Schale, so wird man, wenn man den Finger unterm Quecksilber fortzieht und das Ganze sich selbst überlässt, alsbald sehen, wie das Quecksilber zum Theil aus dem Rohre in die Schale hinausfliesst und also nicht mehr das ganze Rohr bis zur Spitze erfüllt; und wenn nach kurzer Zeit das Quecksilber zur Ruhe gekommen ist, wird dasselbe bei einem Punkte *b* (Fig. 20) stehen bleiben, so dass zwischen seiner Oberfläche und der Spitze des Rohres ein leerer Raum bleibt. Wenn man sich in der Höhe des Meeresspiegels befindet und gewöhnliche Wetterverhältnisse statthaben, so wird der Abstand zwischen dem Punkte *b* und der Oberfläche des Quecksilbers *c* in der Schale ungefähr 760 Millimeter betragen. Wäre das Rohr am oberen Ende

offen gewesen, so würde das Quecksilber im Innern des Rohres (bei *d*) eben so tief stehen, wie ausserhalb desselben in der Schale, denn in diesem Falle würde die Luft sowohl innerhalb, als ausserhalb des Rohres auf das Quecksilber drücken, und dieser Druck würde für den Querschnitt *d* ebenso gross sein, wie für jedes gleichgrosse Stück der Oberfläche *c*. In unserem Falle ist ja aber der Raum *a b* über dem Quecksilber innerhalb des Rohres vollkommen leer, und kann also keinen Druck verursachen; auf den Querschnitt *d* drückt mithin nur die im Rohr enthaltene Quecksilbersäule *bd*. Ihr Druck auf den Querschnitt *d* wird ausgedrückt durch das Gewicht einer

Quecksilbersäule, welche überall denselben horizontalen Querschnitt, wie bei d , besitzt und deren Höhe dem senkrechten Abstand zwischen dem Querschnitt d und der Quecksilberkuppe b gleich ist. Es ist mithin gleichgültig, ob das Rohr auch nicht überall denselben Durchmesser hat, oder ob es vielleicht nicht ganz senkrecht steht, wenn man nur den Abstand zwischen b und d nach der Senkrechten misst. Da c und d in derselben Ebene liegen, kann die Höhe der drückenden Quecksilbersäule auch von c oder von der Oberfläche des Quecksilbers in der Schale aus bis an die Oberfläche des Quecksilbers im Rohre genommen werden. Mag nun also (bei offenem Rohre) die Luft auf den Querschnitt d drücken, oder mag es eine Quecksilbersäule vom Querschnitt d und der senkrechten Höhe bd sein, welche auf demselben lastet, so ist in beiden Fällen der Druck derselbe, denn in beiden Fällen tritt Gleichgewicht ein. Der Druck der Luft kann also durch den Druck der Quecksilbersäule bd ersetzt werden, oder anders ausgedrückt: der Druck dieser Quecksilbersäule ist ein Mass für den Druck der Luft. Der Druck der Luft wird demnach gemessen durch das Gewicht einer Quecksilbersäule von gleichmässigem Querschnitt, deren Höhe so gross ist, wie der senkrechte Abstand zwischen der Oberfläche des Quecksilbers im Rohre und der Oberfläche desselben in dem Gefässe, in welchem das Rohr steht. Ein solches bis auf den oberen luftleeren Theil mit Quecksilber angefülltes Rohr, dessen unteres Ende in ein Gefäss mit Quecksilber eintaucht, ist die älteste und einfachste Form des Barometers. Die senkrechte Höhe der Quecksilberkuppe im Rohre über der Oberfläche des Quecksilbers im Gefässe nennt man die Barometerhöhe. Je nachdem die Barometerhöhe grösser oder kleiner ist, ist auch das Gewicht oder der Druck der Quecksilbersäule im Rohre grösser oder kleiner, oder, was dasselbe sagen will, der Luftdruck grösser oder kleiner. Um den Luftdruck auszudrücken, kann man darum, statt des Druckes oder des Gewichtes der Quecksilbersäule, eben so gut die Höhe derselben benutzen, und so erhalten wir denn das Resultat, dass die Grösse des Luftdrucks durch die Barometerhöhe gemessen wird.

138. Wenn der Luftdruck stärker wird, wird auch die Baro-

meterhöhe grösser, und man sagt, dass das Barometer steigt. Wenn der Luftdruck kleiner wird, nimmt die Barometerhöhe ab, und man sagt, dass das Barometer fällt.

139. An der Oberfläche des Meeres ist der Luftdruck ungefähr 760 Millimeter. Da das Quecksilber 13,6 mal so schwer ist, als das Wasser, so ist der Luftdruck am Meeresspiegel gleich dem Druck einer Wassersäule, deren Höhe $13,6 \times 0,76$ Meter, d. h. 10,336 Meter ist. Eine Wassersäule, deren Grundfläche 1 Quadratmeter, und deren Höhe 10,336 Meter beträgt, enthält 10,336 Cubikmeter Wasser. Da nun aber ein Cubikmeter Wasser 1000 Kilogramm wiegt, erhält man als Zahlenwerth für den Druck der Luft auf einen Quadratmeter $10,336 \times 1000$ d. h. 10336 Kilogramm. Rechnet man die Körperoberfläche eines erwachsenen Menschen zu $1\frac{1}{2}$ Quadratmeter, so hat diese Oberfläche einen Luftdruck von $10336 \times 1\frac{1}{2}$ oder 15504 Kilogramm auszuhalten. Dass ein Mensch einen so starken Druck aushalten kann, ohne von demselben erdrückt zu werden, beruht darauf, dass die Luft fast alle Theile des Körpers durchdringt, so dass diese von allen Seiten gleichen Druck erleiden.

140. Wenn ein Quecksilberbarometer richtig zeigen soll, müssen folgende Bedingungen erfüllt sein:

1. Das Quecksilber muss rein sein, d. h. es darf keine anderen Stoffe beigemischt oder aufgelöst enthalten.
2. Der Raum über der Oberfläche des Quecksilbers im Rohre muss durchaus luftleer sein. Wäre nämlich Luft in diesem Raum vorhanden, so würde dieselbe einen Druck auf das Quecksilber ausüben, und in Folge davon das Quecksilber im Rohre zu niedrig stehen. Um zu versuchen, ob sich Luft über dem Quecksilber befindet, neigt man das Barometer, so dass das Quecksilber bis an das Ende der Röhre steigt. Schlägt es mit einem trockenen, scharfen, metallischen Laut an das Glas, so ist das Rohr luftleer. Ist der Laut beim Anschlagen dagegen dumpf oder gar kein Ton hörbar, so ist Luft in dem Rohre, und das Instrument nicht in brauchbarem Stande. Bei der Verfertigung des Barometers wird die Luft dadurch aus dem Rohre entfernt, dass man das Quecksilber in dem Rohre ko-

chen lässt. Später eingedrungene Luft kann häufig dadurch entfernt werden, dass man das Quecksilber am offenen Ende so absperirt, dass es sich nicht bewegen kann, und nun das ganze Instrument umdreht. Durch sanftes Schütteln und leichte Stösse kann man dann die Luftblase dazu bringen, dass sie durch das Quecksilber bis zum offenen Ende emporsteigt.

3. Das Glasrohr muss inwendig rein sein. Im Fall der Unreinheit wird sich das Quecksilber beim Zu- und Abnehmen des Luftdruckes nicht mit genügender Leichtigkeit auf und ab bewegen können.
4. Der innere Querschnitt des Rohres darf nicht zu klein sein. In einem Glasrohre steht nämlich das Quecksilber immer zu niedrig. Dies ist die Folge einer Kraft, welche man Capillarität oder Haarröhrchenkraft nennt, und welche sich beim Quecksilber dadurch äussert, dass seine Theilchen sich von den Wänden des Glasrohres zu entfernen suchen. Bei einem Rohr, dessen innerer Durchmesser 2^{mm} beträgt, wird das Quecksilber um ganze $4,6^{\text{mm}}$ herabgedrückt. Dagegen ist der Stand des Quecksilbers um 4^{mm} zu niedrig, wenn der innere Durchmesser des Rohres $6,5^{\text{mm}}$ beträgt, und nur um $0,4^{\text{mm}}$ bei einem Durchmesser von 16^{mm} . Je grösser also der Querschnitt des Rohres, desto geringer ist die Wirkung der Capillarität.
5. Bei der Beobachtung des Barometers muss der Massstab (die Scala), auf welchem man die Barometerhöhe abliest, lothrecht stehen.
6. Der Massstab muss richtig getheilt sein und so eingestellt werden, dass er genau den Abstand zwischen den beiden in Betracht kommenden Oberflächen des Quecksilbers anzeigt.
7. Je wärmer das Quecksilber ist, desto grösseren Raum nimmt es ein, und desto höher wird somit auch die Quecksilbersäule sein müssen, welche einen bestimmten Druck ausüben soll. Denkt man sich den Luftdruck unverändert, so würde also die Barometerhöhe grösser werden oder das Barometer steigen, so oft das Quecksilber wärmer würde, und ebenso würde das Barometer fallen, so oft das Quecksilber kälter würde. Die

richtige Barometerhöhe ist diejenige, welche das Quecksilber zeigt, wenn seine Temperatur 0° beträgt. Wenn man die Temperatur des Quecksilbers kennt, kann man leicht berechnen, um wie viel das Barometer im einzelnen Fall höher oder niedriger steht, als dies bei 0° der Fall sein würde. Dies nennt man: die Barometerhöhe auf 0° reduciren. Um die Temperatur des Quecksilbers zu kennen, findet man an jedem guten Barometer ein Thermometer. Zugleich mit dem Quecksilber dehnt sich aber auch die Scala durch die Wärme aus, zumal wenn sie, wie dies gewöhnlich der Fall ist, aus Metall besteht. Wenn die Theilstriche der Scala durch die Wärme nach oben hin verrückt werden, zeigt die Quecksilber-Kuppe offenbar eine zu niedrige Zahl. Der Einfluss der Ausdehnung der Scala auf den Ausfall der Beobachtung ist also der entgegengesetzte von dem Einfluss, welchen die Ausdehnung des Quecksilbers übt. Da aber die Ausdehnung des Quecksilbers 10mal stärker ist, als die der Metallscale, wird das Barometer doch immer zu hoch zeigen, so oft die Temperatur über 0° ist. In Tab. III findet man die Reductionen auf 0° bei den verschiedenen Barometerhöhen und Temperaturen unter der Voraussetzung von Quecksilberbarometern mit Celsiusthermometer und Messingcala. Die Anwendung der Tafel erläutern am einfachsten folgende Beispiele:

Thermometer am Barometer	10°	$20^{\circ},5$	-5°
Abgelesene Barometerhöhe	755,2mm	743,7mm	700,5mm
Reduction auf 0°	-1,2	-2,5	+0,6
Auf 0° reducirter Barometerstand	754,0mm	741,2mm	701,1mm

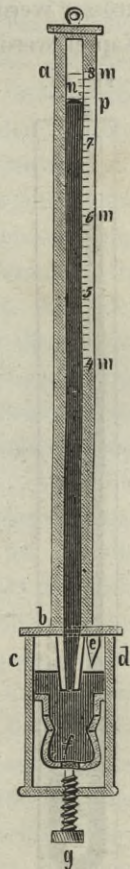
141. Ein Barometer, welches den eben aufgestellten Forderungen entspricht, nennt man ein Normalbarometer. Ein jedes Barometer, mit welchem genaue Beobachtungen angestellt werden sollen, muss mit einem Normalbarometer verglichen worden sein. Die Grösse, welche zu der auf 0° reducirten Höhe eines Barometers addirt oder von derselben subtrahirt werden muss, um die gleichfalls auf 0° reducirte Höhe des Normalbarometers zu finden, nennt man die constante Correction des Barometers. Eine solche constante Correction hat fast jedes gewöhnliche Barometer. Sie schreibt sich von

verschiedenen Umständen her, z. B. von einer nicht ganz richtigen Stellung der Scala, von der Wirkung der Haarröhrchenkraft, von einem Fehler des Thermometers am Barometer u. s. f.

142. Verschiedene Formen des Barometers. Das Quecksilberbarometer wird auf verschiedene Weise construirt. Wir wollen hier nur die gebräuchlichsten Formen besprechen.

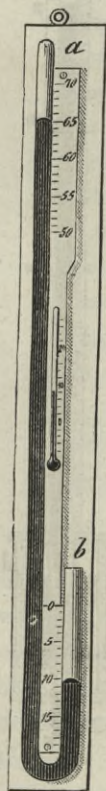
143. Das Gefäß- oder Kapsel-Barometer. Fig. 24. Das Barometerrohr ist von einem Messingrohr *a b* umgeben, welches am oberen Ende zwei sich gegenüberstehende, mit der Axe parallel laufende Schlitze zeigt. Durch diese Schlitze kann man die Quecksilberkuppe beobachten. Der Massstab (*mmm*) ist am Messingrohr angebracht. Im Schlitze bewegt sich ein sogenannter Nonius (*n*), eine Art von Hülfsscala, welche dazu dient kleinere Theile abzulesen, als die, welche auf dem Massstabe eingeritzt sind. Dieser Nonius kann mit der Hand oder vermittelst einer Schraube auf- und abgeschoben werden. Er trägt am untern Ende eine horizontale Kante, welche auf der Vorder- und Hinterseite des Rohres in gleicher Höhe liegt. Bei der Ablesung stellt man den Nonius so ein, dass die beiden unteren Kanten die Quecksilberkuppe *p* zu berühren scheinen. Dann zeigt ein, in gleicher Flucht mit diesen beiden Kanten, auf dem Nonius angebrachter Strich auf dem am Rohre befindlichen Massstabe die Zahl, welche die Barometerhöhe anzeigt. Das Messingrohr, welches das Barometerrohr umgiebt, ist mit seinem unteren Ende *b* in den Deckel des Glascylinders *cd* festgeschraubt. Im Innern dieses Cylinders sieht man den spitzen Elfenbeinstift *e*, welcher am Deckel befestigt ist. Die Spitze dieses Stiftes ist der Punkt, von dem aus die Barometerhöhe gerechnet wird. Darum muss man bei jeder Beobachtung dafür sorgen, dass die Quecksilberoberfläche genau diese Spitze berührt. Zu diesem Zweck ist das Quecksilber in einer Kapsel eingeschlossen,

Fig. 24.



deren oberer Theil aus jenem Glascylinder, deren mittlerer aus einer Holzbüchse und deren unterer Theil aus einem Lederbeutel *f* besteht, welcher letztere mit Hilfe der Bodenschraube *g* zusammengedrückt und niedergelassen werden kann. Beim Sinken des Barometers tritt ein Theil des Quecksilbers aus dem Rohre aus und erhöht den Quecksilberstand im Gefässe; beim Steigen tritt dagegen Quecksilber aus der Kapsel in die Röhre ein, wodurch die Quecksilberoberfläche in jener sinkt. Je grösser der innere Querschnitt des Rohres im Verhältniss zum Querschnitt des Gefässes ist, desto grösser werden natürlich die Schwankungen des Quecksilbers in der Kapsel werden. Vermittelst der Bodenschraube, welche auf den

Fig. 22.



Lederbeutel drückt, kann man nun aber jederzeit die Oberfläche des Quecksilbers im Gefässe bis auf die Höhe der Elfenbeinspitze bringen; und wenn das Metall nur recht rein und blank ist, lässt sich diese Einstellung mit der grössten Genauigkeit ausführen. Steht das Quecksilberniveau nämlich auch nur ein wenig zu niedrig, so sieht man eine Lücke zwischen der Spitze und ihrem Spiegelbilde im Quecksilber. Sobald dagegen das Niveau in der Kapsel auch nur um die allergeringste Kleinigkeit zu hoch wird, sieht man, wie das Quecksilber sich um die Spitze herum einbiegt, wodurch die regelmässige Spiegelung gestört wird. — Um nachtheilige Schwankungen des Quecksilbers beim Transportiren des Instrumentes zu verhüten, schraubt man den Lederbeutel so zusammen, dass Kapsel und Gefäss ganz mit Quecksilber gefüllt sind.

144. Das Heberbarometer. Fig. 22. Dasselbe besteht aus einem gebogenen Glasrohre, dessen langer Schenkel (*a*) geschlossen und dessen kurzer (*b*) offen ist. Das Rohr ist auf einem Brette befestigt, an welchem der Massstab angebracht ist. Dieser kann entweder verschiebbar oder fest sein. Ist derselbe verschiebbar, so wird sein Nullpunkt erst in der Höhe der Quecksilberkuppe im kurzen Schenkel der Röhre

eingestellt und dann unmittelbar die Zahl abgelesen, welche mit

der Quecksilberkuppe im langen Schenkel auf gleicher Höhe steht. Ist der Massstab dagegen fest, so sind zwei Fälle möglich. Einmal kann der Nullpunkt tiefer liegen, als die Quecksilberkuppe im kurzen Schenkel. In diesem Fall wird die Barometerhöhe durch die Differenz der beiden Zahlen ausgedrückt, welche in gleicher Höhe mit der oberen und unteren Quecksilberkuppe liegen. Dann kann aber der Massstab auch so eingerichtet sein, dass sein Nullpunkt irgendwo zwischen den beiden Kuppen liegt, und die Zahlen von diesem aus, wie die Grade am Thermometer, sowohl nach oben als nach unten hin aufsteigen. In diesem Fall ist die Barometerhöhe die Summe der beiden am Massstabe abgelesenen Zahlen. Das Heberbarometer hat — freilich nur in dem Fall, wenn beide Arme an den Stellen, wo die Quecksilberkuppen sich befinden, gleiche Weite haben — den Vorzug, dass die Wirkung der Haarröhrchenkraft in beiden Schenkeln sich aufhebt, da dieselbe ja auf beiden Seiten nach unten hin drückt und gleich stark ist. Wenn der Luftdruck steigt, fällt das Quecksilber in einem solchen Barometer im kurzen Schenkel um ebensoviel, als es im langen steigt. Liegt der Nullpunkt des Massstabes unter der Quecksilberkuppe des kurzen Armes, so wird also die Ablesung am langen Schenkel um ebenso viel erhöht sein, als die am kurzen erniedrigt wird. Folglich wird die Veränderung der wahren Barometerhöhe das Doppelte der Höhenveränderung im einzelnen Schenkel betragen, aber die Summe der beiden Ablesungen wird unveränderlich bleiben müssen, da die eine um ebenso viel vermehrt worden ist, als die andere vermindert wurde. Liegt dagegen der Nullpunkt der Scala zwischen den beiden Kuppen, so wird nun die Differenz der beiden Ablesungen unveränderlich dieselbe bleiben müssen, da die am langen Schenkel, wo man nach oben zählt, und die am kurzen, wo man nach unten zählt, um denselben Betrag vergrößert werden. Ganz eben so verhält es sich, wenn der Luftdruck abnimmt. Dieser Umstand, dass also entweder die Differenz oder die Summe der beiden Ablesungen bei allen Barometerhöhen unveränderlich dieselbe Zahl ergeben muss, bietet eine bequeme Controlle für die an einem Heberbarometer mit fester Scala gemachten Beobachtungen. Beispiel:

Fester Massstab mit einfach aufsteigenden Zahlen (Nullpunkt unten)

Stand der oberen Kuppe	800,0 ^{mm}	812,5 ^{mm}
Stand der unteren Kuppe	50,0	37,5
Wahre Barometerhöhe	750,0	775,0
Summe der Ablesungen	850,0	850,0

Fester Massstab mit auf- und absteigenden Zahlen

(Nullpunkt in der Mitte)

Stand der oberen Kuppe	644,0	650,0
Stand der unteren Kuppe	105,9	111,9
Wahre Barometerhöhe	749,9	761,9
Differenz der Ablesungen	538,1	538,1

Die Zahl, welche die unveränderliche Summe oder Differenz ausdrückt, ist jedoch immer noch von der Temperatur abhängig und kann zwischen Sommer und Winter um ein paar Millimeter variiren. — Bei feineren Beobachtungen am Heberbarometer benutzt man Nonien an beiden Schenkeln. — Im unteren Arm, wo das Quecksilber der Einwirkung der Luft ausgesetzt ist, wird das Rohr leicht nach einiger Zeit im Inneren dunkel, wodurch die Beobachtung erschwert wird. Diesem Uebelstand beugt man dadurch vor, dass man das Barometer, so lange es nicht zur Beobachtung gebraucht wird, schief hängen lässt, so dass das Quecksilber mit dem Theil des kurzen Schenkel, in welchem es bei der senkrechten Lage auf und absteigt, nicht in Berührung kommt. Dadurch bleibt das Rohr an der für die Beobachtung benutzten Stelle rein und durchsichtig. Beim Transporte sperrt man das Quecksilber im kurzen Schenkel mittelst eines Stöpsels, den man soweit hineinschiebt, dass der lange Arm ganz mit Quecksilber gefüllt ist.

145. Das gewöhnliche Zimmerbarometer ist eine Art Heberbarometer, dessen einer Arm sehr kurz ist und eine viel grössere Weite besitzt, als der lange. Dieser ist das Barometerrohr, jener bildet eine Art Gefäss. In Folge dieser Grössenverhältnisse wird das Steigen und Sinken des Quecksilbers im langen Arm keinen bedeutenden Einfluss auf den Stand des Quecksilbers im Gefässe haben. Man bestimmt daher die Barometerhöhe durch einfache Ablesung auf einer festen Scala, deren Nullpunkt im Niveau des Quecksilbers im Gefässe liegt.

146. Das Seebarometer ist ein Gefässbarometer, dessen Rohr

nur am oberen Ende die Weite eines gewöhnlichen Barometerrohres besitzt, während der übrige, längere Theil desselben sehr eng ist. Dadurch werden die Bewegungen des Quecksilbers sehr verlangsamt, wie dies am Bord des Schiffes nothwendig ist, damit das Quecksilber bei der Bewegung des Schiffes nicht »pumpe«, mit welchem Ausdruck der Seemann das unaufhörliche Schwanken desselben bezeichnet. Während aber in dieser Weise die Engigkeit des Rohres die Beobachtung bei bewegter See möglich macht, wird dieselbe natürlich auch die Folge haben, dass das Barometer nur langsam den Veränderungen des Luftdruckes folgt, oder, wie man dies nennt, träge wird. Wenn der Luftdruck rasch sinkt, wird demgemäss das Seebarometer zu hoch, und, wenn der Luftdruck rasch steigt, zu niedrig zeigen. Da das Gefäss des Seebarometers einen festen Boden hat, wird die Oberfläche des Quecksilbers in demselben mit steigendem Barometer fallen und mit fallendem Barometer steigen. Da nun aber die Scala nicht nach dem Quecksilberstand im Gefässe eingestellt werden kann, so macht man, um eine richtige Beobachtung zu erzielen, entweder die Kapsel sehr weit, oder man theilt die Scala so, dass ihre Theilstriche doch die richtige Barometerhöhe angeben, indem man die Zwischenräume kleiner nimmt, als das entsprechende Längenmass. Veranlasste z. B. ein Steigen des Quecksilbers von 40^{mm} im Rohre ein Sinken der Oberfläche von 1^{mm} in der Kapsel, so betrüge die wirkliche Veränderung des Barometerstandes nicht 40^{mm} , sondern 41^{mm} . Diesem Verhältniss wird nun offenbar dadurch Rechnung getragen, dass man den Raum von 40^{mm} auf der Scala in 41 gleiche Theile theilt. Die Abstände zwischen den Theilstrichen werden somit verkürzt oder der Massstab zusammengedrückt. Am Bord wird das Barometer, ebenso wie der Compass in beweglichen Ringen aufgehängt, damit es immer in der lothrechten Stellung bleibt.

147. Für jede Art von Quecksilberbarometer gelten übrigens folgende Bemerkungen. Das Barometer darf keinen zu starken Temperaturwechseln ausgesetzt werden, z. B. nicht nahe neben dem Ofen oder in der Sonne hängen, da man sonst zu befürchten hätte, dass das Thermometer eine andere Temperatur zeigen könnte, als die, welche das Quecksilber des Barometers besitzt, wodurch

die Genauigkeit der Reduction auf 0° beeinträchtigt würde. Wenn ein Quecksilberbarometer beobachtet werden soll, muss dasselbe, d. h. dessen Scala, senkrecht hängen. Zuerst notirt man die Angabe des Thermometers, da dessen Stand durch längeres Verweilen des Beobachters vor dem Instrumente leicht etwas erhöht werden könnte. Darauf klopft man an die Seite des Barometers, so dass das Quecksilber eine leise Erschütterung erhält. Dadurch versichert man sich davon, dass dasselbe nicht an der Innenwand des Rohres anhängt, und bringt es in die Stellung, welche wirklich dem jedesmaligen Luftdruck entspricht. Endlich stellt man die Visirapparate am unteren (die Bodenschraube und Elfenbeinspitze des Kapselbarometers) und am oberen Ende des Quecksilbers ein und liest die entsprechenden Zahlen an der Scala und an den Nonien ab.

148. Neben diesen verschiedenen Quecksilberbarometern wird häufig zur See, aber auch auf dem Lande, das Aneroidbarometer benutzt. Dieses Instrument besteht aus einer metallenen Büchse, von der Form einer flachen, runden Schachtel, mit elastischen Böden, deren Inneres fast luftleer gemacht ist. Der äussere Luftdruck wirkt natürlich zumeist auf die beiden Böden, besonders auf ihre Mitte, und sucht sie so weit zusammenzudrücken, als ihre Elasticität dies zulässt. Bei steigendem Luftdruck werden somit die Böden sich einander nähern, bei abnehmendem Luftdruck in Folge ihrer Elasticität sich weiter von einander entfernen. Die so sich ergebende Bewegung der Mittelpunkte beider Böden wird nun durch ein Hebel- und Räderwerk auf einen Zeiger übertragen, welcher sich bei steigendem Luftdruck nach rechts, bei abnehmendem Luftdruck nach links dreht. Der Zeiger bewegt sich, wie der Zeiger einer Uhr, über einer runden Scheibe, mit kreisförmiger Scala, deren Theilstriche nach einem Quecksilberbarometer eingezeichnet sind. Das Aneroidbarometer ist wegen seiner runden Form und der Leichtigkeit, mit welcher es den Schwankungen des Luftdruckes folgt, ein bei See- und Landreisen sehr bequemes Instrument. Man besitzt derartige Barometer, welche nicht grösser sind, als eine gewöhnliche Taschenuhr. Das Aneroidbarometer ist der Einwirkung der Wärme in ähnlicher Weise, wie das Quecksilberbarometer, unterworfen, die Grösse dieser Wirkung muss aber für jedes einzelne

Instrument besonders bestimmt werden. Ausserdem pflegt die Theilung des Aneroids selten so genau zu sein, dass alle einzelnen Theilstriche wirklich den entsprechenden Theilstrichen auf der Scala des Quecksilberbarometers entsprechen, und dazu kommt noch, dass seine constante Correction sich fortwährend ändert, zumal wenn es Erschütterungen oder starken Schwankungen im Luftdruck ausgesetzt gewesen ist. Ein Aneroidbarometer muss deshalb regelmässig mit einem Normalbarometer sowohl bei hohen und niedrigen Temperaturen, als auch bei hohem und niedrigem Luftdruck verglichen werden, um seine Angaben zu controlliren. Ohne solche regelmässige Vergleichung kann dieses Instrument nicht zuverlässige Beobachtungen des Luftdruckes liefern.

149. Beim sogenannten Metallbarometer wirkt der Druck der Atmosphäre auf ein luftleeres Rohr, welches in der Mitte, wo es am dicksten, befestigt ist, und dessen zugespitzte Enden sich gegen einander krümmen. Veränderungen im Luftdruck haben ein Zusammenkrümmen oder Auseinanderbiegen dieser Spitzen zur Folge und diese Bewegung wird, wie oben, durch Hebel und Räder auf einen Zeiger übertragen. Das Metallbarometer hat dieselben Vorzüge und Nachteile, wie das Aneroidbarometer.

150. Die Scala des Barometers kann in verschiedener Weise eingetheilt werden. In den meisten Ländern braucht man zu diesem Zweck das metrische Mass und giebt die Barometerhöhe in Millimetern an. So geschieht es auch in diesem Buche. Dass der Barometerstand in Millimetern angegeben wird, wird dadurch bezeichnet, dass man *mm* hinter die Zahlangabe setzt. 760 *mm* oder 760^{mm} ist also zu lesen: 760 Millimeter. In Grossbritannien und Amerika werden englische Zoll und deren Zehntel gebraucht. Ein in früheren Zeiten viel gebrauchtes Mass, das aber auch noch jetzt vorkommt, sind französische Zoll und Linien. Es wäre wünschenswerth, dass die Theilung der Barometerscala nach Millimetern bald in allen Ländern die allgemein geltende werden möchte. Am Schlusse des Buches findet man eine Tabelle zur Reduction der französischen und englischen Zolle auf Millimeter. Tab. IV.

151. Das Abnehmen des Luftdruckes mit der Höhe. Auf die einzelnen Theilchen der Luft wirken beständig zwei Kräfte:

die Spannkraft der Luft, welche darauf hinwirkt, die einzelnen Theilchen von einander zu entfernen, und die Schwere, welche darnach strebt die Lufttheilchen nach der Oberfläche der Erde herabzuziehen. Die Schwere verleiht der Luft Gewicht und ruft dadurch einen Druck der Luft auf ihre Grundfläche hervor. Auf jeder Luftschicht lastet somit das Gewicht der ganzen Luftmasse, welche zwischen dieser Schicht und der oberen Grenze der Atmosphäre liegt. Diesem Drucke der Schwere wirkt aber der Druck der Elasticität, also das was wir oben als Luftdruck bezeichnet haben, entgegen; und Gleichgewicht tritt offenbar nur dann ein, wenn der Luftdruck in einem Punkte ebenso gross ist, wie das Gewicht der über demselben lagernden Luftmasse. An der Oberfläche des Meeres wird die Luft durch das Gewicht der ganzen Atmosphäre zusammengedrückt. Je höher man sich über die Meeresfläche erhebt, desto geringer wird die Dicke der überlagernden Luftschicht, und damit nimmt auch ihr Gewicht und der von derselben geübte Druck ab. Je weniger aber die Luft zusammengedrückt wird, desto geringer ist auch ihre Dichtigkeit oder das Gewicht einer Cubikeinheit Luft. Je höher man also in die Atmosphäre emporsteigt, desto mehr wird nicht nur die Höhe der von oben herabdrückenden Luftsäule, sondern auch die Dichtigkeit dieser Säule sich verringern. Nimmt aber nun so der auf der Luft ruhende Druck schneller ab, als die Höhe zunimmt, so wird dieses Verhältniss auch für die Spannkraft der Luft, welche jenem Drucke das Gleichgewicht hält, d. h. für den Luftdruck gelten. Die Abnahme des Luftdruckes geht somit schneller vor sich, als das Zunehmen der Höhe. Da die Dichtigkeit der Luft um so geringer ausfällt, je grösser die Temperatur derselben ist, ist das Gesetz für die Abnahme des Luftdruckes mit der Höhe auch noch von der Temperatur der Luft abhängig. Tab. V, am Schlusse des Buches, giebt an, wie hoch, bei verschiedenem Druck und Temperatur, eine Luftsäule sein muss, damit ihr Druck 4 Millimeter betrage, oder mit anderen Worten, um wie viel Meter man emporsteigen muss, damit der Luftdruck um 4 Millimeter abnimmt. Beträgt beispielsweise der Luftdruck 760^{mm} , und die Temperatur 0° , so entspricht das Sinken des Luftdruckes um 4^{mm} einem Höhenunterschied von 40,52 Meter. Beträgt die Temperatur dagegen 20° , und

ist somit die Luft leichter und dünner, so muss man schon 11,36 Meter steigen, damit der Luftdruck um 1^{mm} abnimmt. In einer Höhe von 2500 Meter herrscht ein Luftdruck von ungefähr 555^{mm} . Hier ist die Luft nur $\frac{5}{7}\frac{5}{8}\frac{5}{0}$ oder nicht ganz $\frac{3}{4}$ Mal so dicht, als am Meeresspiegel, also schon ziemlich verdünnt. Dem entspricht aber auch der Umstand, dass man hier, unter der Voraussetzung einer Temperatur von 0° , 44,5 Meter emporsteigen muss, um den Luftdruck um 1^{mm} abnehmen zu sehen.

152. Da der Luftdruck eines Ortes nach dem Obigen in gesetzmässigem Verhältniss zu der Höhe dieses Ortes über dem Meere steht, so muss man, wenn man den Luftdruck verschiedener Orte mit einander vergleichen will, durch Rechnung bestimmen, welcher Luftdruck an dem einen Orte stattfinden würde, wenn derselbe sich auf gleicher Höhe mit dem anderen Orte befände. Gewöhnlich pflegt man indessen für beide Orte den Luftdruck zu berechnen, welcher an jedem von ihnen eintreten würde, wenn sie bis auf die Höhe des Meeresspiegels hinabverlegt würden. Dies nennt man, die Barometerhöhe auf den Meeresspiegel reduciren. Zur Ausführung dieser Rechnung muss man die Höhe des Ortes über dem Meere und den Luftdruck sowie die Temperatur der Luft kennen. Nur an solchen Orten, welche nur wenig über dem Meeresspiegel liegen, lässt sich diese Berechnung mit Schärfe ausführen. Bei Orten, welche hoch, und zumal weit vom Meere entfernt liegen, ist das Ergebniss derselben dagegen weniger sicher. Im ersten Fall lässt sie sich mit Hülfe der Tafel V ausführen.

Beispiel: Ein Ort liege 32 Meter über dem mittleren Wasserstand des Meeres. Seine Barometerhöhe sei 757^{mm} und die Lufttemperatur 15° . Den beiden Werthen 757^{mm} und 15° entspricht nach der Tabelle eine Luftsäule von 11,2 Meter. Um diese Grösse muss man also von unserem Orte aus abwärts steigen, um den Luftdruck um 1^{mm} steigen zu sehen. Geben aber nun 11,2 Meter 1^{mm} , so geben 32 Meter $2,9^{\text{mm}}$. Die Reduction auf die Meeresfläche beträgt also in diesem Falle $2,9^{\text{mm}}$ und die Barometerhöhe am Meeresufer wird somit $757^{\text{mm}} + 2,9^{\text{mm}}$, d. h. $759,9^{\text{mm}}$ betragen.

153. Umgekehrt kann man aber auch die Höhe eines Ortes über dem Meeresspiegel oder über einem andern Punkte berechnen,

sobald man nur die Barometerhöhen und die Temperaturen an beiden Stellen kennt. Soll die Rechnung genau ausfallen, dürfen beide Punkte nicht in zu grosser Entfernung von einander liegen. Zur Berechnung geringerer Höhenunterschiede lässt sich auch Taf. V anwenden.

Beispiel: Die Barometerhöhe am Meere sei 760^{mm} , und an einem höher gelegenen Punkte in seiner Nähe 740^{mm} , die Lufttemperatur dort 16° und hier 12° . Das Mittel aus den Barometerhöhen ist also 750^{mm} und aus den Temperaturen 14° . Letzteren beiden Werthen entspricht nach der Tabelle der Werth 11,25 Meter. Man hat somit folgende Proportion: 1^{mm} giebt 11,25 Meter Höhenunterschied, also geben $760^{\text{mm}} - 740^{\text{mm}}$ d. h. 20^{mm} einen Höhenunterschied von 225,0 Meter. Der obere Punkt liegt also 225 Meter über dem Meere. Die genauere Berechnung würde 224,2 Meter ergeben haben. Der Unterschied ist mithin nicht bedeutend.

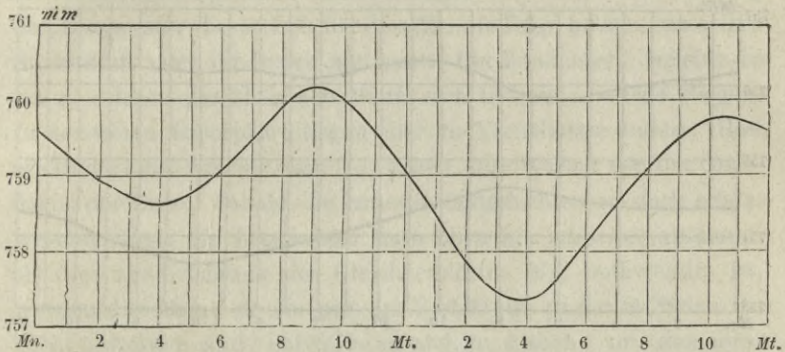
154. Bei allen derartigen Berechnungen wird vorausgesetzt, dass die Barometerhöhen auf 0° reducirt und von allen Fehlern der Instrumente befreit sind, so dass sie den wahren Luftdruck an den verschiedenen Punkten angeben.

155. Die tägliche Periode des Luftdruckes. Diese wird in derselben Weise, wie die tägliche Periode der Lufttemperatur und atmosphärischen Feuchtigkeit gefunden, d. h. aus einer Reihe von Beobachtungen, welche mit Zwischenräumen von einigen wenigen Stunden, in regelmässigen Terminen, sich über den Lauf des ganzen Tages erstrecken. Zu diesem Behufe sind selbstregistrirende Barometer am zweckmässigsten. Solche besitzt man in sehr verschiedener Construction. Einige registriren die Barometerhöhe für jeden Augenblick, andere blos zu bestimmten Zeiten. Bei einigen Instrumenten wird der Barometerstand auf einer beweglichen Tafel photographirt, bei anderen setzt ein Loth, welches auf dem Quecksilber im offenen Arm eines Heberbarometers schwimmt, einen Schreibstift in Bewegung, welcher eine Linie auf eine durch ein Uhrwerk bewegte Tafel aufzeichnet. Auf dieser Tafel lässt sich dann der einem jeden Zeitpunkt entsprechende Barometerstand ablesen.

156. Fig. 23 a. f. S. zeigt die tägliche Periode des Luftdrucks in Batavia nach ihrem durchschnittlichen Werthe innerhalb des

Jahres. Die Abweichung in den einzelnen Monaten ist übrigens nur sehr unbedeutend. Man sieht, wie der Luftdruck Morgens 3 Uhr 40 M. vom Fallen zum Steigen übergeht, d. h. ein Minimum hat. Dann bleibt er den Morgen über im Steigen bis 9 Uhr 8 M., wo er sein Maximum erreicht und wiederum zu fallen beginnt. Dieses Niedergehen des Barometers währt bis 3 Uhr 40 M., wo das zweite,

Fig. 23.

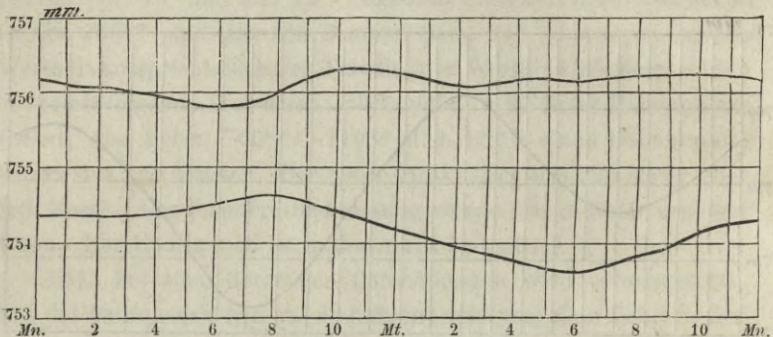


niedrigste Minimum eintritt, dem ein neues Steigen folgt, in Folge dessen um 10 Uhr 22 M. Abends das zweite Maximum erreicht wird, nach welchem der Luftdruck wieder abnimmt und um 3 Uhr 40 M. Morgens seinen anfänglichen Werth wieder erreicht. Die tägliche Amplitude oder der Unterschied zwischen dem grössten Werth des Luftdruckes am Vormittag und seinem niedrigsten am Nachmittag beträgt $2,7^{\text{mm}}$.

157. Fig. 24 a. f. S. zeigt die tägliche Periode des Luftdrucks in Christiania im Januar (obere Linie) und im Juli (untere Linie). Im Januar fällt, wie man sieht, das Vormittagsmaximum auf 10 Uhr 34 M., das Nachmittagsminimum auf 2 Uhr 6 M., das Abendmaximum auf 9 Uhr 50 M. und das Morgenminimum auf 5 Uhr 53 M. Die ganze Bewegung im Laufe des Tages umfasst nur $0,43^{\text{mm}}$. Im Juli tritt das Vormittagsmaximum um 7 Uhr 29 M. und des Nachmittagsminimum um 5 Uhr 45 M. ein. Während der Nacht ändert sich der Luftdruck nur langsam, bleibt aber im Steigen. Die tägliche Amplitude beträgt $1,06^{\text{mm}}$.

158. Die tägliche Periode des Luftdruckes besteht demgemäss an den meisten Orten aus einer Doppelschwankung, welche im Laufe des Volltages zwei Maxima, das eine am Vormittag, das andere am Abend, und zwei Minima, das eine am Morgen, das andere am Nachmittag zeigt. Das Maximum des Vormittags und das Minimum des Nachmittags zeigen die grösste Abweichung vom

Fig. 24.



Mitteldruck des gesammten Tages. Mit anderen Worten: die Veränderung des Luftdruckes ist am stärksten am Tage, am schwächsten in der Nacht. In den tropischen Gegenden ist die tägliche Periode überall der in Batavia beobachteten sehr ähnlich, und wiederholt sich alltäglich mit so grosser Regelmässigkeit, dass man sie fast als Uhr benutzen und die Zeit darnach angeben kann. Die tägliche Amplitude ist hier auch verhältnissmässig beträchtlich. In den gemässigten und kalten Zonen ist der Gang des Barometers im Ganzen sehr unregelmässig. Die tägliche Periode lässt sich nur dadurch finden, dass man das Mittel aus den Beobachtungen einer längeren Zeit, z. B. eines Monats, nimmt. Die Uhrzeit der Maxima und Minima fällt in den verschiedenen Jahreszeiten etwas verschieden aus, doch so, dass die beiden Maxima in die Vormittags- und Abendstunden zwischen 9 und 11, und die beiden Minima in die Morgen- und Nachmittagsstunden zwischen 3 und 5 fallen. Wenn die Nacht kurz wird oder ganz verschwindet, wird die Veränderung des Luftdruckes während der Nacht sehr klein. Bei kurzem Tag und langer Nacht wird die ganze Bewegung schwächer und beschränkt

sich hauptsächlich auf die wenigen Tagesstunden. An den Küsten ist die tägliche Amplitude kleiner als im Binnenlande.

159. Wenn wir nach der Erklärung dieser täglichen Periode des Luftdruckes uns umsehen, stossen wir auf eines der wichtigsten Phänomene der Meteorologie: den aufsteigenden Luftstrom. Ist Luft in einem Raum eingeschlossen, der ihr keinen Ausgang und der äusseren Luft keinen Eingang darbietet, und ist die Grösse dieses Raumes unveränderlich, so wird eine Erhöhung der Temperatur dieser Luft für dieselbe die Folge haben, dass ihre Spannkraft oder ihr Druck zunimmt. Ein Barometer, welches in einem solchen geschlossenen Raum sich befände, würde steigen. In der freien Atmosphäre liegen aber die Verhältnisse anders. Hier erhält die Luft, wie wir oben (44) sahen, ihre Wärme von der Oberfläche der Erde. Sobald die unteren Luftschichten so stark erhitzt werden, dass die Temperatur nach oben hin schneller abnimmt, als dies zur Erhaltung des Gleichgewichtes (61) nothwendig ist, werden dieselben, da sie nun im Verhältniss zu ihrem Niveau zu leicht geworden sind, aufwärts zu steigen suchen, um den ihrer geringeren Dichtigkeit entsprechenden Platz einzunehmen. Die grössere Spannkraft, welche die steigende Wärme der Luft mittheilt, treibt nämlich die einzelnen Lufttheile weiter von einander. Nach unten hin kann nun aber die Luft sich nicht ausdehnen, denn hier leistet ihr die Oberfläche der Erde Widerstand; nach den Seiten hin ist eben so wenig eine Erweiterung möglich, denn hier begegnen ihr andere Lufttheile, die ebenfalls sich über einen grösseren Raum zu verbreiten streben; somit muss die ganze, durch die Wärme gesteigerte Spannkraft der Luft nach oben dringen und sich dadurch äussern, dass sämtliche Lufttheile emporsteigen. Ausserdem hat das Steigen der Temperatur eine starke Entwicklung und gesteigerte Spannkraft der Wasserdämpfe zur Folge. In einem geschlossenen Raume würde Menge und Druck der Wasserdämpfe mit der steigenden Temperatur gleichen Schritt halten, bis der Dampf das Maximum seiner Spannkraft erreicht hätte. In der freien Atmosphäre dagegen tritt die Sättigung nicht sogleich ein, sondern die Dämpfe entwickeln sich nur um so schneller, je höher die Temperatur steigt, und da sie nicht alsbald die Luft zu durchdringen ver-

mögen, treiben sie dieselbe theilweise vor sich her. So liefert auch die Verdunstung ihren Beitrag zum aufsteigenden Luftstrom. Endlich ist Wasserdampf leichter als Luft, die mit ihm unter gleichem Drucke steht. Mit Wasserdampf gemischte Luft ist daher auch leichter als trockne Luft und wird somit auch rascher emporsteigen.

160. In der eben geschilderten Weise entsteht ein aufsteigender Luftstrom an allen Orten, wo eine stärkere Erwärmung der Luft stattfindet, als an den umliegenden Punkten. In Folge dieser nach oben drängenden Bewegung erhebt sich die Atmosphäre über dem erhitzten Orte über ihre frühere Höhe. Dieser Zustand hat aber keine Dauer, da die Luft an der Grenze der Atmosphäre gleich seitwärts nach den Punkten hin abfließen wird, wo die Höhe derselben geringer ist. Die Luftsäule, welche auf der erwärmten Grundfläche ruht, wird dadurch eben nur noch mehr verdünnt werden, und demgemäss wird auch der Luftdruck abnehmen, und das Barometer niedriger stehen, als an anderen kälteren Punkten.

161. Da nun also das Steigen der Temperatur in der freien Atmosphäre eine Verminderung des Luftdruckes zur Folge hat, muss der Gang der Temperatur sich im täglichen Wechsel des Luftdruckes abspiegeln. Doch kommt hier noch die Wirkung des Wasserdampfes mit in Betracht, vermöge welcher die tägliche Periode des Luftdruckes etwas verwickelter wird, als dies bei der Lufttemperatur der Fall war. Am Morgen wird die steigende Temperatur zuerst den aufsteigenden Luftstrom hervorrufen und damit ein Sinken des Luftdruckes einleiten. Zur selben Zeit beginnt aber auch die Verdunstung die Luft mit Wasserdämpfen anzufüllen, und da die Verdampfung rascher vor sich geht, als das Aufsteigen der Luft, wird im Anfang das Barometer steigen, bis es das Vormittagsmaximum erreicht. Mittlerweile ist aber der aufsteigende Strom in rascheren Fluss gekommen, die Wasserdämpfe mischen sich schneller und leichter mit der Luft und steigen mit ihr empor; die Luft fliesst in den oberen Gegenden der Atmosphäre geschwinder nach den Seiten hin ab, und der Luftdruck sinkt. Nicht lange nach der Mittagszeit hat die Temperatur ihren höchsten Grad und der aufsteigende Strom seine grösste Geschwindigkeit erreicht; nun fällt auch das Barometer am raschesten. Dann nimmt aber die Erwärmung von unten her wieder ab; damit

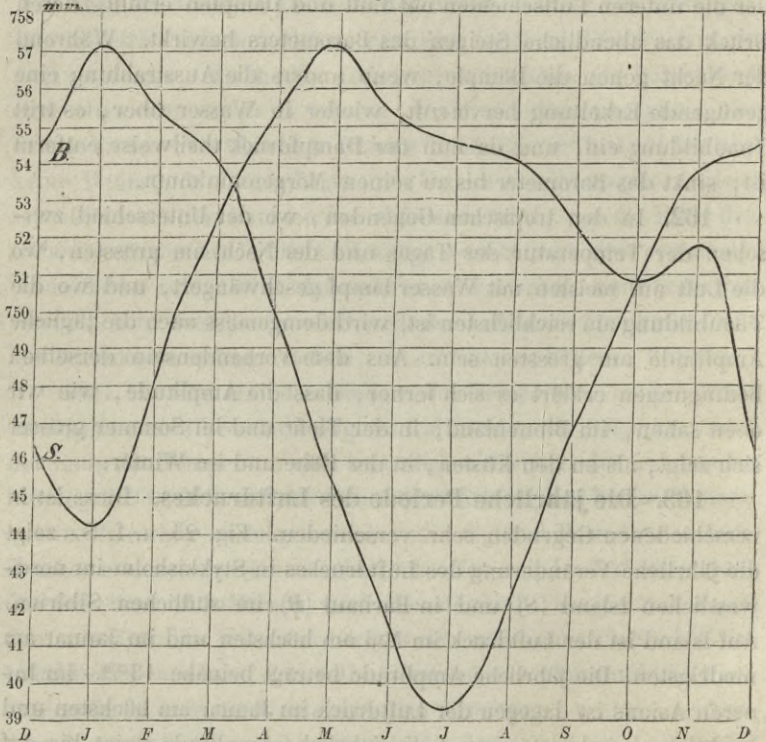
wird auch der aufsteigende Luftstrom schwächer und vermag nicht mehr so leicht die Wasserdämpfe mit sich fort zu reissen. Dem entsprechend hört das Barometer auf zu fallen. Wenn die Erde sich am Abend wieder abkühlt, sinkt die Luft und der Wasserdampf wieder herab, und dadurch bildet sich ein absteigender Luftstrom, der die unteren Luftschichten mit Luft und Dämpfen erfüllt, deren Druck das abendliche Steigen des Barometers bewirkt. Während der Nacht gehen die Dämpfe, wenn anders die Ausstrahlung eine genügende Erkaltung hervorruft, wieder in Wasser über, es tritt Thaubildung ein, und da nun der Dampfdruck theilweise entfernt ist, sinkt das Barometer bis zu seinem Morgenminimum.

162. In den tropischen Gegenden, wo der Unterschied zwischen der Temperatur des Tages und der Nacht am grössten, wo die Luft am meisten mit Wasserdampf geschwängert, und wo die Thaubildung am reichlichsten ist, wird demgemäss auch die tägliche Amplitude am grössten sein. Aus dem Vorhandensein derselben Bedingungen erklärt es sich ferner, dass die Amplitude, wie wir oben sahen, im Binnenland, in der Tiefe und im Sommer grösser sich zeigt, als an den Küsten, in der Höhe und im Winter.

163. Die jährliche Periode des Luftdruckes. Diese ist in verschiedenen Gegenden sehr verschieden. Fig. 25 a. f. S. zeigt die jährliche Veränderung des Luftdruckes in Stykkisholm im nord-westlichen Island (*S*) und in Barnaul (*B*) im südlichen Sibirien. Auf Island ist der Luftdruck im Mai am höchsten und im Januar am niedrigsten. Die jährliche Amplitude beträgt beinahe 43^{mm} . Im Inneren Asiens ist dagegen der Luftdruck im Januar am höchsten und im Juli am niedrigsten, und die jährliche Amplitude steigt bis auf 48^{mm} . Im nördlichen Theil des stillen Oceans, zwischen Kamtschatka und Nordamerika ist die jährliche Veränderung des Luftdruckes eine ähnliche, wie auf Island. Im Inneren Nordamerika's walten dieselben Verhältnisse ob, wie im Inneren Asiens, nur ist die Amplitude kleiner. Die starke jährliche Veränderung, welche das Innere Asiens auszeichnet, findet man, wenn auch in etwas geringerem Grade, in Ostindien und an den östlichen Küsten Asiens wieder. In Australien zeigt sich ein ähnlicher Gegensatz zwischen hohem Luftdruck im Winter und niedrigem im Sommer. Dasselbe ist in

Afrika, und zum Theil auch in Südamerika der Fall. Auf den grossen Meeren ist, abgesehen von den obengenannten Punkten, die jährliche Veränderung des Luftdruckes nicht gross, und wie an den Küsten nicht sehr regelmässig.

Fig. 25.



164. Wie man sieht, sind es demnach die grossen Continente, über welchen sich die grössten und regelmässigsten Veränderungen im Luftdruck bemerklich machen. Den niedrigen Luftdruck im Sommer verdankt man hier dem durch die grosse Wärme hervorgerufenen aufsteigenden Luftstrome, der hier verhältnissmässig trocken ist, so dass der Druck des Wasserdampfes nicht ausreicht, um das zu ersetzen, was die Luft durch ihre Leichtigkeit und Dünnhheit an Druckvermögen verliert. Der hohe Luftdruck des Winters hat seinen Grund in der starken Erkältung der niederen Luft-

schichten, die wieder aus der starken Ausstrahlung der Erdoberfläche bei langer Nacht und klarem Himmel folgt. Die kalten Luftschichten ziehen sich stark zusammen, werden dadurch schwer und drücken mit grösserem Gewicht auf das Barometer. Da sie sich naturgemäss nach unten drängen, schaffen sie Raum für neue Luftschichten, die in den oberen Gegenden der Atmosphäre zuströmen und durch ihr Gewicht den Luftdruck zu vermehren helfen. Der niedrige Luftdruck um Island und Kamtschatka wird durch eine Reihe verschiedener zusammenwirkender Ursachen bedingt, über welche wir erst später einigermassen uns werden Rechenschaft geben können (344).

165. Die Vertheilung des Luftdruckes über die Erde.

Unsere gegenwärtige Kenntniss der Vertheilung des Luftdruckes auf der Erdoberfläche verdanken wir dem schottischen Meteorologen Alexander Buchan, und die Bedeutung derselben für das Verständniss fast aller meteorologischen Phänomene lässt sich kaum überschätzen. Um einen Ueberblick über diese Verhältnisse zu erlangen, hat Buchan den mittleren Barometerstand eines jeden Monats für eine grosse Anzahl Orte auf der Erdoberfläche berechnet. Dieselben müssen natürlich, um eine Vergleichung zuzulassen, auf den Meeresspiegel reducirt werden (152). Trägt man nun die reducirten Barometerhöhen auf der Karte ein, und zieht Linien durch alle die Punkte, wo der Luftdruck an der Meeresfläche derselbe ist, so erhält man die beste Uebersicht über die Vertheilung des Luftdruckes. Diese Linien nennt man *isobarische Linien* oder *Isobaren* (Linien gleichen Drucks). Fig. 26 und 27 stellen in dieser Weise die Vertheilung des Luftdruckes im Januar und im Juli dar. Sie enthalten die isobarischen Linien für jeden 5. Millimeter, d. h. für die Barometerhöhen 745^{mm}, 750^{mm}, 755^{mm}, 760^{mm}, 765^{mm} und 770^{mm}. Man ersieht aus dieser Darstellung, dass der mittlere Luftdruck an der Meeresfläche in den verschiedenen Gegenden der Erde ziemlich bedeutende Abweichungen darbietet. Der Lauf der Isobaren zeigt nichts von einer regelmässigen Veränderung des Luftdruckes vom Aequator nach den Polen hin, den Verhältnissen entsprechend, welche wir für die Lufttemperatur und die Menge der Wasserdämpfe gefunden hatten; vielmehr finden wir

hier verschiedene von einander abgesonderte Maxima, welche einen höheren Luftdruck zeigen, als alle umherliegenden Orte, und verschiedene abgesonderte Minima, deren Luftdruck niedriger ist, als der der ganzen Umgebung. Von einem Maximum aus nimmt der Luftdruck nach allen Richtungen hin stetig ab, von einem Minimum aus nimmt er nach allen Richtungen stetig zu. Zwischen den verschiedenen Maximen und Minimen liegen Orte, welche einen mittleren Luftdruck haben. Da der gewöhnliche, mittlere Luftdruck auf 760^{mm} veranschlagt wird, so können wir, indem wir der Isobare für 760^{mm} folgen, eine Grenzlinie ziehen zwischen den Gegenden, welche einen hohen Luftdruck (über 760^{mm}) und den Gegenden, welche einen niedrigen Luftdruck (unter 760^{mm}) haben.

166. Vertheilung des Luftdruckes im Januar. Fig. 26. Die Isobare für 760^{mm} geht von den Parry-Inseln im arktischen Nordamerika nach Nova Scotia hinunter, und von dort aus in östlicher Richtung nach Europa hinüber, wo sie den Kanal, den südlichen Theil der Ostsee und Nordrussland durchschneidet, und darauf sich nach Nordosten wendet. Bei dem karischen Meere verlässt sie das Festland und geht über Novaja Semlja gen Norden. Wir finden sie wieder im Norden von Kamtschatka, von wo aus sie eine grosse Biegung nach Westen und Süden, um das Ochotskische Meer und über Japan, ausführt, um danach mit östlicher Richtung den stillen Ocean zu überschreiten und von ihrem Eintritt in das amerikanische Festland nach Norden umzulenken, bis sie wieder die Parryinseln erreicht. Nach Norden hin nimmt auf dieser ganzen Strecke der Luftdruck ab, nach Süden hin zu. Ferner finden wir viel weiter nach Süden eine neue Linie für 760^{mm}, welche ungefähr unter 5 Grad nördlicher Breite den Atlantischen Ocean passirt, Afrika und das indische Meer durchschneidet und bei den Sunda-inseln sich bis auf 40° N. Breite erhebt, dann aber wieder nördlich von demselben sich über das stille Weltmeer fortsetzt, und also im grossen Ganzen ungefähr die Richtung der Parallellkreise innehält. Hier liegt der höhere Luftdruck im Norden, der niedrigere im Süden. Auf der südlichen Halbkugel finden wir, dass die Linie für 760^{mm} in 3 Partien zerfällt, von denen die eine über dem südlichen Atlantischen Ocean, die zweite über dem indischen Ocean und

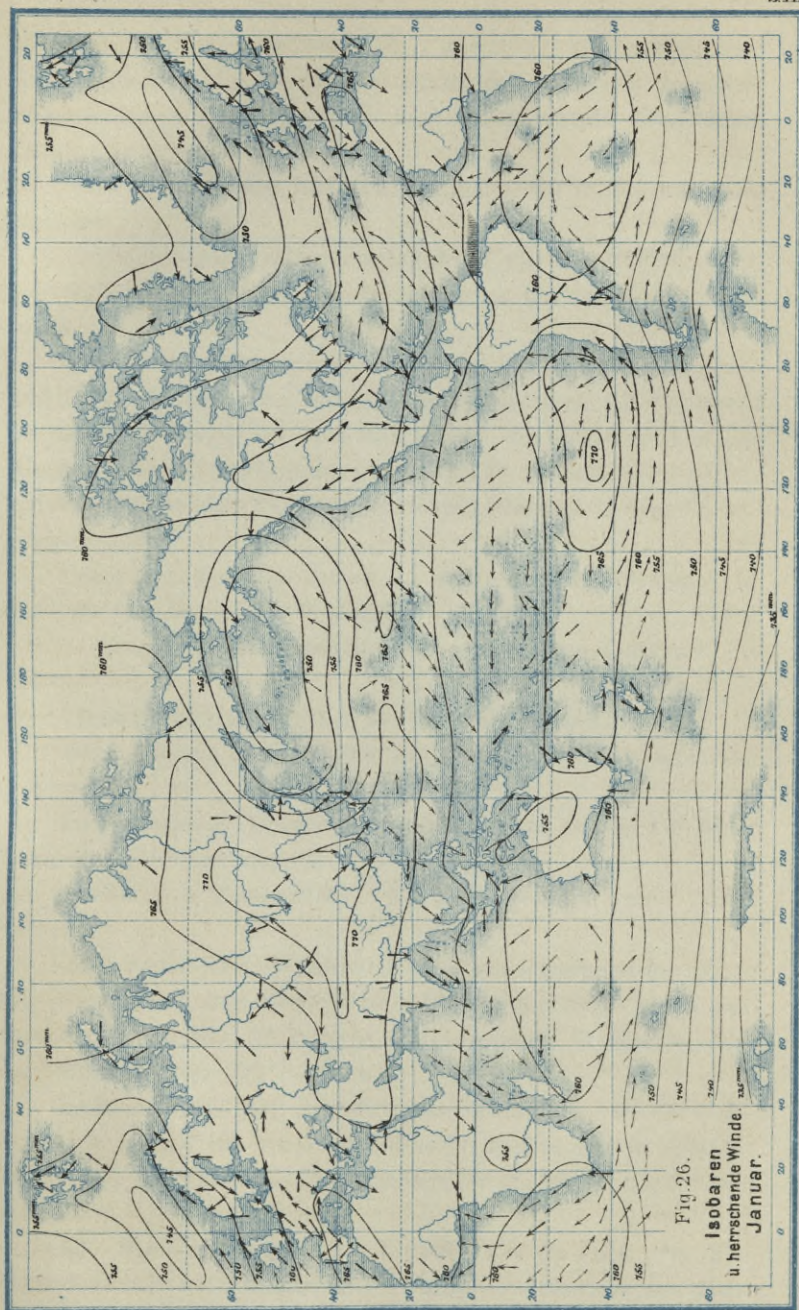


Fig. 26.

Isobaren
u. herrschende Winde.
Januar.

die dritte über dem südlichen Theil des stillen Weltmeeres liegt. An der Nordseite dieser Partien nimmt der Luftdruck nach Norden, an der Südseite derselben nach Süden hin ab. Der höhere Luftdruck liegt in ihrem Inneren.

167. Maxima des Luftdruckes finden wir in folgenden Gegenden:

Ueber Ost-Asien mit einem Luftdruck von über 770^{mm} .

Ueber Nordamerika, wo der Luftdruck bis an 770^{mm} hinanreicht.

Dieses Maximum erstreckt sich nach Osten über das nordatlantische Meer hinüber (wo der Luftdruck unter dem 30. Breitengrad bis auf 768^{mm} steigt) bis zum Mittelmeere. Im östlichen Theil des Mittelmeeres sinkt der Luftdruck unter 765^{mm} , so dass hier eine Unterbrechung zwischen dem asiatischen und Atlantischen Hochdruckgebiete eintritt.

Ueber dem südlichen stillen Ocean, in dessen östlichem Theil der Luftdruck bis auf 770^{mm} steigt.

Ueber dem südatlantischen Meere, mit einem Luftdruck bis 764^{mm} .

Ueber dem südlichen Theil des indischen Oceans.

168. Minima des Luftdruckes finden wir in folgenden Gegenden:

Zwischen Island, Spitzbergen und Norwegen, wo der Luftdruck bis unter 745^{mm} heruntergeht.

Oestlich von Kamtschatka, wo der Luftdruck unter 750^{mm} sich hält.

Ueber einem Gürtel, welcher in der Aequatorgegend die ganze Erde umschliesst, und ausgeprägtere Minima über Süd-Afrika und Australien aufweist. Im Inneren der genannten Continente geht der Luftdruck unter 755^{mm} herab.

Ueber dem südlichen (antarktischen) Polarmeere, wo der Luftdruck sehr niedrig ist, und unter dem 60. Breitengrad im Atlantischen Meere nur 740^{mm} bis 745^{mm} und näher am Südpol noch weniger beträgt.

169. Die Vertheilung des Luftdruckes im Juli. Fig. 27. Die Isobare für 760^{mm} geht von der Südspitze Grönlands aus über

den Atlantischen Ocean, Schottland, die Nordsee, Dänemark, die Ostsee, Russland, die Türkei, die Mitte des Mittelmeeres, Nordwest-Afrika, den Guinea-Busen, das äquatoriale Afrika, das indische Meer (in der Breite von Ceilon), die Sunda-Inseln, die China-See, Neu-Guinea, und den südlichen stillen Ocean. Hier biegt sie westlich von Central-Amerika vollständig um und geht nördlich vom Aequator nochmals über den stillen Ocean bis in die Nähe von China, wo sie nach Norden und Nordosten sich wendet, um bis Sitcha, im früheren russischen Nordamerika, hinauf zu steigen. Von hier aus wendet sie sich wieder nach Süden und beschreibt einen grossen Bogen, der sich bis nach Texas hinunter und dann wieder, über die grossen Binnenseen hinüber, in nordöstlicher Richtung bis nach Grönland hinaufführt. Im Allgemeinen liegt der niedrigere Luftdruck im Norden, der höhere im Süden dieser Linie. Eine Ausnahme davon findet sich nur im stillen Ocean, wo diese Isobare ein Gebiet niedrigeren Luftdruckes längs des Aequators umschliesst.

170. Maxima des Luftdruckes finden wir in folgenden Gegenden:

Ueber dem nordatlantischen Meere, wo der Luftdruck bei den Azoren auf 769^{mm} steigt.

Ueber dem nördlichen stillen Ocean, mit einem Luftdruck von über 765^{mm}.

Ueber dem südlichen stillen Oceane, dem südatlantischen Meer, dem südlichen indischen Meer, sowie über Australien, an welchen Orten der Luftdruck sogar bis auf 767^{mm} und darüber sich erhebt.

171. Minima des Luftdruckes finden wir in folgenden Gegenden:

Ueber dem Inneren Asiens, wo der Luftdruck bis unter 750^{mm} herabsinkt.

Ueber dem Inneren Nordamerika's, wo der Luftdruck sich unter 755^{mm} hält.

Ueber dem stillen Weltmeere längs des Aequators, wo der Luftdruck unter 760^{mm} beträgt.

Ueber den Südpolar-Ländern. Unter 60 Grad Breite ist der

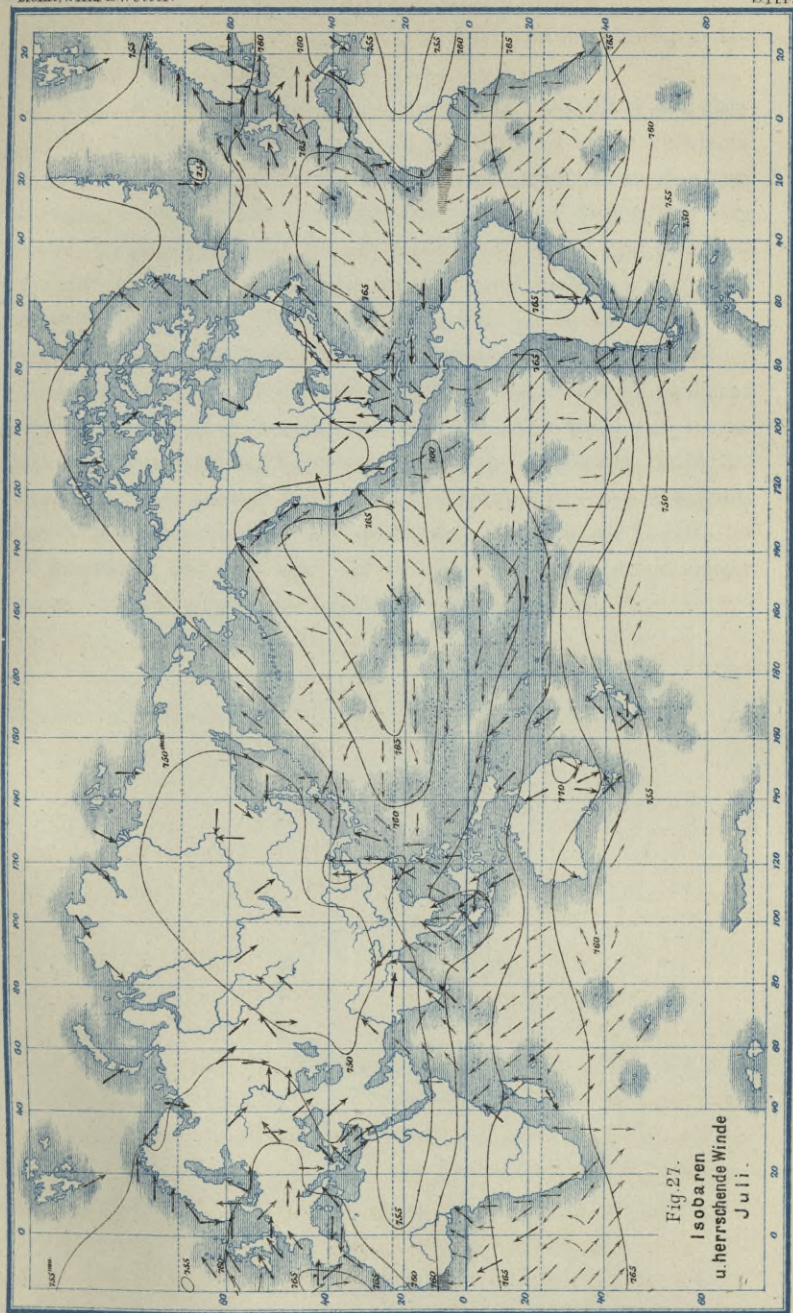


Fig. 27.

Isobaren
u. herrschende Winde
Juli.



Luftdruck nur etwa 740^{mm} , und noch niedriger findet man ihn näher am Südpole.

172. Wir ersehen aus diesem Ueberblick, wie über den Continenten im Winter hoher, und im Sommer niedriger Luftdruck herrscht. Ueber den grossen Meeren ist der Luftdruck in den verschiedenen Jahreszeiten gleichmässiger. Dagegen finden wir über diesen, zwischen dem 30. bis 40. Grad nördl. Breite und zwischen dem 20. bis 30. Grad südlicher Breite, zwei bleibende Regionen höheren Luftdruckes. Auf ihrer Aequatoralseite finden wir ein Gebiet niedrigeren Druckes unter dem Aequator oder etwas nördlich von demselben. Auf ihrer Polarseite finden wir ebenfalls niedrigen Luftdruck, der über den Meeren der nördlichen Halbkugel besonders im Winter sich stark ausspricht, auf der südlichen Halbkugel aber zu jeder Jahreszeit ganz auffallend hervortritt. Die Erklärung dieser Phänomene müssen wir aufschieben, bis wir die Gesetze für die Bewegung der Luft und für den Niederschlag kennen gelernt haben. Davon werden die folgenden Capitel handeln.

Viertes Capitel.

Die Bewegung der Luft und des Meeres. Wind und Meeresströme.

Wind.

173. Wind ist bewegte Luft. Die Bewegung der Luft geht hauptsächlich in horizontaler Richtung, längs der Erdoberfläche, vor sich. Diese Bewegung meint man ausschliesslich, wenn man vom Winde spricht. Die auf- und absteigenden Strömungen, welche an manchen Orten in der Atmosphäre stattfinden, sind theils langsamer, als die horizontale Bewegung, theils schwieriger zu beobachten, und werden daher in der Sprache des täglichen Lebens nicht unter dem Worte Wind miteinbegriffen. Beim Winde hat man seine Richtung und seine Geschwindigkeit oder Stärke zu beachten.

174. Die Richtung des Windes bezeichnet man nach der Weltgegend, von welcher der Wind herkommt (aus welcher der Wind bläst). Die Weltgegenden werden, wie auf dem Compass, nach den Hauptstrichen: N, NO, O, SO, S, SW, W und NW, und nach den Zwischenstrichen NNO, ONO, OSO, SSO, SSW, WSW, WNW und NNW angegeben. Zwischen je zwei Hauptstrichen liegt ein Winkel von 45 Grad, und zwischen einem Hauptstrich und dem nächsten Zwischenstrich ein Winkel von $22\frac{1}{2}$ Grad. Im Allgemeinen beschränkt man sich bei der Angabe der Windrichtung auf diese eben angegebenen 16 Striche, indem man kleinere Abweichungen übersieht. Der grösste dadurch entstehende Fehler kann somit $44\frac{1}{2}$ Grad oder einen Compassstrich betragen. Zu Lande rechnet

man die Richtung des Windes nach der wahren Richtung der Weltgegend. Nordwind ist z. B. der Wind, welcher vom wirklichen (geographischen) Norden herkommt. Zur See rechnet man die Windrichtung nach den Weltgegenden, die der Compass anzeigt, obwohl die Nordspitze der Compassnadel im Allgemeinen nicht nach dem wahren Norden weist. Solche Windrichtungen werden »abweichende« genannt, und müssen dadurch in »rechtweisende« verwandelt werden, dass man die Abweichung der Magnetenadel addirt oder subtrahirt. In diesem Buche wird immer nach rechtweisender Windrichtung gerechnet.

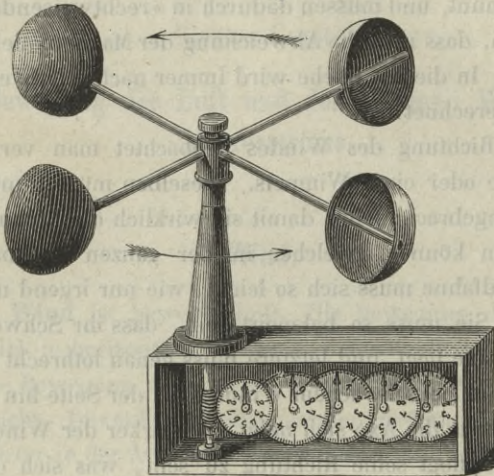
175. Die Richtung des Windes beobachtet man mittelst einer Windfahne oder eines Wimpels. Dieselben müssen möglichst hoch und frei angebracht sein, damit sie wirklich die Richtung des Windes angeben können, welcher in der ganzen Nachbarschaft weht. Die Windfahne muss sich so leicht, wie nur irgend möglich, drehen lassen. Sie muss so balancirt sein, dass ihr Schwerpunkt in der Drehungsaxe liegt, und letztere muss genau lothrecht stehen, da die Fahne sonst bei schwachem Winde nach der Seite hin hängen wird, gegen welche die Axe sich neigt. Je stärker der Wind, desto unregelmässiger pflegt seine Richtung zu sein, was sich dadurch ausweist, dass die Fahne sich unruhig hin und her dreht. Eine Fahne, die aus zwei keilförmig zusammengefügtten Blättern besteht, die in der Drehungsaxe zusammenlaufen, so dass sie den Wind schneiden, wird weniger schwanken, als eine Fahne mit einfachem Blatt. Eine schwere Fahne bewegt sich bei schwachem Winde nicht leicht genug; ein Wimpel ist dagegen in allen Fällen brauchbar; nur muss derselbe öfter erneuert werden. Auch die schwächsten Winde können immer noch nach der Bewegung des Rauches beobachtet werden, wie man denn überhaupt in diesem eine vorzügliche Controlle der Windfahne zur Verfügung hat. Auf der Stange, welche die Windfahne trägt, bringt man oft ein rechtwinkliges Kreuz an, dessen Arme die vier Hauptweltgegenden anzeigen.

176. Zur Bestimmung der Windrichtung in den höheren Luftschichten kann man sich der Bewegung der Wolken bedienen. Der Wolkenzug wird in derselben Weise angedeutet, wie die Windrichtung, nämlich durch Angabe der Weltgegend, von welcher her

die Wolken kommen; derselbe kann in manchen Fällen von der Windrichtung unten an der Erdoberfläche sehr abweichen.

177. Die **Geschwindigkeit des Windes** wird mittelst des Anemometers oder Windmessers bestimmt. Fig. 28. Derselbe besteht aus einem rechtwinkligen, gleicharmigen Kreuze,

Fig. 28.



welches an seinen Enden 4 leichte, hohle Halbkugeln trägt, die ihre Wölbung alle nach derselben Richtung hin, d. h. nach derjenigen Seite kehren, nach welcher das Kreuz sich dreht. In seinem Mittelpunkt ist dieses Kreuz mit einer senkrechten Axe verbunden, welche sich mit demselben dreht. Von welcher Richtung her der Wind nun auch wehen mag, so wird er immer auf der einen Seite der Axe eine Halbkugel treffen, die ihm ihre hohle, und auf der andern Seite eine, die ihm ihre gewölbte Fläche entgegenwendet. Da nun aber der Wind auf die hohle Seite mit grösserer Kraft wirken kann, als auf die gewölbte, an welcher er abgleitet, so wird das ganze Kreuz durch den Wind in Bewegung gesetzt, und zwar so, dass die gewölbte Seite der Halbkugeln voran geht. Durch Berechnungen und Versuche hat man gefunden, dass der Mittelpunkt einer Halbkugel sich mit einer Geschwindigkeit bewegt, die ein Drittel von der Geschwindigkeit des Windes beträgt. Während also

die Axe sich einmal umdreht, hat der Wind, welcher das Anemometer treibt, eine Strecke zurückgelegt, welche dreimal so gross ist, als der Umfang des Kreises, den der Mittelpunkt jeder Halbkugel beschreibt. Die Grösse dieses Umfanges kann ein für alle Mal berechnet werden und giebt nun die Länge des vom Winde, während einmaliger Umdrehung des Kreuzes, durchlaufenen Weges an. Um aber die Zahl dieser Umdrehungen zu bestimmen, ist am Windmesser ein Zählerwerk angebracht. Das untere Ende seiner Axe bildet nämlich eine endlose Schraube, deren Gänge in die Zähne eines Rades eingreifen, so dass jede volle Umdrehung der Axe das Rad um einen Zahn vorwärts treibt. Hat das Rad z. B. 64 Zähne, so wird eine Umdrehung des Rades 64 Umdrehungen der Axe anzeigen. Die Zähne des Rades sind mit Zahlen markirt, und ein vor dem Rade stehender fester Zeiger weist auf die Zahl, welche am höchsten liegt. Die Axe des Rades trägt nun aber ein kleineres Zahnrad (Trieb) mit zehn Zähnen, durch welches die Bewegung des ersten Rades auf ein zweites neben ihm liegendes, mit hundert Zähnen, übertragen wird. Letzteres bewegt sich offenbar 10mal langsamer, als das erste, und führt in derselben Zeit, in welcher das erste sich 10mal umdreht, nur eine Umdrehung aus. Vor diesem zweiten Rad steht nun ebenfalls ein Zeiger, an welchem man ablesen kann, wie oft sich das erste Rad gedreht. Durch Beifügung weiterer Räder kann man in dieser Weise leicht eine grosse Anzahl Umdrehungen des Kreuzes ablesen. — Beispiel: Der halbe Abstand zwischen den Mittelpunkten der Halbkugeln, oder der Halbmesser des Kreises, den die Mittelpunkte der Halbkugeln beschreiben, sei 0,2 Meter. Der Umkreis ihrer Bahn beträgt somit $2 \times 3,144 \times 0,2$ Meter d. h. 1,2564 Meter. Das Dreifache hiervon ergiebt also 3,7692 Meter oder nahe $3\frac{3}{4}$ Meter als den Weg des Windes, während einer Umdrehung der Axe. Trägt nun das erste Rad 64 Zähne, so wird eine Umdrehung dieses ersten Rades einem Windwege von $64 \times 3\frac{3}{4}$ Meter oder 240 Meter entsprechen. Eine Umdrehung des 2. Rades bezeichnet demgemäss einen Windweg von 2400 Meter, eine Umdrehung des 3. Rades einen Windweg von 24000 Meter oder 24 Kilometer. Beobachtet man nun täglich zur bestimmten Stunde den Stand der verschiedenen Räder oder die

von den Zeigern angegebenen Zahlen, so wird der Unterschied zwischen den notirten Zahlen die Länge des Weges angeben, welchen der Wind in 24 Stunden zurückgelegt hat oder, wie man dasselbe auch ausdrücken kann, anzeigen, wie viel Kilometer Wind in derselben Zeit über den betreffenden Ort dahin gegangen sind. Findet man z. B. dass das 3. Rad in 24 Stunden eine Umdrehung gemacht hat, so hat der Wind in 24 Stunden 24 Kilometer, d. h. durchschnittlich in einer Stunde ein Kilometer (0,278 Meter in der Secunde) zurückgelegt. — Wie die Windfahne, muss auch der Windmesser an einem freien Punkte aufgestellt sein.

178. Um den **Druck des Windes** zu messen, braucht man eine Platte, die durch eine Windfahne immer der Richtung des Windes grade entgegengerichtet wird. Hinter der Platte liegen eine oder mehrere Federn, die um so stärker zusammengedrückt werden, je stärker der Wind auf die Platte drückt. Aus der Länge des Stückes, um welches die Platte sich verrückt, kann man den Druck des Windes berechnen. Derselbe wird in Kilogrammen für den Quadratmeter angegeben. [Durch vergleichende Versuche über Druck und Geschwindigkeit des Windes hat man gefunden, dass der Winddruck dem Quadrate der Geschwindigkeit proportional ist, d. h. bei doppelter Geschwindigkeit übt der Wind einen (2×2) 4fachen Druck, bei dreifacher Geschwindigkeit einen (3×3) 9fachen Druck u. s. w.]

179. Da die Apparate zur Messung des Druckes und der Geschwindigkeit des Windes verhältnissmässig kostspielig sind, pflegt man gewöhnlich die Stärke des Windes annähernd abzuschätzen. Die Stufenleiter, nach welcher man die Stärke des Windes angiebt, ist sehr verschieden. Die gebräuchlichste, deren auch wir uns überall in diesem Buche bedienen werden, zählt ausser Windstille 6 verschiedene Grade der Windstärke. Die zur See häufig angewandte englische Windstärke hat 12 Grade. Ihre Zahlen sind somit ungefähr doppelt so hoch, als die unserer Landscala, doch wird dieselbe Windgeschwindigkeit zur See immer mit einem verhältnissmässig etwas niedrigeren Grad bezeichnet, als auf dem Lande. Die Windstärkescala ist aus langjähriger Gewohnheit und Erfahrung über die Wirkung des Windes entstanden. Ihre Zahlen entsprechen nicht

dem Winddrucke, eher der Geschwindigkeit des Windes. Die folgende Tabelle enthält eine Zusammenstellung der Grade dieser beiden Scalen, mit den ihnen entsprechenden Geschwindigkeiten und dem dazu gehörigen Drucke, so wie die wichtigsten Merkmale, an welche man sich bei der Abschätzung der Windstärke zu halten pflegt. 1 Kilometer beträgt 0,54 Seemeilen (à 1 Bogenminute des Aequators).

Landskala.

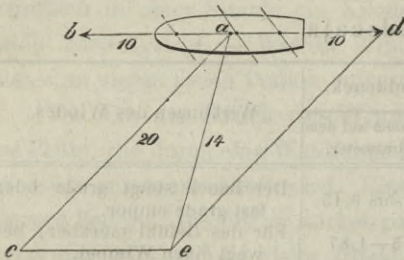
Windstärke.	Geschwindigkeit des Windes.	Winddruck.	Wirkungen des Windes.	
0 — 6	Meter in der Secunde.	Kilogramm auf dem Quadratmeter.		
0	Stille	0 bis 0,5	0 bis 0,15	Der Rauch steigt grade oder fast grade empor.
1	Schwach	0,3—4	0,15—1,87	Für das Gefühl merkbar, bewegt einen Wimpel.
2	Mässig	4—7	1,87—5,96	Streckt einen Wimpel, bewegt die Blätter der Bäume.
3	Frisch	7—11	5,96—15,27	Bewegt die Zweige der Bäume.
4	Stark	11—17	15,27—34,35	Bewegt grosse Zweige und schwächere Stämme.
5	Sturm	17—28	34,35—95,4	Die ganzen Bäume werden bewegt.
6	Orkan	über 28	über 95,4	Zerstörende Wirkungen.

Seeskala.

Windstärke. Seeskala.	Geschwindigkeit des Windes. Seemeilen in der Stunde.	Geschwindigkeit und Segelführung eines Schiffes, dicht beim Winde.	Landskala.
0 — 12.			
0	2	Keine Fahrt.	1
1	7	Das Schiff steuert.	
2	11	1—2 Knoten.	2
3	16	2—4 Knoten.	
4	20	4—6 Knoten.	3
5	25	Oberbrahmsegel.	
6	29	Einfach gereefte Marssegel u. Brahmsegel.	4
7	35	Doppelt gereefte Marssegel.	
8	42	Dreifach gereefte Marssegel.	5
9	49	Dicht gereefte Marssegel.	
10	57	Dicht gereefte Grossegel.	6
11	66	Sturmstagssegel.	
12	79	Kein Segel kann geführt werden.	

180. Am Bord eines segelnden Schiffes wird man eine andere Richtung und einen anderen Stärkegrad des Windes wahrnehmen, als demselben in Wirklichkeit zukommt. Segelt ein Schiff z. B. mit einer Geschwindigkeit von 10 Seemeilen in der Stunde in der Richtung ab (Fig. 29), während der Wind mit einer Geschwindigkeit von 20 Seemeilen in der

Fig. 29.



Richtung ac weht, welche um 4 Strich oder 45° von dem Kurse des Schiffes abweicht, so wirkt die Geschwindigkeit des Schiffes in diesem Fall wie ein Gegenwind, in der Richtung ad , und der an Bord gefühlte Wind hat die Richtung ae . Stellen die Linien ac und ad nun aber

auch die Geschwindigkeiten des wirklich wehenden Windes und des Schiffes vor, so ist ae die Resultante dieser beiden, und da ab oder ad 10 Seemeilen und ac 20 Seemeilen betrug, so findet man ae gleich 14 Seemeilen. An Bord des Schiffes empfindet man also einen Wind, der eine Geschwindigkeit von 14 Seemeilen, d. h. die Windstärke 2 der Landscala besitzt, während der wirklich wehende Wind eine Geschwindigkeit von 20 Seemeilen oder die Windstärke 3 derselben Scala hat. Ebenso weicht der scheinbare Wind 5—6 Strich von der Richtung des Schiffes ab, während in Wirklichkeit eine Abweichung von nur 4 Strich stattfindet. Indem also das Schiff vom Winde getrieben wird, scheint dieser schwächer zu wehen und mehr von vorn zu kommen. Bewegt das Schiff sich in der Richtung des Windes, so bleibt diese für die Wahrnehmung unverändert, die beobachtete Geschwindigkeit ist aber gleich dem Unterschiede zwischen den Geschwindigkeiten des Windes und des Schiffes. Auf einem Dampfschiffe, welches dem Winde grade entgegenfährt, entspricht die scheinbare Windstärke der Summe der Geschwindigkeiten des Schiffes und des Windes. Aus diesem Grunde fühlt man auch den Wind so wenig, wenn man mit demselben geht, aber so stark, wenn man ihm entgegen geht. Unter

solchen Umständen kann aber auch der Wimpel, oder, auf dem Dampfschiffe, der Rauch nicht ohne Weiteres angewendet werden, um die wirkliche Windrichtung zu zeigen; ja, bei einem Dampfschiffe, welches mit dem Winde geht, aber eine grössere Geschwindigkeit hat, als der letztere, zeigt der Rauch Gegenwind an, während die Wellen die eigentliche Richtung des Windes verrathen. In einem Ballon, welcher in der Luft schwebt und vollständig ihre Bewegung theilt, kann man die Richtung des Windes nur dadurch bestimmen, dass man die scheinbare Bewegung der Gegenstände auf der Erdoberfläche beobachtet. Im Dunkeln ist es unmöglich anzugeben, in welcher Richtung der Ballon treibt oder der Wind weht.

181. An der Erdoberfläche ist die Richtung und Stärke des Windes im höchsten Grade von den örtlichen Verhältnissen bedingt. Die Erdoberfläche leistet nämlich der Bewegung eines Stoffes von der Leichtigkeit der Luft einen bedeutenden Widerstand. Dies ist zumal in Bergländern mit ihrem zerrissenen Terrain der Fall. Hier folgt der Wind gern der Richtung der Thäler, und kann oft an benachbarten Punkten mit sehr verschiedener Stärke und in sehr abweichender Richtung auftreten. In engen Schluchten wird der Luftstrom zusammengezwängt und kann dadurch zum heftigen Sturme werden. In den niedriger liegenden Gegenden eines Berglandes pflegt die Geschwindigkeit des Windes dagegen verhältnissmässig gering zu sein. In Ebenen und Tiefland findet man im Allgemeinen gleichmässigere und regelmässigere und frischere Winde, als in den Bergländern. In dieser Hinsicht bieten z. B. Norwegen und Dänemark grosse Gegensätze dar. Auf dem Meere ist der Widerstand am geringsten und hier entfalten denn auch die Winde ihre grösste Stärke und Regelmässigkeit. An der norwegischen Westküste ist die durchschnittliche Windstärke das Jahr über 2,5 bis 3, in Bergen 2,1, in Christiania 1,4, auf Ytteröen im Drontheimsfjord 1,3, und bei Dombaas auf dem Dovrefjeld nur 0,9. In Skudenes ist die Mittelgeschwindigkeit des Windes 6,3 Meter in der Secunde, in Christiania nur 2,1, also 3mal geringer. In Yarmouth, an der Ostküste Englands, hat der Ostwind (Seewind) eine doppelt so grosse Geschwindigkeit als der Westwind (Landwind), obwohl das Land

von der Küste aus nach dem Innern zu ganz flach ist. Auf dem Leuchtschiffe dagegen, welches kaum eine halbe geographische Meile ausserhalb der Küste liegt, werden Ost- und Westwind durchschnittlich mit derselben Geschwindigkeit notirt. Hinter hohen Gebirgen, und zumal hinter hohen Inseln findet man oft eine stille Gegend, eine Art von Windschatten mit Rückströmungen am Rande. Wenn ein Sturm gegen eine hohe und steile Bergwand anprallt, wird der Windstrom grade nach Oben geworfen, so dass ein Beobachter, welcher dicht neben dem Absturz steht, nichts vom Sturme merkt, der erst weiter hin wieder herabsteigt und mit ganzer Gewalt über die Hochebene dahinbraust.

182. Je weiter man sich von der Erdoberfläche entfernt, desto freier und unbehinderter wird die Bewegung der Luft, und desto grösser die Kraft des Windes. Oft sehen wir die Wolken mit grösserer oder geringerer Geschwindigkeit ziehen, während wir an der Erdoberfläche keinen Wind spüren. Die Luftschiffer haben ihre Reisen regelmässig mit einer Geschwindigkeit ausgeführt, welche einer Windstärke entspricht, die wir Sturm nennen würden, während der an der Erdoberfläche herrschende Wind viel schwächer war. Auf hohen Berggipfeln findet man gleichfalls sehr häufig heftige Winde. Aber auch schon bei geringeren Unterschieden zeigt sich eine Zunahme des Windes mit der Höhe. So fand man im Juli 1870 an Bord der norwegischen Korvette »Nornen«, welche bei Queenstown in Irland vor Anker lag, in einer Höhe von 4,4 Meter über dem Meere, 3,32 Meter in der Secunde, in einer Höhe von 19,5 Meter: 3,53 Meter in der Secunde, und in einer Höhe von 33,3 Meter: 3,83 Meter in der Secunde. Nicht selten geschieht es, dass die oberen Segel eines Schiffes vom Winde gefüllt sind, während die unteren schlaff herabhängen.

183. Um eine Uebersicht über die Windverhältnisse eines Ortes zu erhalten, zählt man die Male, wie oft der Wind während eines bestimmten Zeitraumes, z. B. eines Monats, aus den verschiedenen Weltgegenden geweht hat. Hat man die Windrichtung 3 mal am Tage beobachtet, so erhält man eine Aufzählung nach Art folgender Tabelle:

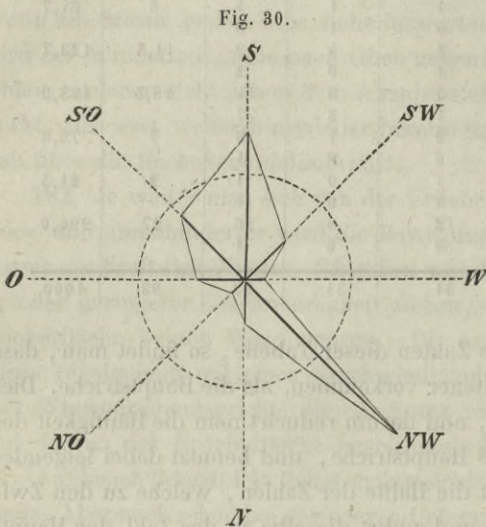
Häufigkeit der Winde.

März	8 Uhr Mrg.	2 Uhr Nchm.	8 Uhr Ab.	Summa	8 Strich	1000
Stille	4	2	7	13	13	139,8
N	0	2	3	5	5,5	59,2
NNO	0	0	0	0		
NO	2	0	0	2	2,5	26,9
ONO	1	0	0	1		
O	2	1	1	4	6	64,7
OSO	2	0	1	3		
SO	2	3	4	9	11,5	123,7
SSO	1	1	0	2		
S	6	5	3	14	18,5	198,9
SSW	3	1	3	7		
SW	0	2	1	3	7	75,3
WSW	1	0	0	1		
W	0	1	0	1	2	21,5
WNW	0	1	0	1		
NW	6	12	8	26	27	290,0
NNW	1	0	0	1		
Summa:	31	31	31	93	93	1000

Vergleicht man die Zahlen dieser Tabelle, so findet man, dass die Zwischenstriche seltener vorkommen, als die Hauptstriche. Dies ist gewöhnlich der Fall, und darum reducirt man die Häufigkeit der Winde gern auf die 8 Hauptstriche, und benutzt dabei folgendes Verfahren. Man nimmt die Hälfte der Zahlen, welche zu den Zwischenstrichen gehören, und addirt dieselbe zu der Zahl der Hauptstriche, welche zwischen ihnen liegen z. B.: SSO hat die Zahl 2, SSW hat die Zahl 7. Die Hälfte von 2 ist 1, die Hälfte von 7 ist 3,5; $1 + 3,5$ ist 4,5, und dies zur Zahl für S, d. h. 14, addirt, giebt $14 + 4,5$ oder 18,5. Dasselbe lässt sich auch so erreichen: Man nimmt die Summe der Zahlen für zwei Zwischenstriche, welche auf den beiden Seiten eines Hauptstriches liegen, halbirt diese Summe, und addirt diese Hälfte zur Zahl des Hauptstriches. Für S erhält man dergestalt $14 + \frac{2+7}{2} = 14 + \frac{9}{2} = 14 + 4,5 = 18,5$. Die so gefundenen Zahlen werden in der Rubrik »8 Strich« eingetragen. Da die verschiedenen Monate verschieden viel Tage haben, berechnet man die Häufigkeit der Winde nach 1000 Observationen, indem man die Zahlen der Rubrik »8 Strich« mit 1000 multiplicirt und durch die Zahl sämmtlicher Beobachtungen (in unserem Beispiel 93) dividirt. So erhält man die Zahlen der letzten Columnen.

Als Controlle dieser Rechnungen dient, dass die Summe der Zahlen in den Vertikalrubriken die Anzahl der Beobachtungen wiedergeben, und in der letzten also 1000 werden muss.

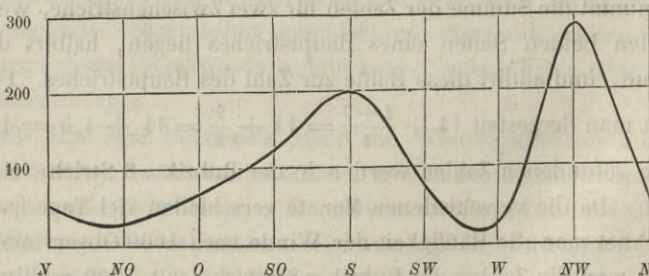
184. Die Zahlen der letzten Rubrik geben eine Uebersicht über die Vertheilung der Winde, welche noch besser durch eine Figur



nach Art von Fig. 30 veranschaulicht werden kann. Die Häufigkeit der Winde nach den Hauptstrichen ist hier vom Mittelpunkt aus nach der Richtung hin, nach welcher der Wind weht, abgetragen, wobei die Länge eines Millimeters eine Häufigkeit von 10 auf 1000 darstellt. Der Radius des punktirten Kreises bezeichnet die Häufigkeit der

Windstillen. — Eine andere Weise zur Darstellung desselben Verhältnisses zeigt Fig. 34. Hier sind die Häufigkeiten auf den

Fig. 34.



vertikalen Linien abgetragen. Solche Figuren oder Tabellen über die Häufigkeit der Winde nennt man Windrosen. Man ersieht aus

der hier berechneten Windrose, dass es 2 Winde giebt, welche am häufigsten auftreten, nämlich zuerst NW und dann S. Ebenso giebt es zwei Winde, welche am seltensten vorkommen. Dies sind W und NO.

185. In den meisten Gegenden der Erde giebt es eine Windrichtung, welche zu einer bestimmten Zeit des Jahres am häufigsten auftritt. Diese nennt man die vorherrschende Windrichtung. In manchen Gegenden ist diese vorherrschende Windrichtung von einer Häufigkeit, gegen welche alle anderen Winde zurücktreten, in anderen ist dieselbe weniger hervortretend und ausschliessend oder behauptet sogar nur mit Mühe ihren Vorrang vor den anderen Windrichtungen. An einigen Punkten herrscht dieselbe Windrichtung das ganze Jahr hindurch, an anderen wechselt die herrschende Windrichtung mit den Jahreszeiten. Man unterscheidet danach *constante* Winde, welche das ganze Jahr hindurch von derselben Seite, mit einer durchaus überwiegenden Häufigkeit wehen, *periodische* Winde, welche eine überwiegende Häufigkeit haben, aber mit den Jahreszeiten ihre Richtung wechseln, und gewöhnliche *vorherrschende* Winde.

186. Die Vertheilung der Winde auf der Erde. Die vorherrschenden Winde. Auf den Karten Fig. 26 und 27 ist die Richtung der vorherrschenden Winde für Januar und Juli durch mit dem Winde laufende Pfeile bezeichnet. Die Spitze des Pfeiles liegt im Beobachtungspunkt; ist dies eine Landstation, so ist die Spitze dicker gezeichnet. Der auf dem Meere herrschende Wind ist nach Beobachtungen berechnet, welche auf einer grösseren Fläche, meist von ungefähr 40 Graden in der Länge und Breite gesammelt wurden. Die Anzahl der Beobachtungen an den einzelnen Punkten ist freilich auf dem Meere bedeutend geringer, als auf den Landstationen, dagegen fallen aber die störenden Einwirkungen der Höhenverhältnisse zur See ganz fort, so dass man wohl erwarten darf, eine ebenso grosse Gesetzmässigkeit bei den Winden, welche auf offenem Meere wehen, anzutreffen, als bei denen, welche man an den Küsten und im Inneren des Landes beobachten kann.

187. Im Januar herrschende Winde. Atlantischer Ocean. Ein paar Grad nördlich vom Aequator, zwischen der

Mündung des Amazonen-Stromes bis zum Cap Palmas, liegt eine Region, in welcher meistens Windstille herrscht und deren Winde unstät und selten sind. Dies ist der Windstillen- (Calmen-) Gürtel des Aequators. Nördlich von dieser Region, bis zum 30. Breitengrad, herrschen nordöstliche Winde, welche sich durch eine grosse Stetigkeit sowohl in der Richtung als in der Stärke auszeichnen. Diese Winde nennt man den Nord-Ost-Passat.

188. Südlich von dem Calmengürtel des Aequators, auf der Westseite bis in die Gegend von Rio Janeiro und auf der Ostseite bis gegen das Kap der guten Hoffnung (20° — 30° südl. Br.) hin wehen süd-östliche Winde von ähnlicher Gleichmässigkeit in Richtung und Stärke, wie der Nord-Ost-Passat. Diese Winde heissen der Süd-Ost-Passat. — Im Norden des Nordostpassats finden wir wiederum eine Gegend mit ziemlich viel Windstille, die man als den Windstillengürtel des Wendekreises des Krebses bezeichnet. Nördlich von diesem Gürtel tritt ein neues Windsystem auf, welches sich nach Norden hinauf bis an das Eismeer erstreckt. An der amerikanischen Küste herrschen hier nordwestliche bis westliche Winde, auf der östlichen Seite des Atlantischen Meeres dagegen südwestliche. Diese Region vorherrschend südwestlicher Winde umfasst im Januar auch meistentheils Europa und ganz West-Sibirien. Im Norden einer Linie, welche über die Südspitze Grönlands, Island und westlich von Spitzbergen läuft, so wie auf der Bären-Insel, sind die herrschenden Winde des Januars nördliche und nordöstliche. — Im südatlantischen Meere herrschen südlich von der Passatregion, und durch einen Gürtel mit häufigen Windstillen (die Windstillenzone des Wendekreises des Steinbockes) von dieser getrennt, grösstentheils nordwestliche, an der Ostküste Süd-Amerika's aber nordöstliche bis nördliche Winde. In den höheren südlichen Breiten haben ebenfalls nordwestliche Winde entschieden das Uebergewicht.

189. Im stillen Ocean finden wir im Januar gleichfalls eine Calmenzone in der Gegend des Aequators, im östlichen Theil etwas nördlich von demselben, im westlichen etwas südlicher. An der Nordseite dieses Gürtels herrscht der Nordostpassat, an der Südseite der Südostpassat, welcher letztere an der Westküste Süd-

amerika's weit nach Süden herab und im mittleren Theil des Oceans grade zu in reinen Ostwind übergeht. — Im Norden des Nordostpassates herrschen verschiedene Winde: in Japan nordwestliche, an der Westküste Nordamerika's südwestliche, im (früheren) russischen Amerika östliche, im kamtschatkischen Meere und auf Kamtschatka selbst nordöstliche. Im Süden der Zone des Südostpassates herrschen im stillen Meere bis in die höchsten südlichen Breiten hinauf vorwiegend nordwestliche und westliche Winde.

190. Im indischen Meere weht im Januar nördlich vom Aequator ein anhaltender Nordostwind, der unter dem Namen des Nord-Ost-Monsun's bekannt ist. In der Gegend der Sunda-Inseln findet sich ein West-Monsun, und an der Nordostküste Australiens herrschen nordwestliche Winde. Im Süden des Aequators tritt der Südostpassat ein, und südlich von diesem herrschen dieselben nordwestlichen Windrichtungen, welche wir in den anderen Weltmeeren antrafen.

191. In Europa sind im Januar südwestliche Winde vorherrschend. Eine Ausnahme davon machen nur die östlichen Länder des Mittelmeeres, wo nordöstliche Winde die Oberhand haben. — Im ganzen nordwestlichen Asien herrschen südwestliche Winde; im östlichen Asien nordwestliche bis nördliche, im südlichen Asien nördliche bis nordöstliche (Nordost-Monsun) und im südwestlichen Sibirien zum Theil östliche Winde. — Im östlichen Nordamerika ist Nordwest, im südlichen Nord bis Nordost, im westlichen Südost bis Süd und im höheren Norden Ost und Nordost die vorherrschende Windrichtung. In Südamerika kennt man fast nur die Windverhältnisse der Küsten. Die ganzen Waldgebiete des Amazonenstromes entlang weht indessen der Südostpassat, der aber theilweis in Ostwind übergeht. — In Afrika begegnen wir nördlich vom Aequator dem Nordostpassat. Das Innere des südlichen Afrika's ist aber nach seinen Windverhältnissen gleichfalls noch ziemlich unbekannt. — In Australien bläst der Wind überall vom Meere aus nach dem Innern des Landes zu.

192. Herrschende Winde im Juli. Im Atlantischen Ocean finden wir zum grossen Theil die Windvertheilung des Januars wieder. Der Windstillengürtel des Aequators hat sich bis zu m 40. Grad nördl.

Breite verschoben, und ebenso liegt die Stillen-Zone des Krebses nördlicher, als im Januar; dagegen scheint der Stillen-Gürtel des Steinbocks weniger verrückt. Der Nordostpassat geht im mexikanischen Golf in Ostwind über, und der Südostpassat, welcher auf die nördliche Halbkugel übergreift, wird südlich, in der Guinea-bucht sogar südwestlich. — Im nordatlantischen Meere, und ebenso an der grönländischen Westküste herrschen südwestliche Winde. Im südlichen Theil des genannten Oceans, wie in den entsprechenden Theilen des stillen und indischen Weltmeeres sind nordwestliche Winde die vorherrschenden. — Im stillen Ocean walten innerhalb der Passatregion im Juli ungefähr dieselben Verhältnisse ob, wie im Januar. In der gemässigten Zone treten an der chinesischen und japanesischen Küste vorwiegend südliche und südöstliche, und weiter nach Norden, so wie im Osten, auf der amerikanischen Seite, vorwiegend südwestliche Winde auf. — Im indischen Meer herrscht im Süden des Aequators immer noch der Süd-Ost-Passat, im Norden der Linie dagegen weht ein beständiger Süd-West nach den Küsten Südasiens zu. Diesen nennt man den Süd-West-Monsun.

193. In Europa sind die herrschenden Winde des Juli im Ganzen westlicher als im Januar. In Osteuropa und Westasien gehen sie in nordwestliche und nördliche, im südlichen Asien in südwestliche, an der chinesischen Küste in südliche, weiter im Norden in südöstliche und östliche über, und an der sibirischen Nordküste sind nördliche Winde die herrschenden. — In Nordamerika findet man ähnliche Verhältnisse: nordwestliche, westliche und südliche Winde an der Westküste, südliche im mexikanischen Busen, südwestliche im östlichen Theile. In Südamerika weht auch jetzt der Südostpassat das Thal des Amazonenstromes hinauf. — In Afrika ist der Südostpassat weiter nach Norden hinaufgerückt. In Australien wehen die herrschenden Winde vom Innern des Landes nach dem Meere zu.

194. Der Luftdruck und die Richtung des Windes. Der mittlere Barometerstand eines Ortes giebt die Grösse des Luftdruckes an, welcher durchschnittlich an demselben stattfindet. In den häufigsten Fällen ist aber auch der wirkliche Luftdruck ungefähr von

derselben Grösse, wie dieser Mittelwerth; grosse Abweichungen von demselben gehören wenigstens zu den Seltenheiten. Stellt man daher die Vertheilung des mittleren Luftdruckes mit der Vertheilung der vorherrschenden Winde nebeneinander, so wird man aus dieser Zusammenstellung ersehen können, wie die am häufigsten vorkommende Vertheilung des Luftdruckes sich zu den am häufigsten auftretenden Winden verhält, und daraus Schlüsse auf den Zusammenhang machen können, welcher zwischen der Vertheilung des Luftdruckes und der Richtung der Winde besteht. Zu diesem Zweck haben wir denn auch die isobarischen Linien und die vorherrschenden Windrichtungen auf einer Karte vereinigt. Betrachtet man aber die Karten Fig. 26 und 27, so wird man sich leicht von der Geltung folgender zwei Gesetze überzeugen können, die so massenhafte Bestätigung finden, dass die wenigen scheinbaren Ausnahmen unbedenklich statthabenden lokalen Einflüssen oder mangelhaften Beobachtungen zur Last gelegt werden können.

1. Gesetz. Der Wind weht von den Gegenden, die höheren Luftdruck besitzen, nach den Gegenden hin, in welchen niedrigerer Luftdruck besteht. Rings um ein Maximum des Luftdruckes bläst der Wind auf allen Seiten nach aussen hin, d. h. auf der Nordseite von Süden nach Norden, auf der Westseite von Osten nach Westen, auf der Südseite von Norden nach Süden, auf der Ostseite von Westen nach Osten.

Rings um ein Minimum des Luftdruckes bläst der Wind auf allen Seiten nach innen, auf der Nordseite von Norden, auf der Westseite von Westen, auf der Südseite von Süden, auf der Ostseite von Osten.

2. Gesetz. Der Wind bläst nicht grade aus, also senkrecht auf die Isobare, vom höheren Luftdruck nach dem niedrigeren hin, sondern ist auf der nördlichen Halbkugel nach rechts, auf der südlichen nach links abgelenkt.

195. Rings um ein Maximum des Luftdruckes weht demnach der Wind aus folgenden Weltgegenden:

Auf der nördlichen Halbkugel: auf der Nordseite aus einem Strich zwischen Süd und West, auf der Westseite aus einem Strich zwischen Süd und Ost, auf der Südseite aus einem

Strich zwischen Nord und Ost, auf der Ostseite aus einem Strich zwischen Nord und West. Auf der südlichen Halbkugel: Auf der Nordseite aus einem Strich zwischen Süd und Ost, auf der Westseite aus einem Strich zwischen Nord und Ost, auf der Südseite aus einem Strich zwischen Nord und West, auf der Ostseite aus einem Strich zwischen Süd und West.

196. Rings um ein Minimum des Luftdruckes weht der Wind aus folgenden Weltgegenden:

Auf der nördlichen Halbkugel: Auf der Nordseite aus einem Strich zwischen Nord und Ost, auf der Westseite aus einem Strich zwischen Nord und West, auf der Südseite aus einem Strich zwischen Süd und West, auf der Ostseite aus einem Strich zwischen Süd und Ost. Auf der südlichen Halbkugel: Auf der Nordseite aus einem Strich zwischen Nord und West, auf der Westseite aus einem Strich zwischen Süd und West, auf der Südseite aus einem Strich zwischen Süd und Ost, auf der Ostseite aus einem Strich zwischen Nord und Ost.

197. Einzelne Belege für die Gültigkeit der eben aufgestellten Regeln zu geben wäre überflüssig, da sie überall auf den Karten Fig. 26 und 27, wohin man nur blickt, ihre Bestätigung finden.

198. Die Bewegung der Luft ist die Folge des verschiedenen Druckes, den die Luft an verschiedenen Orten übt. Hierbei kommt natürlich die Verschiedenheit des Druckes in verschiedenen Höhen (151) nicht in Betracht, die um so weniger eine Bewegung der Luft hervorzurufen im Stande ist, als sie selbst eine Bedingung für ihr Gleichgewicht ist. Das, worum es sich hier handelt, ist vielmehr nur die horizontale Vertheilung des Druckes. Sollte die Atmosphäre im Ruhezustand sich befinden, müsste der Luftdruck in derselben Höhe über der Erde überall derselbe sein. Eine Verschiedenheit im Luftdrucke an verschiedenen Orten, die in gleicher Höhe liegen, wird dagegen eine Bewegung der Luftschicht hervorrufen, welche gleiches Niveau mit denselben hat. Dadurch, dass wir auf den isobarischen Karten alle Barometerhöhen auf die Oberfläche des Meeres reducirt haben, haben wir also die Druckunterschiede bestimmt, welche die Bewegung der Luft in den untersten Schichten der Atmosphäre verursachen.

199. Von den Punkten aus, welche einen höheren Barometerstand zeigen, wird die Luft durch den grösseren Druck nach den Punkten hingetrieben, wo das Barometer niedriger steht. Hierdurch entsteht ein Luftstrom ganz in derselben Weise, wie wenn man die Luft in einem Blasebalge zusammendrückt. Beim Niederdrücken des Blasebalges wird nämlich der Raum, welchen die Luft einnimmt, vermindert und dadurch die Luft zusammengedrückt und dichter, so dass sie nun einen grösseren Druck ausübt als zuvor, und somit auch einen grösseren Druck als die äussere Luft. In Folge davon strömt die Luft aus dem Balge hinaus. Ganz in derselben Weise sucht auch die Luft in der Atmosphäre auf gradem Wege von dem Orte des höheren Luftdruckes aus nach dem des niedrigeren Luftdruckes hinüberzuströmen. Dieser gradeste Weg ist aber das Loth auf der isobarischen Linie. Ebenso gut wie wir hier von einem Getriebenwerden der Luft geredet haben, kann man sich übrigens auch vorstellen, dass die Luft von höherem Luftdruck zum niedrigeren herübergesaugt oder gezogen werde.

200. Wäre es also der Druck allein, welcher die Bewegung der Luft bestimmte, und wirkten keine anderen Kräfte mit, so würde der Wind senkrecht über die isobarischen Linien hin vom höheren nach dem niedrigeren Luftdruck zu wehen. Solche andere Kräfte greifen aber in der That mit ein, und ihnen hat der Wind seine Ablenkung vom gradesten Wege zu danken. Die erste der hier in Betracht kommenden Kräfte ist eine Wirkung der Umdrehung und der Kugelgestalt der Erde, die andere ist die sogenannte Centrifugalkraft.

In Folge der Umdrehung der Erde und ihrer Kugelgestalt zeigt nämlich jeder Körper, welcher sich frei längs der Oberfläche der Erde bewegt, ein Bestreben, die Richtung seiner Bewegung zu ändern, und zwar in der Art, dass er auf der nördlichen Halbkugel nach rechts, auf der südlichen nach links abweicht. Eine Luftpartikel z. B., welche vom Nordpole in der Richtung nach der Sonne hin sich in Bewegung gesetzt hätte, würde, während die Erde sich unter ihr wegdrehte, diese ihre Richtung nach der Sonne hin beibehalten, und also ihr Weg über die Erde hin stets nach der Seite hin gerichtet sein, wo die Sonne steht. War ihre ursprüng-

liche Bewegung also nach Süden gerichtet, so wird sie nach und nach sich immer mehr in eine westliche verwandeln, d. h. ihre Bahn hat eine Drehung nach der rechten Seite hin erlitten.

Am Südpol sieht man Sonne und Sterne sich nach links bewegen, auf dieser Halbkugel wird darum ein frei sich bewegender Körper bei seinem Wege über die Erdoberfläche hin mehr und mehr nach links sich wenden. Dieses Bestreben frei sich bewegender Körper, die Richtung ihrer Bahn zu ändern, ist an den Polen am stärksten. Da die Erde nämlich ihre ganze Umdrehung in 24 Stunden vollendet, und somit jeder Punkt derselben in dieser Zeit 360° , also in der Stunde 15° und in der Zeitsecunde 15 Bogensekunden durchläuft, so wird dieses Drehungsvermögen freibewegter Körper an den Polen so stark sein, dass die Bahnrichtung des Körpers in der folgenden Secunde sich um 15 Bogensekunden, nach rechts oder nach links gerechnet, von der unterscheidet, welche er in der vorhergehenden Secunde verfolgte. Je weiter man sich von den Polen entfernt und dem Aequator sich nähert, desto minder wird dieses Bestreben zur Drehung sich geltend machen, und unter dem Aequator selbst ist dasselbe ganz verschwunden, indem hier das auf der nördlichen Halbkugel herrschende Bestreben nach rechts gerichteter Drehung in das entgegengesetzte Bestreben der südlichen Halbkugel übergeht. Die Grösse dieses Drehungsvermögens ist durch ein einfaches Gesetz an die geographische Breite gebunden. Unter 30° Breite ist dasselbe grade halb so gross, als unter den Polen und beträgt 7,5 Bogensekunden in der Zeitsecunde; unter 60° Breite beträgt dasselbe 13 Secunden in der Zeitsecunde; und unter den Polen, wie gesagt, 15 Secunden in der Zeitsecunde. Die ursprüngliche Richtung des bewegten Körpers hat auf dieses Drehungsbestreben keinen Einfluss, es ist, an einem bestimmten Orte, gleich stark, mag der Körper sich nach Süd oder Nord oder Ost oder West bewegen. Dieses Bestreben der bewegten Luft, nach rechts oder nach links sich zu wenden, ist also die Ursache davon, dass der Wind nicht senkrecht über die Isobare hin, vom höheren nach dem niedrigeren Luftdruck zu bläst, sondern auf der nördlichen Halbkugel immer nach rechts, auf der südlichen immer nach links abgelenkt wird.

201. Jeder bewegte Körper hat das Bestreben, die ihm einmal

mitgetheilte Richtung und Geschwindigkeit unverändert beizubehalten. Diese Eigenschaft nennt man die Trägheit des Körpers. In einer gekrümmten Bahn kann ein Körper sich somit nur dann bewegen, wenn besondere Kräfte auftreten, die ihn aus der einmal eingeschlagenen Richtung herausdrängen. Jenes Bestreben, der Richtung der graden Linie zu folgen, wird aber auch bei der krummlinigen Bewegung nicht verschwinden, sondern sich als eine Kraft äussern, welche den Körper in demselben Augenblicke, wo die ablenkenden Kräfte plötzlich zu wirken aufhörten, in der Richtung weiter führen müsste, welche er in diesem Augenblicke hat, d. h. als eine Kraft, welche in jedem Augenblicke darnach strebt, ihn aus seiner gekrümmten Bahn hinauszutreiben. Diese aus der Wirkung der Trägheit hervorgehende Kraft nennt man die Fliehkraft oder Centrifugalkraft. In Folge derselben wird nun auch eine Luftpartikel, welche sich auf einer gekrümmten Bahn bewegt, das Bestreben in sich tragen, aus dieser Bahn herauszutreten und der graden Linie zu folgen. Um ein Minimum des Luftdruckes bewegen die Luftpartikeln sich aber in spiralförmigen Bahnen, welche ihre hohle Seite dem niedrigeren Luftdruck zukehren. In diesem Falle wird somit die Centrifugalkraft mit der durch die Erdumdrehung hervorgerufenen Ablenkung nach derselben Seite hin wirken, und dadurch die Abbeugung der Bahn verstärkt werden. Um ein Maximum des Luftdruckes weht der Wind in Bahnen, welche ihre hohle Seite dem höheren Luftdrucke zukehren; in diesem Fall werden die Centrifugalkraft und die Ablenkung durch die Erdbewegung in entgegengesetzter Richtung wirken, und dadurch die Abbeugung der Bahn schwächer werden. Je stärker die Bahnen der Luftpartikeln gekrümmt sind, und je grösser die Geschwindigkeit des Windes ist, um so grösser ist auch die Centrifugalkraft. Die Betrachtung der vorherrschenden Winde bietet indessen keine Veranlassung, diese Verhältnisse weiter zu verfolgen. Wir werden auf dieselben zurückkommen, wenn wir es mit den besonderen Verhältnissen des einzelnen Windes zu thun haben werden (283—289).

202. Das Gesetz für die Windrichtung kann nach dem oben Gesagten nun auch folgenden Ausdruck erhalten :

Für die nördliche Halbkugel: Wendet man dem Winde den

Rücken zu, so hat man den höchsten Luftdruck zur Rechten und etwas nach hinten, den niedrigsten Luftdruck zur Linken und etwas nach vorn. Für die südliche Halbkugel: Wendet man dem Winde den Rücken zu, so hat man den höchsten Luftdruck zur Linken und etwas nach hinten, den niedrigsten Luftdruck zur Rechten und etwas nach vorn.

203. Da die Luft, während sie so auf der nördlichen Halbkugel nach rechts, auf der südlichen nach links abgelenkt wird, doch immer noch vom höheren Luftdruck aus nach dem niedrigeren hin gesaugt oder getrieben wird, so wird das ursprüngliche Bestreben der Luft, durch ihre Bewegung die Verschiedenheiten des Luftdruckes auszugleichen, und mehr Luft nach den Orten, wo die Luft verdünnt war, hinzuführen, oder Luft von den Orten zu entfernen, die Luftüberfluss besitzen, durch diese Abbeugung nicht aufgehoben, vielmehr würde die ganze Bewegung der Luft sofort aufhören, sobald eine solche Ausgleichung des Luftdruckes wirklich erreicht wäre. Dieser Fall tritt aber nicht ein, wo die Ursachen, welche die Verschiedenheiten in der Vertheilung des Luftdruckes hervorbringen, ununterbrochen fortwirken. Die Luft, welche in der oben erörterten Weise nach den Punkten, welche ein Minimum des Luftdruckes zeigen, hingeführt wird, kann nun aber auch hier nicht aufgehäuft werden, denn sonst müsste der Luftdruck an diesen Orten wachsen und zum Schluss eben so hoch werden, als rings umher. Sie muss folglich beständig abfließen, und zwar auf anderen Wegen, als denen, auf welchen sie zuströmte. Nach unten hin versperrt ihr aber die Erdoberfläche den Weg, auf den Seiten findet man nur einströmende Luft. Der einzige Ausweg, welcher ihr bleibt, ist also der nach oben hin.

Ueber den Gegenden und Orten, welche ein Minimum des Luftdruckes zeigen, muss also naturgemäss ein aufsteigender Luftstrom existiren. Ebenso muss aber auch bei einem Maximum des Luftdruckes, wenn dasselbe längere Zeit sich behaupten soll, die von demselben nach allen Seiten hin ausströmende Luft immer aufs Neue wieder ersetzt werden, und dies kann nur dadurch geschehen, dass über und neben den Orten, die ein Maximum des Luftdruckes zeigen, ein absteigender Luftstrom besteht. Die Luftströme, welche

über den barometrischen Minimen emporsteigen, werden in den oberen Schichten der Atmosphäre eine Luftanhäufung, und somit auch eine Luftverdichtung veranlassen, während dagegen die niedersteigenden Ströme über den barometrischen Maximen den höheren Regionen Luft entziehen und damit eine Verdünnung derselben verursachen werden. In diesen oberen Gegenden des Luftkreises werden darum grade entgegengesetzte Verhältnisse eintreten. Ueber dem Maximum an der Erdoberfläche liegt hier ein Minimum des Luftdruckes und umgekehrt. Dadurch entstehen in diesen höheren Luftschichten gleichfalls Strömungen, die aber den unteren entgegenlaufen; jedoch ebenso wie diese, in Folge der Erdumdrehung und durch die Centrifugalkraft abgelenkt werden.

204. Beobachtungen über die Windrichtung in den oberen Luftschichten sind selbstverständlich viel seltener anzustellen, als die Beobachtungen über die Windrichtungen in der Nähe der Erdoberfläche. Nur in einzelnen Fällen hat man jene oberen Strömungen auf hohen Bergen unmittelbar observirt oder dieselben durch den Flug eines Luftballons direct nachweisen können. In der Regel ist man auf die Beobachtung des Zuges der höchsten Wolkenschichten angewiesen, und auch dieses Mittel lässt sich natürlich nur dann anwenden, wenn das Wetter einigermaßen klar und solche Wolkenbildungen vorhanden sind. Unsere Kenntniss der in den oberen Theilen der Atmosphäre herrschenden Winde ist daher noch sehr lückenhaft. Nur aus der Passatregion liegen uns einige bestimmte Thatsachen zur Erläuterung dieser Verhältnisse vor. In diesen finden wir aber auch die volle Bestätigung der oben gemachten Folgerungen. Die sogenannten Passatwolken, deren Höhe eine sehr bedeutende ist, ziehen z. B. anscheinend gegen den Wind, im Nordostpassat also von Südwest nach Nordost. Ebenso weht auf der Spitze des Pks von Teneriffa, in einer Höhe von 3600 Meter, ein beständiger Westwind, während an der Meeresfläche, im Sommer wenigstens, ein frischer Nordostpassat herrscht. Derselbe Fall wiederholt sich auf dem Gipfel des Mouna-Loa auf den Sandwich-Inseln, eines Berges von 4494 Meter Höhe. Beim Ausbruch eines Vulkanes auf der Insel St. Vincent in Westindien wurde die Asche in den oberen Luftstrom hinaufgeschleudert und von diesem weit

nach Osten fortgeführt, so dass sie erst auf Barbados niederfiel, wohin sie noch dazu von Osten her durch den an der Meeresfläche herrschenden Nordost-Passat gebracht wurde. Ebenso ist die Asche des in Centralamerika gelegenen Vulkanes Coseguina auf Jamaika niedergefallen, obwohl letzteres mehr als 160 geographische Meilen nach ONO vom Ausbruchskrater entfernt liegt. Der bekannte Vulkan Cotopaxi in Süd-Amerika, 1° südl. vom Aequator, in der Andenkette, entsendet von seinem, 5600 Meter hohen Krater eine Rauchsäule, welche bis zur Höhe von 6500 Meter der Richtung des herrschenden Südostpassat von SO nach NW folgt, dann aber plötzlich umbiegt und in der entgegengesetzten Richtung von NW nach SO bis zu einer Höhe von wenigstens 8700 Meter aufsteigt. Der Vulkan Merapi auf Java, 2800 Meter hoch, trägt eine Rauchsäule, welche das ganze Jahr hindurch von SO nach NW gerichtet ist, auch im Januar, wo der an der Meeresfläche herrschende Wind nordwestlich ist (190).

205. Land- und Seebrise. An den meisten Küsten kann man, zumal an klaren und warmen Tagen, einen periodischen Wechsel in der Richtung und Stärke des Windes im Laufe des Tages beobachten. Sobald am Vormittag das Land stärker erwärmt wird, als die Oberfläche des Meeres, erhebt sich die Seebrise, die vom Meere aus nach dem Lande hin weht, d. h. von dem kälteren Punkte, mit seiner dichteren Luft und seinen reichlicheren Wasserdämpfen, nach dem wärmeren Punkte hin, wo der aufsteigende Luftstrom am kräftigsten wird. Die Umdrehung der Erde bewirkt, dass dieser Seewind sich auf unserer Halbkugel nach rechts hin dreht, und also schief gegen die Küste anbläst, so dass das Land ihm zur Linken liegt. Auf einer nach Süden gekehrten Küste wird die Seebrise z. B. in der Regel südwestlich werden. Dieser Seewind beginnt erst spät am Vormittag, wird am Nachmittag, wo der über dem Lande aufsteigende senkrechte Strom am kräftigsten geworden, gleichfalls stärker, und legt sich gegen Abend. In der Nacht dagegen wird, bei starker Ausstrahlung, das Land kälter werden, als das Meer und in Folge davon ein Wind sich erheben, der als Landbrise vom Lande aus, wo die Luft dichter ist, nach dem Meere und seiner dünneren Luft hin weht. Durch die Erdumdrehung wird diese

Landbrise auf der nördlichen Halbkugel ebenfalls nach rechts abgelenkt, und weht darum gewöhnlich wiederum schräg über die Küste hin, so dass das Land ihr zur Rechten liegt. Der Unterschied im Luftdruck, welcher die Land- und Seebrise hervorruft, ist inzwischen so unbedeutend, dass man ihn noch nicht durch gewöhnliche Barometerbeobachtungen hat nachweisen können. Wo die herrschenden Winde sehr beständig sind, z. B. in den Passatregionen, werden Land- und Seebrise sie [entweder verstärken oder schwächen, und bisweilen wird diejenige dieser örtlichen Luftströmungen, welche dem herrschenden Winde entgegenströmen sollte, ganz unterdrückt werden.

Meeresströme.

206. Die Strömungen des Meeres sind für die Meteorologie von der grössten Bedeutung, da sie vorzugsweise die eigenthümliche Vertheilung der Temperatur an der Oberfläche des Meeres bedingen. Von letzterer haben wir oben gesprochen und werden darum hier nur, zur Vervollständigung des dort Gesagten, in der Kürze den Lauf der wichtigsten Meeresströme beschreiben, womit wir zugleich die Erklärung dieser Verhältnisse verbinden, soweit dieselbe nach dem heutigen Stande der Wissenschaft und in kurzen Worten gegeben werden kann.

207. Das Meer erhält seine Wärme von seiner Oberfläche aus. Am wärmsten ist diese im Allgemeinen in den Aequatorial-Gegeuden, am kältesten in den Polarregionen. Die nächste Wirkung der Wärme auf das Meerwasser besteht darin, dasselbe auszudehnen und damit leichter zu machen. Zu gleicher Zeit aber ruft ein höherer Wärmegrad auch eine vermehrte Verdunstung hervor, welche ihrerseits wieder dazu beiträgt, das Meerwasser salziger und somit schwerer zu machen, da die ausgeschiedenen Dämpfe nur reines Wasser enthalten und der Salzgehalt im Meere zurückbleibt. Das Resultat dieser beiden sich entgegenarbeitenden Wirkungen der Wärme besteht indessen doch darin, dass das Wasser beim höheren Wärmegrad sich ausdehnt und leichter wird. Der Unter-

schied in der Temperatur des Meeres unter dem Aequator und unter den Polen wird darum die Folge haben, dass das leichtere Wasser unter dem Aequator sich auf einen höheren Wasserstand erheben wird, als das dichtere und schwerere Wasser der Polarmeere. Aus diesem Verhältniss wird sich aber unmittelbar wieder die Folge ergeben, dass das Wasser vom Aequator aus nach den Polen zu abfließen wird, ganz so wie das Wasser eines Flusses vom Berge zum Thale strömt, und diese Strömung wird andauern, so lange dieselbe Wärmevertheilung an der Oberfläche andauert. In den tieferen Meeresschichten wird dagegen das Wasser von den Polargegenden nach dem Aequator hinströmen, denn das Oberflächenwasser, welches nach den Polen abfließt, wird an diesen einen Ueberschuss an Druck in der Tiefe verursachen, während es zu gleicher Zeit zu einer Verminderung des Druckes unter dem Aequator Anlass giebt. Wie bei den Winden wird auch bei diesen Strömungen die Erdumdrehung und die Centrifugalkraft darauf hinwirken, die Bewegung des Wassers nach rechts oder nach links hin abzulenken. Der Einfluss der Centrifugalkraft wird indessen nur gering sein, da die Geschwindigkeit des Wassers verhältnissmässig klein ist, und somit wird es vorzugsweis die Erdrotation bleiben, welche die Meeresströme der nördlichen Halbkugel nach rechts, die der südlichen Halbkugel nach links hinüberwirft.

208. Eine wichtige Ursache für das Entstehen von Strömungen im Meere ist ferner der Stoss des Windes gegen die Meeresoberfläche. Diese Wirkung kann recht bedeutend sein. Bei anhaltenden starken westlichen Winden in der Nordsee und im Skagerrak kann das Wasser bei Christiania bis an 2 Meter über den mittleren Wasserstand steigen, und bei anhaltenden östlichen Winden bis gegen ein Meter unter denselben fallen. Bedenkt man nun noch, dass Wasser und Luft beide ihre Wärme von derselben Stelle, der gemeinschaftlichen Berührungsfläche her beziehen, dass ferner die Bewegungen beider durch Druckunterschiede hervorgerufen werden, welche durch die Vertheilung der Wärme bedingt sind, wie endlich, dass beide in ihren Bewegungen denselben Gesetzen unterworfen sind, so darf man von vornherein eine grosse Uebereinstimmung zwischen dem Lauf der Meeresströme und der Richtung

der herrschenden Winde erwarten. Diese Erwartung wird denn auch in der That durch die Erfahrung in auffallender Weise erfüllt.

209. Der Aequatorial-Strom des Atlantischen Oceans läuft von dem Guinea-Busen längs des Aequators nach Westen. An der Ostspitze Südamerika's theilt derselbe sich in zwei Arme, von denen der eine sich, mit Drehung nach rechts, auf der nördlichen Halbkugel an der Mündung des Amazonenstromes vorbei bis in das caraimische Meer hinein fortsetzt; während der andere Arm, mit Drehung nach links, auf der südlichen Halbkugel unter dem Namen des brasilianischen Stromes an der Ostküste Südamerika's entlang geht. Dadurch, dass der Nordostpassat jenen nördlichen Aequatorialstrom in den mexikanischen Golf hineinpresst, bringt er hier einen höheren Wasserstand zu Wege. Aus diesem Busen hat das stark erwärmte Wasser (siehe Fig. 9 und 10) nun aber keinen anderen Ausweg, als den durch die Florida-Strasse und den Bahama-Canal, da der südliche Eingang durch den eintretenden Strom geschlossen ist. In dieser engen Rinne strömt dann auch der Strom mit grosser Geschwindigkeit und hoher Temperatur, unter dem Namen des Golfstromes, in den Atlantischen Ocean hinaus. Er läuft zuerst, gleichsam thalwärts fliessend, längs der nordamerikanischen Ostküste, dreht sich aber nach und nach zur Rechten und setzt, von den herrschenden Winden unterstützt, seinen Weg von der New-Foundlands-Bank bis an die Mitte des nordatlantischen Oceans fort. An der Westküste Europa's geht der Strom längs der pyrenäischen Halbinsel nach Süden und folgt dann, vom Nordostpassat beschleunigt, der Westküste des nördlichen Afrika's weiter nach Süden, wo er theilweise in den Aequatorialstrom übergeht, theilweis aber auch weiter nach Osten dem Lande entlang in den Guineabusen hineinströmt und den Namen Guinea-Strom erhält. Ein nördlicher Arm des Atlantischen warmen Stromes geht zwischen Island und Schottland um die britischen Inseln herum, durchkreuzt die Nordsee und fliesst der norwegischen Westküste entlang, bis zum Eismeere hinauf, wo er sich in verschiedene Zweige theilt, von welchen einer längs der Westküste Spitzbergens und ein anderer östlich bis nach Novaja Semlja hin sich vordrängt. Im südatlantischen Meere wendet sich der brasilianische Strom unter dem 40.

Breitengrad nach Osten, nach dem Cap der guten Hoffnung hinüber. Von hier geht ein Strom, der verhältnissmässig kaltes Wasser führt, unter dem Einfluss des Südostpassates an der afrikanischen Westküste hinauf, um sich in den Aequatorialstrom zu ergiessen. Man sieht, wie die beiden Gebiete hohen Luftdruckes im nord- und süd-atlantischen Meere von Luft- und Wasserströmen umgeben sind, welche auf der nördlichen Seite des Aequators in der Richtung sich bewegen, wie die Zeiger einer Uhr, auf der südlichen Seite aber in entgegengesetzter. Von der Ostseite Spitzbergens, vom grönländischen Meere und von der Baffinsbay gehen eiskalte Ströme aus, die nach Süden fließen. Der letztgenannte drängt an der amerikanischen Ostküste den Golfstrom vom Lande ab, bis er unter letzteren sich hinabsenkt und von der Oberfläche verschwindet.

210. Im stillen Ocean trifft man nördlich vom Aequatorialstrom, der sich auch hier findet, einen Strom, welcher dem Golfstrom gleich, aber keine so gewaltige Wärmewirkung entfaltet. Er läuft unter dem Namen des schwarzen Stromes (Kuro sivo) an den Küsten Japans hin, und verdankt diesen Namen seiner tiefblauen Färbung, welche er mit den salzigen Gewässern des Golfstromes gemein hat. Er erwärmt die nördliche Westküste des nord-amerikanischen Continents, und wendet sich dann, mit Drehung nach rechts, nach Süden hinunter, bis er in den Aequatorialstrom übergeht. Vom 40. Grad südlicher Breite an folgt ein kalter Strom, der Humboldt-Strom, der südamerikanischen Westküste bis zum Aequatorialstrom hinauf. Seine Einwirkung auf die Meerestemperatur zeigen die Karten Fig. 9 und 10.

211. Im indischen Meere begegnet man einem Strom, der unter dem Namen des Mozambique-Stromes zwischen Afrika und Madagaskar nach Süden zu fließt und in seinem weiteren Verlauf, der Küste entlang bis an die Südspitze Afrika's, der Agulhas-Strom genannt wird. Nach Süden und nach Osten bricht er plötzlich ab. Da er aus den Aequatorial-Gegenden des indischen Meeres her stammt, führt er selbstverständlich warmes Wasser.

212. Die Kenntniss der auf dem Weltmeere herrschenden Windverhältnisse, welche wir grösstentheils dem bekannten Amerikaner Capt. Maury verdanken, ist für die Schifffahrt von ausserordentlicher Wichtigkeit. Durch die Nachweisung von Schiffswegen, welche durch solche Meeresgegenden führen, in welchen günstige Winde vorherrschen, durch solche Segelrouten, wie Capt. Maury sie gegeben, ist es in der That vielfach möglich geworden, die Länge der Reisen in sehr bedeutendem Masse zu verkürzen. Der schnellste Weg über das Meer ist nämlich in der Regel nicht der kürzeste der möglichen Wege oder die grade Linie; man kommt vielmehr auf grossen Umwegen, aber bei günstigem Winde weit rascher zum Ziele, als wenn man um die grade Linie zu halten, gegen den Wind kreuzen muss. Im grossen Ganzen herrschen, wie wir gesehen haben, in den tropischen Gegenden östliche, in den gemässigten Zonen westliche Winde vor. Was man in dem einen Windsystem an östlicher oder westlicher Richtung verliert, holt man in dem anderen sehr schnell wieder ein. Wo der grade Weg an der Grenze der beiden Windsysteme liegt, wird man deshalb zur Fahrt nach Osten die vorherrschenden westlichen Winde benutzen, indem man einen Bogen in höhere Breiten hinauf beschreibt, zur Fahrt nach Westen aber die Passatregion benutzen, indem man einen Bogen nach dem Aequator hinab sich gefallen lässt. Beispiele dafür bieten die Seewege zwischen New-York und Gibraltar, zwischen China und San Francisco, wo die ostwärts gehende Fahrt nördlich, und die westwärts gerichtete Fahrt südlich um die Regionen hohen Luftdruckes im Atlantischen und stillen Ocean herumführt. Der erste, welcher dieser Route folgte, war Columbus, indem er mit dem Nordostpassat nach Amerika hinübersegelte, und auf der Heimfahrt die herrschenden Westwinde der höheren Breiten benutzte. — Der Weg vom britischen Canal zum Cap der guten Hoffnung und weiter nach Ostindien oder Australien führt zuerst durch den Nordostpassat bis zum Calmengürtel des Aequators, welchen man gern an der amerikanischen Seite (wo er schmaler zu sein pflegt, als an der afrikanischen) zu passiren sucht, so dass man etwa zwischen 25 bis 32 Grad westlicher Länge von Greenwich den Aequator überschreitet und dann — weil es zu zeitraubend sein würde,

grade gegen den Südostpassat anzukreuzen — an der brasilianischen Küste hin nach Süden, und erst unter dem 40° südl. Breite wieder nach Osten, so dass man auch hier das ganze Gebiet hohen Luftdruckes im südatlantischen Ocean umsegelt. Zur Weiterfahrt nach Ostindien oder der Sundastrasse benutzt man nun die herrschenden Westwinde, — die sogenannten »braven Westwinde« — welche mit grosser Beständigkeit in Richtung und Stärke in der Gegend des 40. Grades südlicher Breite (und noch weiter nach Süden) über dem ganzen Meere südlich von Afrika, Australien und Südamerika wehen. Erst wenn man ungefähr die Mitte zwischen Afrika und Australien erreicht hat, wendet man sich nach Norden um den Südostpassat zu benutzen, der nun gute Dienste leisten wird, da er schräg von hinten in den Segel fällt und somit einen der günstigsten Segelwinde abgiebt. Der Weg nach Australien ist durch die braven Westwinde von selbst vorgezeichnet. Von Ostindien nach Europa benutzt man die Monsune und den Südostpassat. Bei der Umseglung des Caps der guten Hoffnung hat man oft mit starken Weststürmen zu kämpfen, aber von dort an führt der Weg, mit dem Südostpassat im Rücken, ganz hinauf bis zum Nordostpassat, den man ungefähr mitten auf dem Atlantischen Meere passirt und dann mit Hülfe der vorherrschenden Westwinde auf dem nordatlantischen Meere weiter in den Canal. — Der Weg von Australien nach Europa geht über den stillen Ocean, so dass die ganze Reise eine Erdumseglung wird. Mit den braven Westwinden kommt man am Cap Horn vorbei und geht an der Ostküste Südamerika's hinauf, wobei man, auf dem letzten Stück, den Südostpassat rechts zur Seite hat, und dann weiter wie in der Route von Ostindien nach Europa. Die angeführten Beispiele werden zur Genüge darthun, wie die Kenntniss der Windverhältnisse der Meere, bei einsichtsvoller Verwendung von unberechenbarer Bedeutung sich erweist, sowohl für den Verkehr der Bewohner der verschiedenen Erdstriche und den Austausch der Handelsproducte, als für die geistige und sittliche Entwicklung des Menschengeschlechts.

Fünftes Capitel.

Niederschlag.

213. Wird die Luft abgekühlt, so verringert sich ihr Vermögen Wasserdampf aufzulösen und damit wächst die relative Feuchtigkeit. Eine weitergehende Abkühlung bringt die Temperatur der Luft auf den Thaupunkt herab (106), d. h. auf den Wärmegrad, bei welchem die Luft mit Wasserdampf gesättigt ist. Wird der Abkühlungsprocess noch weiter getrieben, so geht ein Theil der Wasserdämpfe in den tropfbaren oder festen Zustand über, während der Rest in der Luft zurückbleibt und diese sättigt. Der solcher Gestalt ausgeschiedene Wassergehalt, der aus der Dampfform in den tropfbaren oder festen Zustand übergegangen ist, wird Niederschlag genannt, und von den Dämpfen selbst sagt man, sie seien zu Wasser oder Eis condensirt oder verdichtet, und aus der Luft niederschlagen oder gefällt.

214. Wenn das Wasser aus dem festen in den flüssigen Zustand, oder aus letzterem in die Dampfform übergeht, nimmt es eine grosse Menge latenter Wärme in sich auf, welche sich der Wahrnehmung durch das Thermometer entzieht, und nur dazu dient, das Wasser im neuen, flüssigen oder dampfförmigen Zustand zu bewahren. Wird nun aber das Wasser durch Abkühlung wieder aus dem dampfförmigen in den tropfbaren oder festen Zustand übergeführt, so wird diese latente Wärme frei und kann dazu dienen, die Luft oder andere Gegenstände zu erwärmen. Dieses Freiwerden der latenten Wärme bei der Verdichtung des Wasserdampfes wirkt also der Abkühlung entgegen und verursacht, dass sowohl diese,

als ihre Folge, die Ausscheidung des Wasserdampfes, langsamer von statten geht, als dies sonst der Fall gewesen wäre.

215. Nach der verschiedenen Weise, in welcher die Abkühlung der Luft vor sich geht, erhält der gebildete Niederschlag verschiedene Gestalt und verschiedene Namen.

216. Thau. Sobald die Temperatur der Erdoberfläche unter den Thaupunkt der Luft gesunken ist, scheidet sich der Wasserdampf der nächsten Luftschichten aus denselben aus, und legt sich in Gestalt kleiner Wasserkügelchen oder Thau perlen auf die abgekühlten Gegenstände. Man sagt dann: der Thau fällt, obwohl dieser Ausdruck nicht ganz richtig ist, da die Thautropfen aus den Wasserdämpfen sich bilden, welche die abgekühlten Gegenstände zunächst umgeben. Liegt der Thaupunkt unter dem Gefrierpunkt, so werden die Wasserdämpfe in fester Form, d. h. als kleine Eiskristalle ausgeschieden, und bilden dann den Reif. Die Bedingungen für reichlichen Thaufall sind: einmal eine starke Abkühlung der Luftschichten, welche mit der Erdoberfläche in Berührung stehen, und dann ein bedeutender Wassergehalt der Luft.

Eine starke Abkühlung der unteren Luftschichten tritt aber jedesmal ein, so oft während der Nacht eine kräftige Wärmeausstrahlung der Erdoberfläche stattfinden kann, und dazu gehört, nächst klarer Luft, vor allem eine Bodenbedeckung, die leicht ihre Wärme abgibt, z. B. Rasenflächen. Glänzende Gegenstände, so wie überhaupt alle Körper mit geringem Strahlungsvermögen, sind für Thaubildung weniger geeignet. Eine solche starke mächtige Wärmeausstrahlung, bei gleichzeitig grossem Wassergehalt der Luft, ist aber eine Eigenthümlichkeit der tropischen Gegenden, daher findet man auch in diesen die reichlichste Thaubildung, auf welche nicht selten in regenarmen Gegenden das Bestehen des Pflanzenlebens allein angewiesen ist. Die Temperatur, welche in Folge der Ausstrahlung in den mit der Erdoberfläche sich berührenden Luftschichten eintritt, kann oft viel niedriger sein, als diejenige, welche in etwas höheren Luftschichten herrscht. Es ist nicht grade selten der Fall, dass die Blätter der Pflanzen sich mit Thau belegen, während gleichzeitig ein Thermometer, das etwas höher, z. B. vor dem Fenster in einem oberen Stockwerke des Hauses, hängt, nicht bis

auf den Thaupunkt sinkt. Ebenso findet man oft Morgens das Feld bereift, während das vor dem Fenster befindliche Minimum-Thermometer von Kältegraden in der Nacht nichts weiss.

217. Nachtfrost tritt ein, wenn die Pflanzen in der Nacht einer Temperatur ausgesetzt werden, die unter dem Gefrierpunkte liegt. Die Bedingungen für das Eintreten des Nachtfrostes sind grösstentheils dieselben, welche Thau und Reif hervorrufen, denn auch hier ist es die von der Oberfläche der Pflanzen ausgehende Wärmestrahlung, welche ihre Temperatur so tief herabdrückt. Da die nächtliche Ausstrahlung bei wolkenfreiem Himmel am stärksten ist, sucht man in klaren Nächten die Feldgewächse vor dem Einflusse des Nachtfrostes oft dadurch zu schützen, dass man den Rauch brennender Reisighaufen über den gefährdeten Acker hinziehen lässt. Der Rauch dient in diesem Falle nicht zur Erwärmung der Luft, sondern wirkt nach Art einer Wolke, welche die ausstrahlende Wärme wieder zur Erde zurückwirft, oder wie die Fenster und Decken über einem Mistbeete, welche in gleicher Weise wirken.

218. So lange durch die Abkühlung noch Wasserdämpfe als Thau niedergeschlagen werden, wirkt die dabei freiwerdende latente Wärme dem tieferen Sinken der Temperatur entgegen. Während der Dauer der Thaubildung wird daher die Temperatur nicht leicht unter den Thaupunkt herabsinken, sondern auf diesem stehen bleiben. Liegt der Thaupunkt über Null, so wird man dem gemäss keinen Nachtfrost zu erwarten haben; liegt der Thaupunkt dagegen unter Null, so ist man dieser Gefahr ausgesetzt. Hieraus ergibt sich eine sehr zweckmässige Methode, um im Voraus mit ziemlicher Gewissheit anzugeben, ob eine klare Nacht Nachtfrost bringen wird oder nicht. Mittelst des Psychrometers oder eines anderen Hygrometers bestimmt man nämlich am Abend den Thaupunkt der Luft. Liegt der Thaupunkt über Null, so ist kein Nachtfrost zu erwarten, liegt derselbe unter Null, so ist ein Nachtfrost vorauszusehen. Die Feuchtigkeitsprobe muss natürlich in der Nähe der in Betracht kommenden Pflanzen angestellt werden.

Beispiel: Abends um 8 Uhr wurde das Psychrometer beobachtet:

das trockene Thermometer zeigte	3°,0	3°,0
das feuchte » » »	2°,5	0°,7
Unterschied	0°,5	2°,3
Thaupunkt nach Tab. II	+ 4°,7	— 3°,7

Im ersten Fall kein Nachtfrost, im andern Fall wahrscheinlich Frost. Man sieht hieraus, wie bei trockner Luft leichter Nachtfroste eintreten, als bei feuchter Luft. Damit stimmt auch die Erfahrung. An den Küsten sind, wie bekannt, die Nachtfroste viel seltener, als im Inneren des Landes.

219. Nebel entsteht leicht, sobald ein Unterschied zwischen der Temperatur der Luft und der der Erdoberfläche stattfindet und die Luft Wasserdämpfe enthält. Der Nebel bildet sich in den unteren Luftschichten, indem die Wasserdämpfe sich in Gestalt ganz kleiner hohler Bläschen ausscheiden, welche mit Leichtigkeit in der Luft schweben bleiben. Es sind vorzugsweise zwei Weisen der Nebelbildung zu bemerken.

1. Wenn feuchte Winde über eine Strecke der Erdoberfläche hinstreichen, welche kälter ist, als die strömende Luft. Derartige Nebel sind es, welche in Christiania so häufig im Winter eintreten, und nach einer kälteren Zeit, in welcher der Erdboden abgekühlt worden, die Ankunft der warmen südlichen Luftströme bezeichnen. Hierher gehören ferner die Nebel, welche sich in den Polarländern bilden, so oft feuchte Winde über das Eis hin blasen, so wie die Nebel, welche über solchen Punkten des Meeres lagern, die eine niedrige Oberflächentemperatur haben, während die Winde von wärmeren Meeren herwehen, wie z. B. dies über der Newfoundland-Bank der Fall ist.

2. Wenn die Oberfläche des Meeres oder eines anderen Gewässers wärmer ist als die Luft, welche auf ihnen ruht oder über sie hinbläst. Das Wasser entsendet in diesem Fall seine Dämpfe mit einer Kraft, welche der Temperatur seiner Oberfläche entspricht. Liegt nun eine kältere Luftmasse über dem Wasser, so ist diese nicht im Stande alle die Dämpfe aufzulösen, welche sich aus dem wärmeren Wasser entwickeln. Dieselben scheiden sich deshalb in Form von Nebel aus. Dieser Art sind die Nebel, welche Abends über Flussthalern und Mooren und feuchten Wiesen aufsteigen,

sobald die Temperatur der Luft unter die des Wassers gefallen ist; ebenso die Nebel, welche im Sommer an der norwegischen Westküste, und überhaupt über den warmen Gewässern des warmen Meeresstromes ziemlich häufig eintreten und welche dadurch entstehen, dass der Wind aus einer südlichen Richtung in eine nördliche umschlägt und dadurch die Luft kälter wird, als die Oberfläche des Meeres. In diesem Fall kommt der Nebel mit dem Winde gegen die Küste herangezogen und löst sich allmähig über dem wärmeren Lande auf. Hierher gehört endlich auch der sogenannte »Frostrauch« (norw. Froströg), der sich im Winter über den skandinavischen Fjorden bildet, wenn der kalte Wind aus dem Innern des Landes über das wärmere Wasser der Fjordenoberfläche hinstreicht. Der Frostrauch wird um so dichter, je grösser der Temperaturunterschied ist, welcher zwischen der Meeresoberfläche und der Luft stattfindet. Die norwegischen Fjorden, welche mit dem warmen Wasser des nordatlantischen Meeresstromes gefüllt sind und auch im strengsten Winter nicht zufrieren, sind für die Entstehung dieses Frostrauches besonders geeignet, zumal in den nördlichsten Theilen des Landes, wo das Fjordenwasser immer noch Wärmegrade aufweist, während die Temperatur der aus dem kalten Binnenland abfliessenden Luftströme auf -20° bis -30° und noch tiefer gesunken sein kann. Der Frostrauch beginnt am innern Ende des tief in das Land einschneidenden Fjords und zieht sich mit dem Winde über die Länge der Fjorden hin, bis er in den milderen Küstengegenden sich nach und nach auflöst.

220. Wolken. Ebenso, wie der Nebel, bestehen auch die Wolken aus kleinen Wasserblasen, welche in der Luft schweben. Einige Wolken bestehen indessen aus feinen Eisnadeln. Die Abkühlung, welche die Verdichtung des Wasserdampfes bei der Wolkenbildung zur Folge hat, mag in einigen Fällen dadurch bewirkt werden, dass zwei Luftmassen, von denen die eine kalt, die andere warm und feucht ist, in der Art mit einander in Berührung treten, dass die wärmere Luftmasse an ihrer Grenzfläche bis unter ihren Thaupunkt abgekühlt wird, wodurch dann eine Ausscheidung von Wasserdampf eintritt. Wie wir sahen, liegen gewöhnlich zwei Luftströme von entgegengesetzter Richtung über einander, und an

der Grenze dieser beiden Strömungen liesse eine Wolkenbildung in oben beschriebener Weise sich wohl denken. Wie aber zwei Wassermassen verschiedener Art sich nur langsam vermischen, so ist auch eine solche Mischung verschiedenartiger Luftmassen mit Schwierigkeiten verbunden, und eine aus solcher Ursache hervorgehende Wolkenbildung wird daher nicht sehr häufig sein.

221. Die gewöhnliche Veranlassung zur Wolkenbildung besteht in einem aufsteigenden Luftstrom, der viele Wasserdämpfe mit sich führt. Wir haben bereits oben (61) besprochen, wie die Luft, wenn sie aus irgend welchem Grunde nach oben steigt, dadurch unter einen geringeren Druck geräth und sich ausdehnen muss. Bei dieser Ausdehnung wird Wärme verbraucht, und diese wird der Wärmemenge entnommen, welche die Luft mit sich führt, weshalb die Temperatur der Luft sinkt. Ist die Luft ganz trocken, so wird ihre Temperatur für je 101 Meter, welche sie emporsteigt, um 1° sinken. Bei feuchter Luft wird aber ein anderes Verhältniss eintreten. Hier wird nämlich, sobald die Luft sich soweit erhoben hat, dass ihre Temperatur bis auf den Thaupunkt gesunken, eine Ausscheidung von Wasserdampf eintreten, damit aber auch gleichzeitig die latente Wärme des Dampfes wieder frei werden. Von dem Augenblick an, wo der Thaupunkt erreicht wird, und somit der Sättigungszustand der Luft eintritt, wird das Freiwerden der latenten Wärme der durch das Aufsteigen und Ausdehnen verursachten Abkühlung entgegenwirken, und in Folge davon die Temperaturabnahme mit der Höhe bedeutend langsamer werden, als dies bei trockner Luft der Fall ist. Nach den Gesetzen der mechanischen Wärmetheorie kann man berechnen, wie stark die Temperaturabnahme mit der Höhe im einzelnen Falle ist und wie viel Wasserdampf während des Aufsteigens des senkrechten Luftstromes ausgeschieden wird. Folgendes mag als Beispiel dienen: Die Temperatur der Luft sei 20° . Sie sei mit Wasserdampf gesättigt und der Dampfdruck demgemäss $17,4^{\text{mm}}$. Die Menge des Wasserdampfes in einem Cubikmeter Luft beträgt dabei $17,1$ Gramm. Hat nun diese Luft sich von der Meeresoberfläche bis zu einer Höhe von 3500 Meter erhoben und ist dabei unter einen Druck gekommen, der nur $\frac{2}{3}$ des Druckes beträgt, dem sie am Anfange ausgesetzt war, so ist

ihre Temperatur 4° geworden und ihr Volumen ungefähr $1\frac{1}{2}$ mal so gross, als am Meeresspiegel. Da sie immer mit Wasserdampf gesättigt bleibt, wird nun der in ihr herrschende Dampfdruck $6,4^{\text{mm}}$ und die Dampfmenge $6,4$ Gramm in einem Cubikmeter, oder $6,4 \times 1\frac{1}{2}$, d. h. $9,6$ Gramm in der ganzen Masse des ursprünglichen Cubikmeters betragen. Der Druck der Wasserdämpfe ist also während des Aufsteigens von $17,4^{\text{mm}}$ bis $6,4^{\text{mm}}$ oder um $11,3^{\text{mm}}$ gesunken, und ihre Menge von $17,4$ bis $9,6$ Gramm vermindert, d. h. um $7,5$ Gramm für jede Luftmasse, welche am Meeresspiegel den Raum eines Cubikmeters einnahm. Diese $7,5$ Gramm Wasserdampf auf jedem Cubikmeter Luft sind in flüssiger Form, als Nebelbläschen, welche Wolken bilden, ausgeschieden. Wäre dieselbe Luftmasse bis auf 8500 Meter Höhe gehoben, wo der Luftdruck nur $\frac{1}{3}$ von dem an der Meeresfläche stattfindenden beträgt, so wäre die Luft bis auf -28° erkaltet, und ihr Raumgehalt ungefähr 3 Mal so gross, als anfänglich. Hier würde der Druck des Wasserdampfes nur $0,5^{\text{mm}}$, und ihre Menge nur $0,6$ Gramm im Cubikmeter betragen. Von der ganzen Menge Wasserdampfes, welche ursprünglich in einem Cubikmeter Luft enthalten war, d. h. von $17,4$ Gramm, würden jetzt nur noch $3 \times 0,6$ oder $1,8$ Gramm zurück bleiben. Der Rest, d. h. ganze $15,3$ Gramm würden als Wasser oder Eis ausgesondert sein. — In einer Höhe von 4200 Meter würde die Temperatur 0° , die Menge des Wasserdampfes $4,9$ Gramm pr. Cubikmeter und der Luftdruck $\frac{2}{3}$ von dem an der Meeresfläche betragen. Was über dieser Höhe von 4200 Meter und somit bei einer Temperatur unter Null ausgeschieden wird, nimmt natürlich die Form von Eis an; was unter derselben ausgeschieden wird, die Form von Wasser.

Die ganze Menge des ausgeschiedenen Wassers wird also $17,4 - \frac{2}{3} \cdot 4,9 = 17,4 - 3,2$ Gramm oder $14,2$ Gramm für den ursprünglichen Cubikmeter ausmachen, die Menge des in 8500 Meter Höhe ausgeschiedenen Eises $8,2 - 1,8$ Gramm, oder $6,4$ Gramm für jede Luftmasse, welche am Meeresspiegel den Raum eines Cubikmeters einnahm. Die Temperaturabnahme mit der Höhe würde an der Meeresfläche 1° auf 240 Meter, in einer Höhe von 4200 Meter 1° auf 185 Meter, und in einer Höhe von 8500 Meter 1° auf 125

Meter betragen. Eine Luftmasse, welche an der Meeresoberfläche den Raum eines Cubikmeters einnimmt, und bei einer Temperatur von 20° mit Wasserdampf gesättigt ist, wird also am Meeresufer 17,4 Gramm Wasserdampf, in einer Höhe von 3500 Meter 9,6 Gramm, in einer Höhe von 4200 Meter 8,2 Gramm und in einer Höhe von 8500 Meter nur 1,8 Gramm enthalten. Während also eine Luftmasse sich vom Meeresspiegel bis auf 4200 Meter Höhe erhebt, werden 8,9 Gramm Wasser, und während sie sich weiter bis 8500 Meter oder ungefähr zu der doppelten Höhe erhebt, 6,4 Gramm Eis ausgeschieden. So bilden sich in den tieferen Luftschichten, deren Temperatur über Null ist, Wolken, welche aus Wasserbläschen bestehen, während in den höheren Luftlagen, deren Temperatur unter Null ist, die Wolken aus Eisnadeln bestehen müssen.

222. Ist die Luft, wie dies der gewöhnliche Fall, in ihren unteren Schichten nicht mit Wasserdampf gesättigt, so kann die Wolkenbildung erst in der Höhe beginnen, wo die Temperatur der Luft bis auf den Thaupunkt gesunken ist. Je wärmer, bei einem bestimmten Gehalt an Wasserdampf, die Luft an der Oberfläche der Erde, oder je trockener die Luft überhaupt ist, desto höher muss sie steigen, ehe ihr Thaupunkt erreicht wird, und desto höher liegt die unterste Wolkenschicht.

223. Die unterste Grenze der Wolkenregion ist also durch die Höhe bestimmt, bei welcher die aufsteigende Luft ihren Thaupunkt erreicht. Die aus Wasser und Eistheilen bestehenden Wolken sind nun aber schwerer als die Luft, und streben daher immer darnach zur Erde hinabzusinken. Aber dieses Sinken geht sehr langsam vor sich, theils weil die Wasserbläschen und die Eisnadeln, aus welchen die Wolken bestehen, eine grosse Oberfläche darbieten, so dass der Widerstand der Luft bei ihrer Bewegung sehr bedeutend wird, theils, weil die Bestandtheile der Wolken, in Folge ihrer grossen Oberfläche und kleinen Masse, überhaupt leichte Körper sind, und endlich weil der aufsteigende Strom, dem die Wolken ihre Entstehung verdanken, gradezu ihrem Falle entgegenwirkt. Bisweilen, wenn die Temperatur des aufsteigenden Luftstromes zunimmt, wie dies an warmen Tagen regelmässig der Fall ist, und damit auch der Ort des Thaupunktes der Luft höher und höher steigt,

kann man wahrnehmen, wie die Wolken damit auch höher steigen. Wenn dagegen der aufsteigende Luftstrom schwächer wird oder ganz aufhört und damit natürlich auch die Wolken sinken, kommen ihre niedrigsten Schichten mit wärmeren Luftschichten in Berührung und werden dadurch aufgelöst, so dass es nur aussieht, als ob die Wolke schwebte, während ihre Bestandtheile in Wirklichkeit herabsinken. Das Schweben der Wolken ist also theils durch den aufsteigenden Strom bedingt, theils nur scheinbar.

224. Die Spitzen hoher Gebirge sieht man gemeinlich von Wolken umhüllt. Die Gebirge leisten nämlich dem Winde Widerstand und zwingen die Luft an ihren Seiten emporzusteigen, wodurch ihr Wasserdampf ausgeschieden wird und als Wolke um den Berggipfel sich darstellt. Der Wind treibt diese Wolken am Gipfel vorüber, aber wenn der Luftstrom auf der anderen Seite der Berges wieder nach unten herabsteigt, sinken die ausgeschiedenen Wassertheile mit ihm in wärmere Luftschichten herab und werden dadurch aufgelöst. Deshalb scheint die Wolke auf dem Gipfel zu ruhen, denn nur hier, wo der Luftstrom seinen höchsten Punkt passirt, werden die Wasserdämpfe sichtbar.

225. Die **Gestalt der Wolken** ist sehr verschieden, doch kann man 3 Hauptformen: Cirrus, Cumulus und Stratus unterscheiden, zwischen welchen aber wieder Zwischenformen eintreten. Man erhält dadurch folgende Wolkenformen:

Cirrus oder Federwölkchen sind, wie der Name es andeutet, einer Feder ähnlich; sie sind dünn und ziemlich durchsichtig, und nehmen oft sehr unregelmässige Gestalten an, lagern sich aber nicht selten in regelmässigen langen Reihen über den Himmel hin. Die Cirruswolken sind die höchsten Wolken, sie schweben höher als die höchsten Berge und halten sich somit auf einer Höhe von wenigstens 8500 Meter. In dieser Höhe ist die Lufttemperatur unter Null, und die Cirruswolken bestehen demgemäss aus sehr zarten Eisnadeln.

Cirrostratus ist die Wolkenform, welche sich wie ein durchsichtiger Schleier über den Himmel zieht. Da diese Wolken vorzugsweis die Veranlassung zu verschiedenen Lichtphänomenen, wie Ringe um Sonne und Mond, Nebensonnen und Nebenmonde,

abgeben, kann man daraus den Schluss ziehen, dass auch diese Wolken aus Eiskrystallen bestehen.

Cirrocumulus, die sogenannten Schäfchen, oder wie sie in Norwegen heissen, Makrelwolken, sind ein leichtes Gewölk, das aus einer Menge einzelner, abgerundeter, oft in Reihen geordneter Wölkchen besteht.

Cumulus oder Haufenwolke wird vom aufsteigenden Luftstrom in den tieferen Lagen der Atmosphäre gebildet. Sie tritt besonders bei hoher Temperatur auf, und ist darum in den tropischen Gegenden die gewöhnlichste Wolkenform und bei uns die gewöhnliche Sommerwolke. Im Winter tritt sie in unsern Gegenden nicht auf. Die *Cumulus*wolke ist kenntlich an ihrer horizontalen, ebenen, etwas dunkeln Grundfläche, über welcher sie sich mit gewölbten, mehr oder minder kugelförmigen, im Sonnenschein stark glänzenden, weissen Gipfeln aufhäuft. Die horizontale Grundfläche der *Cumulus*wolke bezeichnet die Luftschicht, in welcher der aufsteigende Strom den Thaupunkt erreicht hat. Mit dem Zunehmen oder Nachlassen der Kraft dieses Stromes heben oder senken sich diese Wolken im Laufe des Tages.

Cumulo-Stratus ist die gewöhnlichste Wolkenform. Sie gehört, wie der *Cumulus*, den niederen Luftschichten an und sinkt bisweilen ganz an die Erdoberfläche herab. Der Umriss dieser Wolken ist unbestimmt, oft sehr unregelmässig und zerrissen. Sie sind dunkel und bedecken häufig den ganzen Himmel. Man nennt das Wetter »trübe«, wenn der *Cumulo-Stratus* den ganzen Himmel mit einer gleichmässigen grauen Schicht bedeckt.

226. Die Grösse der Bewölkung wird in der Art bezeichnet, dass man alle Wolken sich zu einer Masse gesammelt denkt, und nun abschätzt, ein wie grosser Theil der Himmels von dieser Wolkenmasse bedeckt werden würde. Leichte Wolken, wie *Cirrus* und *Cirrostratus*, würden, wenn man sie sich zusammengepackt denkt, nur einen kleinen Theil des blauen Himmels bedecken. Man bezeichnet die Bewölkung durch die Zahlen von 0 bis 10, so dass 0 ganz reinen und 10 ganz überwölkten Himmel vorstellt. Die Zahl 1 bezeichnet somit, dass ein Zehntel des Himmels mit Wolken bedeckt ist und 9 Zehntel klar sind. Die Zahlen 2 und 3 bezeichnen leicht-

bewölkt, 4 beinahe halbklar, 5 halbklar, 6 etwas weniger als halbklar, 7 und 8 bewölkt, 9 fast völlig bewölkt. Ist der ganze Himmel durch dichten Nebel verhüllt, so wird die Bewölkung ebenfalls durch die Zahl 10 notir.

227. Die Bewölkung hat eine tägliche Periode, welche bei uns in den Wintermonaten nur wenig hervortritt, in den Sommermonaten dagegen recht deutlich sich ausprägt. In den tropischen Gegenden besteht das ganze Jahr hindurch dieselbe Regelmässigkeit. Die Bewölkung nimmt am Vormittag zu, ist einige Stunden nach Mittag am grössten und nimmt den Nachmittag und Abend über wieder ab. Die Nacht ist klarer, als der Tag. Wir erkennen in dieser Periode die unmittelbare Wirkung des aufsteigenden Stromes, der die Cumulus-Wolken bildet, deren Menge mit der wachsenden Kraft des Stromes sich mehrt, und abnimmt, wenn die Wolken wieder in wärmere Luftschichten herabsinken.

228. Die Bewölkung hat eine jährliche Periode, welche an verschiedenen Orten verschieden ist. In den Tropen liegt zwischen den beiden Passaten ein Gürtel, der sich, wie wir gesehen, durch viel Windstille auszeichnet. In diesem Calmngürtel, welcher die heissesten Punkte der Erde umspannt, besteht ein starker aufsteigender Luftstrom, der von den beiden Passaten aus mit Luft und einer grossen Menge Wasserdampf versehen wird, und dadurch eine so starke Wolkenbildung hervorruft, dass man diese Gegend den Wolkenring genannt hat. Der äquatoriale Gürtel der Windstillen mit seinem Wolkenringe verschiebt sich nach den Jahreszeiten etwas nach Norden und nach Süden, und giebt dadurch den Gegenden, über welche er hingeht, zur bestimmten Zeit ihre grösste Bewölkung. Im Atlantischen Meere erstreckt sich dieser Windstillengürtel im August am weitesten nach Norden, und erreicht da ungefähr den 40. Grad nördl. Breite. Im Februar dagegen ist er am weitesten nach Süden herabgerückt und liegt nur ein paar Grad nördlich vom Aequator. Im Stillen Ocean wechselt die Lage dieses Wolkenringes im Laufe des Jahres nicht so bedeutend.

In Ostindien sind die Wintermonate klar, da in diesen der Nordostmonsun, ein Landwind, herrscht, dagegen haben die Sommermonate eine starke Wolkendecke, weil der Südwestmonsun die

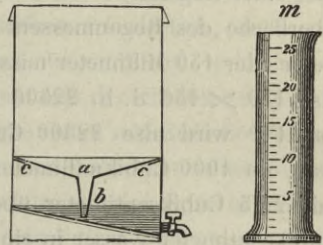
Dämpfe des warmen indischen Meeres über das hohe Land hinführt. Im Innern der Continente sind die Wintermonate klar, da die Luft in diesen vom Innern nach dem Meere zu abfließt, die Sommermonate dagegen wolkenreich, da die zu dieser Zeit herrschenden Winde die Dämpfe vom Meere mitbringen. In Europa sind die Wintermonate mit ihren vorherrschend südwestlichen Winden die wolkenreichsten, während die Sommermonate mit ihren mehr westlichen Winden und ihrer wärmeren Erdoberfläche klareren Himmel darbieten.

229. Regen und Schnee. Geht die Verdichtung des Wasserdampfes in einer Wolkenlage sehr rasch vor sich, so bilden sich bei einer Temperatur über 0° Wassertropfen, und bei einer Temperatur unter 0° Eiskrystalle. Diese, wie jene, sind zu schwer, um in der Luft schweben zu bleiben, und fallen daher als Regen oder Schnee zur Erde herab. Beide Bildungen werden unter dem gemeinschaftlichen Namen Niederschlag im engeren Sinne zusammengefasst. Die Häufigkeit des Niederschlages wird gewöhnlich durch die Anzahl der Tage angegeben, an welchen es geregnet oder geschneit hat; die Menge des Niederschlages wird dagegen durch die Höhe bezeichnet, in welcher das Regenwasser oder der Schnee, nachdem er geschmolzen, die Erdoberfläche bedecken würde, wenn ihr Wasser nicht verdunstete oder versickerte. Diese Höhe wird die Niederschlagshöhe oder gewöhnlicher kurzweg die Regenhöhe genannt, indem man unter diesem Worte die Höhe des geschmolzenen Schnees mitbegreift. Die Regenhöhe wird in verschiedenen Ländern nach verschiedenem Mass gemessen, in den meisten Ländern rechnet man jedoch auch hier nach Millimetern, und so geschieht es auch in diesem Buche. Am Schlusse desselben findet sich eine Tafel (Tab. VI), nach welcher man die in Millimetern angegebene Regenhöhe in verschiedene andere gebräuchliche Masse übersetzen kann.

230. Um die Menge des Niederschlages zu messen, braucht man den Regenmesser. Derselbe besteht aus einem runden oder viereckigen Gefässe (Fig. 32 a. f. S.), welches nach oben hin offen ist und eine scharfe Kante hat. In der Tiefe des Regenmessers befindet sich ein Trichter *a*, welcher auf einer vorspringenden Kante

c ruht und nach unten zu sich in ein Rohr *b* verlängert, welches fast bis auf den Boden des Regenmessers hinabreicht. Der Regen, welcher innerhalb der Fläche, die von der oberen scharfen Kante umgrenzt wird (der Oberfläche des Regenmessers), herabfällt, sammelt sich im Trichter und fließt durch diesen auf den Boden des Gefäßes hinunter, wo der deckende Trichter es gegen Verdunstung schützt. Nach einem Schneefall nimmt man den Regenmesser ins Haus und lässt den Schnee, welcher sich auf dem Trichter gesammelt hat, schmelzen und das so erhaltene Wasser auf den Boden hinab-

Fig. 32.



fließen. Um nun die Regenhöhe zu finden, leert man den Inhalt des Regenmessers entweder durch einen Hahn oder durch einfaches Ueberschütten, in das zum Regenmesser gehörige Messglas aus. Dieses trägt an der Seite eine Eintheilung, auf welcher man ohne weiteres ablesen kann, wie gross die Regenhöhe ist. Man stellt dabei das Messglas, welches dazu mit einem Fuss versehen ist, genau senkrecht und folgt dann mit dem Auge der Eintheilung von unten nach oben, bis die Pupille in gleicher Flucht mit der Wasseroberfläche liegt, welche dabei wie ein dicker schwarzer Strich sich darstellt, und notirt endlich die Zahl der Millimeter, auf welche dieser Oberflächenstrich zeigt. Das Messglas ist ein Cylinder, dessen Querschnitt verschiedene Mal kleiner ist, als der des Regenmessers. Ein Millimeter Regenhöhe wird darum im Messcylinder eine Höhe einnehmen, die ebenso viel mal grösser ist, als ein Millimeter, als die Oberfläche des Regenmessers grösser ist, als der Querschnitt des Messcylinders. Hierdurch kann die Messung viel genauer ausgeführt werden, als bei unmittelbarer Messung im Regenmesser selbst. Das Messglas wird auf folgende Weise eingetheilt. Man misst die Oberfläche des Regenmessers, wenn anders derselbe nicht nach einem bestimmten Masse gefertigt ist, und berechnet darnach, wieviel Cubikcentimeter Inhalt ein Raum enthält, welcher die Ober-

fläche des Regenmessers zur Grundfläche hat und einen Millimeter hoch ist. Die so gefundene Anzahl Cubikcentimeter Wasser misst man nun ab, füllt sie ins Messglas und bezeichnet die Höhe der Wasseroberfläche durch einen Strich. Dieser Theilstrich bezeichnet somit eine Regenhöhe von 4^{mm} . Giesst man nun nochmals dieselbe Portion Wasser in das Messglas, so erhält man den Theilstrich, welcher einer Regenhöhe von 2^{mm} entspricht u. s. f. Beispiel: Die Oberfläche des Regenmessers sei ein Quadrat, dessen Seite 0,45 Meter oder 450 Millimeter misst. Die Grösse der Oberfläche beträgt also 450×450 d. h. 22500 Quadratmillimeter. Eine Regenhöhe von 4^{mm} wird also 22500 Cubikmillimeter Wasser entsprechen, was, da 1000 Cubikmillimeter einen Cubikcentimeter ausmachen, mit 22,5 Cubikcentimeter übereinkommt. Giesst man nun 22,5 Cubikcentimeter Wasser in ein Messglas, das von cylindrischer Form ist, und dessen innerer Durchmesser 5 Centimeter beträgt, so wird man finden, dass es bis auf eine Höhe von 4,45 Centimeter oder 44,5 Millimeter steigt. Der Abstand zwischen den Theilstrichen des Messcylinders, welche einem Millimeter Regenhöhe entsprechen, wird also über 44 Millimeter betragen, und man wird mit Hülfe des Messglases die Regenhöhe mit einer 44 mal vergrösserten Genauigkeit bestimmen können.

231. Der Regenmesser wird an einem Orte aufgestellt, wo der Niederschlag von allen Seiten freien Zutritt hat. Seine Oberfläche muss so hoch stehen, dass sie nicht verschneien kann. Er muss ferner an einem Punkte stehen, wo der Schnee nicht in Windwehen sich zusammenhäuft. An solchen Orten, wo während des Schneefalles starker Wind herrscht, wird der Schnee sich nicht im Regenmesser sammeln, es kann im Gegentheil wohl geschehen, dass der schon gefallene Schnee wieder vom Winde aufgejagt und fortgeführt wird. Unter solchen Umständen wird die Messung der Niederschlagsmenge unmöglich gemacht. Die Oberfläche des Regenmessers muss ausserdem genau horizontal eingestellt sein. Da die Menge des Niederschlages endlich im höchsten Grade von den örtlichen, ja allerörtlichsten Umständen abhängig ist, wird es von ganz besonderer Wichtigkeit sein, dem Regenmesser einen solchen Platz anzuweisen, wo seine Angaben, mit grösstmöglicher Wahrchein-

lichkeit, als Mass für die durchschnittlich in der ganzen Umgebung herrschenden Regenverhältnisse dienen können. Die gefallene Regenmenge muss nach jedem Regen oder Schneefall beobachtet werden, und es ist täglich wenigstens einmal nachzusehen, ob etwas im Regenschirm ist.

Um eine zuverlässige Uebersicht über die Regenmenge eines Ortes und deren durchschnittliche Grösse zu verschiedenen Zeiten zu erhalten, sind lange Beobachtungsreihen erforderlich, denn die Regenmenge ist eines der regellosesten unter den meteorologischen Elementen. Daher ist auch unser Kenntniss der durchschnittlichen Regenverhältnisse an den verschiedenen Orten der Erde bedeutend unvollkommener, als dies bei den andern bisher betrachteten Elementen der Fall war. Die Regenverhältnisse der Erde in Karten darzustellen, würde darum bis jetzt ein Unternehmen sein, welches auf keine erträgliche Genauigkeit Anspruch machen könnte.

232. Die Bedingungen, welche Niederschlag zur Folge haben, sind dieselben, welche bei der Wolkenbildung in Betracht kamen, nämlich dampferfüllte, aufsteigende Luftströme. Diese Bedingungen sind erfüllt, wo warme Seewinde zum Aufsteigen gezwungen werden, indem sie entweder in ein Minimum des Luftdruckes hineinblasen, oder, in noch hervortretenderem Masse, wo diese Winde gegen ein Land mit steil aufsteigenden Gebirgen anwehen. Die Menge des an einem bestimmten Punkte eintretenden Niederschlags beruht also hauptsächlich auf dem Verhältniss zwischen den vorherrschenden Winden und der örtlichen Lage. Beim Studium der Regenverhältnisse wird man somit die Windkarten und die Gestaltung der Erdoberfläche nie aus den Augen lassen dürfen.

233. Betrachten wir zunächst die Regenverhältnisse in den tropischen Gegenden, so tritt uns hier sowohl die grosse Regelmässigkeit derselben, wie auch die grosse Menge des Niederschlags unmittelbar entgegen. Im stillen Ocean und im Atlantischen Meere zeichnet sich der Gürtel der äquatorialen Windstillen durch seinen unerschöpflichen Reichthum an Regen aus, einer Eigenschaft, welche diesen Meeresstrich zu einem der unbehaglichsten für den Seemann stempelt. In der Windstillenzone des Aequators begegnen sich die beiden Passate, um hier emporzusteigen. Die Luft

ist warm, und schwer mit Wasserdämpfen beladen, welche die Passate bei ihrem Weg über die tropisch erwärmten Meere aufgenommen haben. Darum ist es nicht zu verwundern, dass es unter dem Stillengürtel des Aequators durchschnittlich mehr als 9 Stunden am Tage regnet. Die Nächte sind klarer, da während derselben der aufsteigende Luftstrom etwas nachlässt. Der Stillengürtel des Atlantischen Meeres verschiebt sich mit der Sonne, und nimmt im August seine nördlichste Lage unter dem 10. Grad nördlich vom Aequator ein, wo er sich als Regengürtel besonders an der afrikanischen Küste geltend macht, während er im Februar sich am weitesten nach Süden verrückt hat, so dass er nur ein paar Grad diesseits des Aequators liegt, und dabei seinen regnerischen Charakter besonders an der südamerikanischen Küste hervortreten lässt. Seine Lage ist aus den Karten Fig. 26 und 27 zu ersehen, wo die Gegenden, in welchen es über 9 Stunden täglich regnet, durch Schattenstriche bezeichnet sind. Im Stillen Ocean verschiebt sich der Calmengürtel nur sehr wenig und liegt überhaupt dem Aequator sehr nahe. Ausserhalb dieser windstillen Zone und der ihr zunächst liegenden Gebiete ist die Regenmenge in der Passatregion auf dem Meere nicht bedeutend, mit Ausnahme der Punkte, wo der Wind an hohen Inseln emporgetrieben wird. Ueber den Festländern liegt der Regengürtel viel ruhiger und schwankt nur zwischen 5° nördlicher und 3° südl. Breite hin und her, indem er der Bewegung der Sonne folgt. Der Lauf des Amazonenstroms ist von der Beschaffenheit, dass der Regengürtel stets entweder über seinen nördlichen oder über seinen südlichen Nebenflüssen hingehet, da der Süd-Ost-Passat seine Dämpfe vom Atlantischen Meer über das südamerikanische Festland hinführt, wo dieselben bei dem allmäligen Aufsteigen des Landes nach der Andenkette zu, nach und nach ausgeschieden werden. Hier ist der Regengürtel der meteorologische Hintergrund für die vielgerühmte Ueppigkeit des Pflanzenwuchses in jenen Gebieten. Dasselbe findet aber auch da statt, wo der Stillengürtel die afrikanische Ost- und Westküste schneidet. Als ein Beispiel tropischer Regenmenge nennen wir Sierra Leone an der Westküste Afrika's, mit einer jährlichen Regenmenge von 4800^{mm}. In Maranhao in Brasilien (2½ Grad südlich vom Aequator) beträgt dieselbe 7110^{mm},

auf den Canarischen Inseln dagegen nur 230^{mm}. Vera Cruz in Mexico hat 4650^{mm}, die Sandwichs-Inseln 4400^{mm}, Tahiti, eine der Gesellschaftsinseln, 4210^{mm} und Cap York an der Nordspitze Australiens 2210^{mm}. In den tropischen Gegenden trifft, wie sich dies aus dem, was wir über die Verschiebung des Regengürtels mit der Sonne gesagt, von selbst schliessen lässt, die Regenzeit auf die Zeit des Jahres, wo die Sonne am höchsten steht. Die Gegenden, welche um den Aequator liegen, haben somit 2 Regenzeiten, die eine im Frühling, die andere im Herbst. Je weiter man sich vom Aequator entfernt, desto mehr werden diese beiden verschiedenen Regenperioden zu einer zusammenhängenden Regenzeit verschmelzen, welche um die Zeit des Hochsommers eintritt. So theilt sich in diesen Gegenden, wo die Temperatur so wenig wechselt, das Jahr naturgemäss in eine Trockenperiode, die dem Winter entspricht, und in eine Regenzeit, die dem Sommer entspricht.

234. Im indischen Meere treten, in Folge der eigenartigen Windverhältnisse auch eigenartige Regenverhältnisse ein. Während der Nordostmonsun auf der Ostseite Vorderindiens wohl auch Regen mitführen kann, ist doch der Südwestmonsun, welcher in den Sommermonaten weht und die Dämpfe des warmen indischen Oceans gegen das Land hinantreibt, die eigentliche Ursache, der Vorderindien seine ungemein grosse Regenmenge verdankt, welche, obwohl sie fast ausschliesslich dem Sommerhalbjahre angehört, doch durchgängig Alles übertrifft, was man von Regenreichthum an anderen Orten der Erde kennt. Zuerst trifft nämlich der Südwestmonsun im Süden der Halbinsel das hohe Ghats-Gebirge, und wird dadurch zur Abgabe eines Theiles seines Dampfgehaltes gezwungen. Hier beträgt die jährliche Regenmenge zwischen 4500^{mm} bis 6500^{mm}, jenachdem man von Süden nach Norden fortschreitet. Im Innern des Landes, hinter dem Gebirgswall der Westküste, sinkt die Regenmenge bis unter 800^{mm}; aber auf dem Abhange des Himalajas, nördlich von Calcutta, wo der von dem bengalischen Busen kommende Wind, ehe er das Gebirge erreicht, über ausge dehnte Sumpfbiete hingestrichen ist, steigt die Regenmenge wieder und erreicht in Cherrapoonjee, 1250 Meter über dem Meere, die Höhe von 44200^{mm}. Dies ist die grösste bekannte jährliche Regen-

menge. Auch auf der Ostseite der bengalischen Bucht treffen wir grosse jährliche Niederschlagshöhen, so in Maulmein 4445^{mm}, in Akyab 5570^{mm}, in Aracan 5080^{mm}.

235. In den tropischen Gegenden fällt der Regen so stark, dass er mehr niederströmenden Wasserfäden gleicht, als fallenden Tropfen. In Cherrapoonjee fielen im Juni 1851 3738^{mm}, also täglich durchschnittlich 124^{mm} ($4\frac{3}{4}$ Zoll.)

236. In den gemässigten Zonen vertheilt sich der Niederschlag gleichmässiger, als in den Tropen, über die verschiedenen Zeiten des Jahres. Dabei ist die gesammte Regenmenge geringer. Doch kann man in den gemässigten Zonen noch eine gewisse Regelmässigkeit in der Vertheilung des Regens auf die verschiedenen Monate wahrnehmen, so wie es auch einzelne Gegenden giebt, in welchen die Regenmenge an die der tropischen Gegenden heranreicht.

237. In Europa fällt die grösste Regenmenge auf sehr verschiedene Zeiten, und die jährliche Regenmenge der verschiedenen Orte ist ziemlich ungleich. Südeuropa hat seine grösste Regenmenge im Winter, wo häufig südwestliche Winde wehen, während diese Gegenden im Sommer in den Bezirk des Nordostpassates mit hineingezogen werden und darum Landwinde bekommen. In den Alpen geht die jährliche Regenmenge bis über 2000^{mm} hinauf. Die europäische Westküste erhält ihre grösste Regenmenge im Herbste, denn in dieser Jahreszeit herrschen südwestliche Winde, die über das immer noch ziemlich erwärmte Meer hinstreichen. Wo das dem Seewinde ausgesetzte Land rasch aufsteigt, treten bedeutendere Niederschläge ein. So hat die Westküste Irlands eine Regenhöhe von über 4000^{mm}; an der Westküste Schottlands steigt dieselbe bis 2800^{mm}, während an der norwegischen Westküste zwischen 4000^{mm} bis 2000^{mm} Regen fallen. Das Innere Europa's erhält seinen meisten Regen im Sommer, wenn die Wärme häufigere und stärkere aufsteigende Strömungen verursacht; doch ist die jährliche Regenmenge hier kleiner, und beträgt nur ungefähr 500^{mm}. In Christiania bringt der August den meisten Regen, da in diesem Monat das Meer zwischen Norwegen und Dänemark am wärmsten ist und die vorherrschenden Winde grade über den Fjord hin ins Land hineinwehen.

238. Im Innern Asiens ist die Menge des Niederschlags durch-

schnittlich sehr gering. In Barnaul z. B. beträgt die jährliche Regenhöhe nur 190^{mm}. Die Ostküste Asiens zeichnet sich durch die Trockenheit ihres Winters, wo nordwestliche Landwinde herrschen, und durch die Feuchtigkeit ihres Sommers aus, welche letztere den vorherrschenden südöstlichen Winden zuzuschreiben ist. Die jährliche Regenhöhe in Peking beträgt 620^{mm}, in Japan 4000^{mm} bis 4400^{mm}, an der Mündung des Amur 880^{mm}.

239. In Nordamerika bietet der nördliche Theil der Westküste ähnliche Regenverhältnisse dar, wie die Küsten des nordwestlichen Europa's, d. h. regnerischen Herbst und eine jährliche Regenhöhe, die zwischen 1500^{mm} bis 3000^{mm} schwankt. Die californische Küste hat dagegen Winterregen. Im Osten des Felsengebirges finden wir ein sehr regenarmes Gebiet. Der östliche Theil Nordamerika's erhält seinen Niederschlag hauptsächlich in der Gestalt von Sommerregen, welche durch die in dieser Jahreszeit herrschenden Seewinde verursacht werden.

240. Die Westküste Südamerika's weist im Süden des Wendekreises grosse Niederschlagsmengen auf, in Chili z. B. 2400^{mm} bis 3350^{mm}, von welchen der grösste Theil auf die Wintermonate (Juni und Juli) fällt, wo die herrschenden Seewinde von der Andenkette, welche hier dicht an der Küste schroff zu bedeutender Höhe emporsteigt, in die Höhe gedrängt und dadurch zum Abgeben ihres Dampfgehaltes gezwungen werden. Die Ostküste des südlichen Theils von Südamerika hat eine viel geringere Regenmenge, Buenos-Aires z. B. 4340^{mm}. — Die jährliche Regenmenge im südlichsten Theil von Afrika beträgt zwischen 600^{mm} bis 770^{mm}.

241. In dem südlichen, ausserhalb der Tropen gelegenen Theile von Australien finden wir an der Südküste eine Regenhöhe von 700^{mm} bis 800^{mm}, an der Ostküste eine solche von 4200^{mm}. Auf Neuseeland besteht ein starker Gegensatz zwischen den Regenverhältnissen der Westküste und denen der Ostküste. Auf ersterer steigt die Regenmenge in Hokitika, welches am Fuss der südlichen Alpen liegt, und den Westwinden ausgesetzt ist, bis auf 2840^{mm}, während die Regenhöhe der Ostküste nur zwischen 650^{mm} bis 800^{mm} sich bewegt.

242. Die angeführten Beispiele können auch dazu dienen, den grossen Einfluss der Höhenverhältnisse der Erdoberfläche auf die

Menge des Niederschlages nachzuweisen. Wo Seewinde gegen eine steile und hohe Bergwand anprallen und dadurch, sammt den mitgeführten Dämpfen, zum Aufsteigen gezwungen werden, wird die Regenmenge auf der Windseite des Gebirges stets bedeutend ausfallen; auf der Leeseite (Schutzseite) dagegen wird die Niederschlagshöhe verhältnissmässig gering sein, da die vom Gebirge niedersteigenden Luftströme, nach Abgabe ihrer ursprünglichen Feuchtigkeit, als trockene Winde auftreten. Eins der deutlichsten Beispiele hierfür liefern uns die Regenverhältnisse Norwegens. Oestlich von Florø erhebt sich eine Gebirgsmasse, welche nur 3 Meilen vom Meere entfernt, sich bis zu einer Höhe von über 1250 Meter aufthürmt. In Florø finden wir die grösste in Norwegen gekannte Regenmenge, nämlich über 2000^{mm} jährlich. Bergen hat nur 1835^{mm}. Weiter nach Osten steigt der Jostedalsgletscher bis zu einer Meereshöhe von über 1570 Meter empor, und verdichtet fast alle Dämpfe, welche von der Küste her mit den Winden seinen Fuss erreichen und über ihn hingetrieben werden. In Jostedal selbst, hinter dem Gletscher, beträgt die jährliche Regenmenge daher bloss einige hundert Millimeter. Während die Regenmenge an der Westküste im jährlichen Durchschnitt zwischen 1000^{mm} und 2000^{mm} schwankt, beträgt dieselbe in Christiania nur 538^{mm}, in Elverum 445^{mm} und auf dem Dovre 328^{mm}. In Upsala finden wir 400^{mm}, in Stockholm 420^{mm} und in St. Petersburg 450^{mm}. Als Belege für die Einwirkung steiler Felswände auf die Grösse des Niederschlages führen wir noch folgende Beispiele an. Nördlich von Joyeuse, im Rhonethale, liegt der 1250 Meter hohe Tanargue, der sich, wie eine lothrechte Mauer, von Westen nach Osten erstreckt und den Südwinden den Weg verlegt. Hier fielen im Jahre 1811 1722^{mm} Regen, während in dem 8 Meilen weiter nach Osten gelegenen Viviers, wo die Südwinde unangefallen weiter ins Rhonethal hineinwehen können, nur 400^{mm} beobachtet wurden. Am 29. October 1827 fielen in Joyeuse 310^{mm} Regen. In Coimbra in Portugal, am Fuss der steil aufsteigenden Sierra d'Estrella, beträgt die jährliche Regenmenge 3040^{mm}. Im Seendistrict des nordwestlichen Englands, wo die Winde in eine Menge von Querthälern hineingezwängt werden, steigt die jährliche Regenmenge bis auf 2900^{mm}.

243. Wenn die Verdichtung der Wasserdämpfe bei einer unter dem Gefrierpunkt liegenden Temperatur vor sich geht, so nimmt der Niederschlag die Gestalt festen Eises an und bildet gewöhnlich Figuren, welche aus feinen sechsseitigen Krystallen zusammengesetzt sind und sich zu Sternen gruppieren, in welchen die Form des Sechseckes vorherrscht. Diese Figuren heissen Schneeflocken. An den Orten der Erde, welche eine Temperatur unter 0° besitzen, bleibt der Niederschlag in der Form des Schnees auf dem Lande liegen. An der Oberfläche des Meeres fällt in den tropischen Gegenden und in dem grössten Theil der gemässigten Zonen aller Niederschlag in Gestalt von Regen. In den kalten Zonen fällt dagegen der grösste Theil des Niederschlages in Gestalt von Schnee. Auf höheren Gebirgen ist gleichfalls Schnee die gewöhnliche Form des Niederschlags. Je höher man emporsteigt, desto grösser wird der Antheil des Schnees an der gesammten Niederschlagsmenge. Der grösste Theil des im Winter gefallenen Schnees thaut im Sommer weg, doch bleibt auch ein Theil des Winterschnees das ganze Jahr über liegen, ohne zu schmelzen. Die niedrigste Grenze, bis zu welcher der liegen bleibende (ewige) Schnee oder Firn herabreicht, nennt man die Schneegrenze. In den Polargegenden liegt dieselbe sehr niedrig, in den Aequatorialgegenden steigt sie hoch empor. Ihre Lage ist vorzugsweise durch die Kraft der Sommerwärme bedingt, doch ändert sich dieselbe, ausser mit der geographischen Breite, auch noch unter demselben Parallel mit den örtlichen Verhältnissen. Die Höhe der Schneegrenze veranschlagt man in Norwegen auf 800 bis 1600 Meter, in den Alpen auf 2700 Meter, auf der trockenen Nordseite des Himalaja auf 5300 Meter, auf der feuchten Südseite desselben Gebirges auf 4300 Meter, in der Andenkette unter dem Aequator auf 4800 Meter und bei der Magellansstrasse auf 4430 Meter.

244. Wo der Schnee lange liegen bleibt, verwandeln seine untersten Schichten sich gewöhnlich nach und nach in Eis, und dieses Eis schiebt sich wie eine zähe Masse von den Schneefeldern auf dem Kamm des Gebirges, einem Eisstrome gleich, bis in die Thäler hinunter. Dies sind die sogenannten Gletscher. Derartige Gletscher findet man an allen Orten von solcher Höhe, dass

der Niederschlag an ihnen in der Form von Schnee stattfindet, vorausgesetzt, dass die Menge des Niederschlages beträchtlich genug ist, um zur Gletscherbildung auszureichen. Oft steigen die Gletscher auch tief in die Thäler hinab. In Grönland, dessen Inneres zum grössten Theil mit Firn- und Gletschermassen bedeckt ist, auf Spitzbergen und ebenso auf dem grossen antarktischen Festlande, das den Südpol umlagert und von welchem man fast nichts Anderes, als seine Eisfelder gesehen hat, reichen die Gletscher bis ganz an das Meer hinab, ja in dasselbe hinein. Da aber nun das Eis leichter ist, als Wasser, und somit auf demselben schwimmen zu bleiben versucht, so brechen diese bis ins Meer vorgeschobenen Gletscherenden ab, und treiben nun als Eisberge, die oft viele Hundert Fuss lang und breit sein können, auf der Oberfläche des Oceans. Oft werden dieselben durch Wind und Strömungen weit von ihrem Ursprungsorte nach wärmeren Meeresgebieten hin fortgeführt, ehe sie allmähig sich auflösen. In Folge ihrer grösseren Massen nimmt das Aufthauen der Eisberge viel mehr Zeit und Wärme in Anspruch, als dies beim Treibeise der Fall ist, und daher findet man häufig Eisberge ausserhalb der Grenze des Treibeises, unter ziemlich niedrigen Breiten umherschwimmend. Im Atlantischen Ocean gehen sie bis in den Golfstrom, östlich von New-Foundland hinein, im südlichen Oceane dringen sie sogar bis an das Cap der guten Hoffnung vor, nähern sich Tasmanien und finden sich in ziemlicher Anzahl in der Nähe des Cap Horn. Solche Eisberge tragen nicht wenig zur Abkühlung der Meere bei, auf welchen sie umherschwimmen. Diese ihre Wirkung erkennen wir auf der Karte Fig. 10 an der Herabdrückung der Meerestemperatur im Süden von New-Foundland.

Gletscher und Schneefelder üben auch sonst einen bedeutenden Einfluss auf die meteorologischen Verhältnisse, namentlich wirken sie durch kräftige Abkühlung auf die Vermehrung des Niederschlags.

245. Auf der Erdoberfläche giebt es auch noch solche Gebiete, welche wenig oder gar keinen Niederschlag erhalten, und somit sich nur wenig zum Wohnsitz einer menschlichen Bevölkerung eignen. Derartige regenlose Gegenden findet man an solchen Punkten,

denen entweder die Seewinde ganz abgehen, oder wo der Abstand vom Meere und die Wärme des Landes so gross ist, dass der Dampfgehalt der Luft nicht mehr zur Sättigung derselben ausreicht, geschweige denn als Regen ausgeschieden werden kann. Gegenden dieser Art sind das Innere Afrika's, die Thalfurche des Nils, grosse Theile Arabiens und Persiens und endlich die Wüste Gobi im inneren Asien. Diese Landstriche gehören zu den heissesten der Erde und sind ausserdem durch hohe Gebirgsketten, an deren Meeresseite der Wassergehalt der Luft ausgeschieden wird, oder durch weite Landstrecken, welche in ähnlicher Weise wirken, aus dem Bereich regenbringender Seewinde ausgeschlossen. In Nordamerika findet man auf der östlichen Seite des Felsengebirges, im Osten von Californien, ähnliche regenarme Gebiete. Im tropischen Südamerika erfreut sich das Gebiet des Amazonenstromes eines reichen Niederschlages, während der schmale Küstenstreif am Westabhang der Anden eine auffallend geringe Regenmenge ausweist, da die Feuchtigkeit des herrschenden Südostpassats ihm nicht mehr zu gute kommt.

246. Hagel und Schlossen sind eine verhältnissmässig seltene Form des Niederschlages. Sie bestehen aus Eiskörnern, die gewöhnlich aus verschiedenen kugelförmigen Schichten von verschiedener Klarheit gebildet sind und einen Kern umschliessen. Ein grosser Theil des Hagels fällt im Sommer gleichzeitig mit dem Niederschlag, der ein Gewitter begleitet. Auf der norwegischen Küste treten Hagel- oder richtiger Graupelschauer, im Sommer wie im Winter, gewöhnlich mit starken Nordwestwinden ein. Die Entstehung des Hagels ist wahrscheinlich sehr starken localen Luftströmen zuzuschreiben, welche die dampfreiche Luft sehr rasch in eine bedeutende Höhe hinauftreiben (221). Am häufigsten zeigt diese Form des Niederschlages sich in den gemässigten Zonen. Hagelschlag kann oft bedeutenden Schaden verursachen, da die Schlossen (Hagelkörner), welche gewöhnlich erbsengross sind, die Grösse eines Hühnereies erreichen können.

Sechstes Capitel.

Das Wetter.

247. Wir haben bisher, gesondert von einander, die einzelnen meteorologischen Elemente betrachtet, d. h. die Bestimmungsstücke, aus deren Zusammenwirken die verschiedenen Bestimmtheiten oder Zustände der Atmosphäre sich ergeben, welche wir in der Sprache des gewöhnlichen Lebens als diese oder jene Art von Wetter bezeichnen. Nun wollen wir die gegenseitige Einwirkung der verschiedenen Elemente auf einander ins Auge fassen, um zu sehen, wie man dadurch zur Erkenntniss der Gesetze gelangen kann, nach welchen die verschiedenen Zustände der Atmosphäre entstehen und abwechseln, d. h. der Gesetze, welche für die Entstehung und den Wechsel des Wetters gelten.

248. Die Beschaffenheit des Wetters an einem bestimmten Orte beruht hauptsächlich auf der jedesmaligen Richtung des Windes, denn durch den Wind werden die Eigenschaften, welche die Luft am Ausgangspunkte des Windes hat, auf andere Punkte übertragen und somit die Witterung des einzelnen Punktes von dem Zustand der Atmosphäre an andern Punkten abhängig gemacht. Die Windrichtung wird aber wieder durch die Vertheilung des Luftdruckes bedingt. Auf diesen wird man demnach zuerst sein Augenmerk zu richten haben, wenn man die Ursachen des an einem bestimmten Orte eintretenden Wetters erforschen will. Somit wird die Hauptaufgabe der Meteorologie darin bestehen, die Gesetze aufzustellen, welche für die Vertheilung und die Veränderungen des Luftdruckes gelten. Diese Aufgabe hat

die Wissenschaft indessen bisher noch nicht gelöst, und wir können daher nur Andeutungen darüber geben, wie die verschiedenen, den Luftdruck beeinflussenden Ursachen unter den verschiedenen Umständen diesen ihren Einfluss geltend machen.

249. Die Wirkung des Luftdrucks auf die übrigen meteorologischen Elemente ist keine directe, sondern wird durch die Windverhältnisse, welche die Vertheilung des Luftdruckes hervorruft, vermittelt. Wir werden unsere Untersuchung darum auch mit einer Betrachtung über die Einwirkung des Windes auf die anderen meteorologischen Elemente zu beginnen haben; demnächst werden wir die gegenseitige Einwirkung der anderen Elemente auf einander ins Auge fassen müssen, um, so vorbereitet, endlich auf unsere Hauptfrage einzugehen, wie die verschiedenen Ursachen wirken, welche den Luftdruck bestimmen.

250. Um den Zusammenhang aufzufinden, welcher zwischen der Windrichtung eines Ortes und den übrigen meteorologischen Elementen besteht, stellt man aus den Beobachtungsreihen für einen bestimmten Zeitabschnitt, z. B. für einen Monat, die Werthe der Temperatur, der Feuchtigkeit, des Luftdruckes, der Bewölkung, der Regenmenge u. s. w. zusammen, welche gleichzeitig mit den einzelnen Windrichtungen notirt sind. Indem man nun das Mittel aus den Werthen nimmt, welche derselben Windrichtung entsprechen, erhält man Zahlen, welche die durchschnittliche Grösse der verschiedenen Elemente bei den verschiedenen Winden angeben. Aus diesen Zahlen ersieht man, welche Windrichtungen durchschnittlich die höchste und die niedrigste Temperatur, Feuchtigkeit u. s. w. mitführen. Solche Zahlenreihen oder Tabellen sind somit der Ausdruck für den Charakter der verschiedenen Winde an einem bestimmten Ort und zu einer bestimmten Jahreszeit. Man nennt dieselben *Windrosen* und bezeichnet sie im Einzelnen als *Windrosen* für die Temperatur (*thermische Windrosen*), für den *Dunst*druck (*atmische WR*), für die relative Feuchtigkeit, für den *Luft*druck (*barische WR*), für die Bewölkung (*nephische WR*), für die Häufigkeit des Niederschlags, für die Regenmenge, für die Häufigkeit der Winde (die gewöhnlichen *Windrosen*, 183), für die *Wind*stärke (*dynamische WR*). Ein vollständiges System von *Windrosen*

für alle meteorologischen Elemente, welches einigermaßen die ganze Erdkugel umspannte, besitzt man noch nicht. Nur für die nördliche gemässigte Zone ist ein solches System theilweis berechnet, doch auch hier nur insoweit, als es sich um die Temperatur, den Luftdruck und die Häufigkeit der Winde handelt.

251. Die folgende Tabelle umfasst die Hauptresultate der Windrosen für die Lufttemperatur:

	Winter		Sommer	
	Höchste Temperatur	Niedrigste Temperatur	Höchste Temperatur	Niedrigste Temperatur
Nord-Europa	WzS	OzN		
Südliches Europa	SW	ONO	O	N
Ostseeländer	SW	ONO	SO	NW
Nordseeländer	SW	ONO	OSO	WNW
Mitteldeutschland	SWzW	NO	SO	WNW
Nord-Russland			SSO	N
Mittel- und Süd-Russland	SSW	NNO	SO	NW
West-Sibirien	SzW	N	SSO	NNW
Ostasiatisches Küstenland	SzO	NW		
Oestliches Nordamerika	SzO	NNW	SSW	NO
Westliches Nordamerika	SzO	NNO		
Melbourne, Australien	NzW	OzS	NzO	W

252. Vergleicht man diese Tabelle mit den Isothermenkarten der Luft und des Meeres (Fig. 6 und Fig. 9) für den Winter, so findet man, dass die wärmsten Winde aus den Gegenden herkommen, wo eine höhere Temperatur herrscht. In Westeuropa kommen sie aus Südwesten, d. h. aus den Meeresgebieten, wo die Wärmeaxe des Atlantischen warmen Meeresstromes nach Westen und Süden hin die Temperatur emportreibt. In Russland und West-Sibirien, wo die Wärme am raschesten nach Süden hin wächst, kommen die wärmsten Winde ebenfalls aus südlichen Gegenden, und auf der Ostseite Amerika's und Asiens, wo die Isothermen nach Nordosten sich hinaufbiegen, und also die Wärme nach Südosten hin am stärksten zunimmt, kommen die wärmsten Winde aus einer Richtung zwischen Südost und Süd. Die kältesten Winde kommen so ziemlich von der entgegengesetzten Seite, nämlich aus der Weltgegend her, nach welcher zu die Temperatur am stärksten abnimmt: in Westeuropa aus ONO, in Russland aus NO, in West-

Sibirien aus N, in Ost-Asien aus NW. Alle diese Richtungen deuten auf den nordasiatischen Kältepol hin. Ebenso ist das Verhältniss in Amerika, wo die kältesten Winde auf der Ostküste während des Winters vom amerikanischen Kältepol herkommen und somit nord-nordwestliche Richtung haben.

253. Im Sommer kommen die wärmsten Winde in Europa und West-Sibirien aus SO, vom Innern des erwärmten Festlandes her. Auf der Ostküste der Continente, wo die Isothermen von WNW nach OSO streichen, und die Wärme nach SSW am raschesten zunimmt, kommen die wärmsten Winde ebenfalls aus letzterer Weltgegend. Die kältesten Sommerwinde Europa's sind nordwestliche. Ihr Ursprung ist das kalte Gebiet über dem nordatlantischen Oceane und dem Eismeere. In Norwegen, Nord-Russland und West-Sibirien kommen die kältesten Winde grade aus dem Norden, d. h. vom Eismeere her. Auf den Ostküsten der Continente ist die kältebringende Windrichtung nordöstlich, und somit der wärmebringenden grade entgegengesetzt.

254. Aus dem eben Gesagten ergibt sich somit ganz von selbst die Bestätigung der Regel, dass die Winde die Temperatur der Gegenden mitbringen, aus welchen sie stammen.

255. In Betreff des Druckes der Wasserdämpfe ergeben die Windrosen folgende Resultate:

	Winter.		Sommer.	
	Höchster Druck	Niedrigster Druck	Höchster Druck	Niedrigster Druck
Südliches Norwegen	SW	NNO	SO	NW
London	SW	ONO	S	NO
Halle	S	NO	S	NO
Mühlhausen	SW	NO	S	WNW
Arys, Ostpreussen	W	ONO	OSO	W
Melbourne	SSW	O	NO	NNW

256. Bei Vergleichung dieser Tabelle mit den Karten über den Dunstdruck, Fig. 16 und Fig. 17, sieht man, wie im Allgemeinen die Winde den grössten Dampfgehalt mit sich führen, welche in grader Richtung von den Orten herkommen, wo der Dunstdruck höher, und diejenigen den geringsten, welche von den Punkten herströmen, wo der Dunstdruck niedriger ist. Im nordwestlichen

Europa kommt während des Winters die grösste Menge Wasserdampf mit südwestlichen Winden von dem grossen, über dem warmen Ocean sich sammelnden Dampfvorrath, während die dampfarmen Winde von NO her den kalten und dampfarmen Gegenden des nördlichen Sibiriens entstammen (Fig. 16). Im Sommer kommen die dampfreichen Winde mehr von Süden und Südosten, also grade aus den Gegenden, wo nach der Karte Fig. 17 der Dampfdruck grösser ist als im nordwestlichen Europa. Die dampfärmsten Winde des Sommers sind theils nordwestlich, theils nordöstlich, grösstentheils Seewinde. In Melbourne haben sich die Verhältnisse in der Art ausgeglichen, dass hier nur ein geringer Unterschied im Dunstdruck zwischen Land- und Seewinden zu spüren ist.

257. Für die relative Feuchtigkeit ergibt sich folgende Uebersicht:

	Winter		Sommer	
	Feuchtester	Trockenster	Feuchtester	Trockenster
	Wind		Wind	
Südliches Norwegen	Seewinde	Landwinde	Seewinde	Landwinde
Halle	ONO	W	W	O
Madrid	SSW	NW	NO	SW
Westsibirien			NW	SO
Peking	OSO	NW		
Toronto, Nordamerika	O	NW	O	NW
Melbourne			O	N

258. An den Küsten zeigen Seewinde die grösste und Landwinde die geringste relative Feuchtigkeit, ohne Unterschied von Sommer und Winter. In Norwegen ist an der Küste Romsdalens NW der feuchteste Wind, in der südlichen Landeshälfte der Südwind. Die trockensten Winde sind an der Romsdalschen Küste SO, an der Westküste O, und östlich vom Cap Lindesnäs NW. In Norddeutschland ist der Ostwind im Winter feucht, im Sommer trocken, während dagegen der Westwind grade das entgegengesetzte Verhalten zeigt. Im südwestlichen Sibirien ist im Sommer NW der feuchteste, und der warme Südwind der trockenste Wind. In Peking ist der feuchte OSO ein Seewind, der trockene NW ein Landwind. In Melbourne zeichnen sich die warmen Landwinde des Sommers gleichfalls durch grosse Trockenheit aus.

259. Die **Bewölkung** ist in Norwegen bei Seewinden am

dichtesten, bei Landwinden am dünnsten. Dasselbe findet in Grönland statt, wo Upernavik auf der Westküste im Winter bei SSW die grösste und bei Ostwind die kleinste Wolkenmenge hat. In Karlsruhe und Madrid bringt SW die meisten, und NO oder ONO die wenigsten Wolken. In Toronto ist es im Winter der Ostwind, und im Sommer der Nord-Ost und Süd-West, welcher die dichteste Bewölkung verursacht, während der Nordwestwind, im Sommer wie im Winter, heiteres Wetter bringt. In Melbourne erfolgt mit den Westwinden die grösste und mit den Ostwinden die geringste Wolkenmenge.

260. Die Windrosen für die **Häufigkeit des Niederschlages** können entweder nachweisen, wie häufig überhaupt Niederschlag mit den verschiedenen Winden erfolgt, abgesehen von der Häufigkeit, in welcher der betreffende Wind auftritt, oder das Verhältniss angeben, welches zwischen der Häufigkeit des Niederschlages bei einer bestimmten Windrichtung und der Häufigkeit des Eintretens eben dieser Windrichtung besteht. Letzteres Verhältniss nennt man die Niederschlagswahrscheinlichkeit für die betreffende Windrichtung. Die erste Art der Windrosen bezeichnet allgemein die Regenverhältnisse eines Ortes, welche sowohl von der Häufigkeit, mit welcher Niederschlag bei den verschiedenen Windrichtungen eintritt (Niederschlagswahrscheinlichkeit), sowie von der Häufigkeit des Auftretens der verschiedenen Windrichtungen abhängt. Die letzte Art von Windrosen giebt dagegen den Ausdruck für die Leichtigkeit, mit welcher eine bestimmte Windrichtung die Ausscheidung des Wasserdampfes bewirkt, d. h. für die Wahrscheinlichkeit mitfolgenden Niederschlages. Windrosen dieser Art ergeben folgende Resultate:

Niederschlagswahrscheinlichkeit	Winter.		Sommer.	
	Grösste	Kleinste	Grösste	Kleinste
Vardö, nördl. Norwegen	NO	SW	NO	S
Andenes „ „	N	SO	SW	SO
Ona, südl. „ „	W	O	W	SO
Udsire „ „	S	NO	W	N
Dovre „ „	NW	O	S	W
Oxford, England	S	NW	SO	NNO
Karlsruhe, Deutschland			SW	NO
Dorpat, westl. Russland			SW	O

Niederschlagswahrscheinlichkeit	Winter.		Sommer.	
	Grösste	Kleinste	Grösste	Kleinste
Kursk , südl. Russland	SO	N	SW	O
Orenburg , südöstl. Russland	S	NNO		
Tobolsk , Westsibirien	SSW	NW	NO	S
Jakutsk , Ostsibirien	O	SW		
Hakodadi , Japan	S	N		
Peking , China	O	SW		
Upernavik , West-Grönland	W	O		
Providence , Oestl. N.-Amerika	O	NW	O	NW
Toronto , Oestl. Nord-Amerika	O	NW	SW	N

Hieraus ersieht man , wie an den Küsten die Seewinde am leichtesten Niederschlag bringen , während die aus dem Binnenland kommenden nur selten einen solchen veranlassen. Besonders deutlich tritt dies an den nördlichen Küsten Norwegens hervor , an welchen die Niederschlag-reichen Winde gradezu aus N und NO kommen , während sonst gewöhnlich die südlichen Winde die eigentlichen Regenwinde zu sein pflegen. Die nördlichen Küsten Norwegens werden aber von den warmen Gewässern des nordatlantischen Meeresstromes umspült , über welchen sich immer Wasserdämpfe in der Atmosphäre aufhäufen , so dass diese scheinbare Ausnahme genügend erklärt ist. Am Dovrefjeld sind es die Westwinde der Romsdalschen Küste , hier aber schon nach NW abgelenkt , welche im Winter , natürlich vorzugsweise in Form von Schnee , den meisten Niederschlag abgeben. Der Gegensatz zwischen Land- und Seewinden in ihrer Neigung zur Niederschlagsbildung zeigt sich noch im Innern der Continente , in weiter Entfernung von den Küsten , z. B. in Jakutsk und Toronto , wo die Ostwinde im Winter am leichtesten Niederschlag ausscheiden. Sonst sind es im grossen Ganzen südliche bis südwestliche Winde , welche die höchste Niederschlagswahrscheinlichkeit darbieten.

261. Windrosen für die Menge des Niederschlags sind bisher nur für ganz einzelne Punkte aufgestellt. Windrosen für die Windstärke ergeben das Resultat , dass die Seewinde die stärksten , und die Landwinde die schwächsten Winde sind.

262. Die Windrosen für den Luftdruck führen zu folgenden Ergebnissen :

	Winter		Sommer	
	Höchster	Niedrigster	Höchster	Niedrigster
	Luftdruck		Luftdruck	
Hammerfest	O	SSW		
Südliches Norwegen	NO	W	NO	SO
Reykjavik, Island	NNW	SW	WNW	SSO
Nordseeländer	NOzO	SWzS	NzO	SzW
Ostseeländer	ONO	SWzS	NOzO	SSW
Mitteldeutschland	NO	SW	NNO	SSW
Nordrussland	OSO	SW	NNO	SSW
Mittel- und Südost-Russland	NOzO	SW	NOzN	WSW
West-Sibirien	NO	SSW	NNW	SW
Ost-Asien	NzW	SOzS		
Oestliches Nordamerika	NzW	S	NzO	WzS
Sitcha	N	SO		

263. Hieraus ersieht man, wie auf der Westseite der Continente innerhalb der nördlichen gemässigten Zone es im Winter nordöstliche Winde sind, welche den höchsten Luftdruck, und südwestliche, welche den niedrigsten Luftdruck mitführen. Auf der Ostseite der Festländer sind dagegen nördliche bis nordwestliche Winde die, welche den höchsten, und südliche bis südöstliche Winde die, welche den niedrigsten Luftdruck hervorrufen.

264. Im Sommer sind die Winde mit hohem Luftdruck auf den Westseiten der Continente ein wenig mehr nördlich und westlich, als im Winter. Es sieht aus, als ob sie sich der Sonne entgegen gedreht hätten. Eine Drehung nach derselben Seite haben auch die Winde mit niedrigem Luftdruck erlitten, da sie im Sommer etwas südlicher und südöstlicher wehen, als im Winter. Auf den Ostseiten der Continente haben sich dagegen die Winde mit hohem und mit niedrigem Luftdruck mit der Sonne gedreht.

265. Von besonderer Wichtigkeit sind die Windrosen, welche nachweisen, wie sich der Luftdruck in der Zeit verändert, die dem Zeitpunkt, in welchem die betreffende Windrichtung beobachtet wurde, unmittelbar vorangeht. Diese Windrosen charakterisiren die Winde nach ihrem Vermögen, den Luftdruck zum Steigen oder zum Fallen zu bringen. Die Resultate der darüber angestellten Berechnungen folgen hier:

Stärkste Barometerveränderung	Winter.		Sommer.	
	Steigen	Fall	Steigen	Fall
Novaja Semlja	NW	SSO		
West- und Mitteleuropa	NW	S	NWzN	S
Südost-Russland	NNW	SzO	N	S
West-Sibirien	NW	SSO	N	SSO
Ost-Asien	NNW	SO		
Nordwest-Amerika	NW	SO		
Oestliches Nordamerika	NWzN	SO	NW	SOzO
West-Grönland	NW	SSO		

266. In der nördlichen gemässigten Zone sind es also vorwiegend die südlichen bis südöstlichen Winde, welche den raschesten Fall des Barometers, und die nordwestlichen bis nördlichen Winde, welche sein schnellstes Steigen begleiten. In Europa sind die Winde, bei welchen der Luftdruck am schnellsten sinkt, mehr südliche, und an der Ostküste Asiens und Amerika's mehr südöstliche.

267. Stellen wir die Resultate der Windrosen in grossen Zügen zusammen, so ergibt sich, dass die Winde, welche von der Aequatorseite (auf der nördlichen Halbkugel also: der Südseite) herkommen, sich durch den höchsten Wärmegrad, den grössten Dampfgehalt, die stärkste Bewölkung, den häufigsten Niederschlag und den niedrigsten Luftdruck auszeichnen, während die Winde, welche von der Polarseite (auf der nördlichen Halbkugel also: der Nordseite) kommen, sich durch niedrigen Wärmegrad, den geringsten Dampfgehalt, das klarste Wetter, den seltensten Niederschlag und den höchsten Luftdruck hervorthun. Damit verbindet sich nun der verschiedenartige Einfluss des Landes und des Meeres, welcher zur Folge hat, dass die äquatorialen Luftströme mit stärker ausgeprägten Eigenschaften auftreten, wenn sie vom Meere herkommen, während ebenso die polaren Luftströme an eigenartiger Bestimmtheit gewinnen, wenn sie als Landwinde erscheinen. Die wärmsten, dunstreichsten, wolkigsten und regnerischsten Luftströme, welche von niedrigem Luftdruck begleitet werden, kommen daher auf der nördlichen Halbkugel an der Westseite der Continente, namentlich in Europa, als äquatoriale Seewinde, aus Süd-Westen, und auf der Ostseite der Continente aus Südosten, während die kältesten, trockensten, klarsten und regenärmsten Luftströme, welche vom

höchsten Luftdruck begleitet werden, polare Landwinde sein müssen und daher auf der Westseite der Continente aus Nordosten und auf der Ostseite aus Nordwesten herwehen. Die Windrichtungen, welche in Bezug auf die genannten Eigenschaften im Allgemeinen die grössten Gegensätze darbieten, sind also auf den Westseiten der Festlande: die südwestlichen und die nordöstlichen, und auf den östlichen Seiten der Festlande: die südöstlichen und nordwestlichen. Dies gilt besonders vom Winter. Im Sommer tritt in Bezug auf die Temperatur die Ausnahme ein, dass die vom Lande herkommenden Winde durchgängig die wärmsten sind.

268. In Bezug auf die Wechselwirkung der übrigen meteorologischen Elemente auf einander sei Folgendes bemerkt:

Ein Steigen der Lufttemperatur hat eine reichliche Entwicklung von Wasserdämpfen, und somit einen grösseren Dampfgehalt der Atmosphäre, besonders über dem Meere und an den Küsten zur Folge. Der Einfluss der Temperatur auf die relative Feuchtigkeit, auf die Bewölkung und auf den Niederschlag ist ein verschiedener, da eine Erhöhung der Temperatur auf der einen Seite der Luft ein grösseres Vermögen zur Auflösung des Wasserdampfes mittheilt und somit der Bildung von Wolken und Niederschlag entgegenwirkt, auf der anderen Seite aber auch eine stärkere Verdunstung und grösseren Dampfgehalt, sowie lebhaftere, aufwärts gerichtete Strömungen in ihrem Gefolge hat, wodurch sie wieder zur Wolkenbildung und zu Niederschlägen Veranlassung bietet. Auf den Luftdruck hat die Temperatur einen directen Einfluss. Bei höherer Temperatur dehnt nämlich die Luft sich aus und wird leichter, und da diese Ausdehnung nach oben hin vor sich gehen muss und somit ein seitliches Abströmen der Luft in den höchsten Schichten der Atmosphäre zur Folge hat, tritt eine Verminderung der Luftmenge über dem erwärmten Orte, und also eine Verringerung des Luftdruckes ein. Ziehen sich dagegen die unteren Luftschichten bei eintretender Kälte zusammen, und werden sie dadurch dichter und schwerer, so fliesst in der Höhe so viel Luft von den Seiten her zu, als nothwendig ist, um die dort eintretende Verdünnung auszugleichen, und dadurch wird die ganze, über dem abgekühlten Punkte lagernde Luftmenge, und somit auch der Luftdruck

vermehrt. Wir haben bereits oben (164) gesehen, wie aus diesem Gesichtspunkt der niedrige Barometerstand des Sommers, und der hohe des Winters im Innern der Continente sich erklärte.

269. Die **Wasserdämpfe** tragen dazu bei, das Steigen der Temperatur zu verlangsamen, insofern sie bei ihrer Bildung eine bedeutende Wärmemenge binden, welche demnach ohne Einfluss auf die Erwärmung der Luft bleiben muss. Die Bedeutung der Wasserdämpfe für Wolkenbildung und Niederschlag ist unmittelbar einleuchtend. Die Wasserdämpfe vermindern ausserdem den Luftdruck. Ein bestimmtes Volumen Wasserdampf wiegt nämlich bei gleicher Temperatur und gleichem Druck nur $\frac{5}{8}$ von dem Gewicht des entsprechenden Volumens trockner Luft. Daraus folgt, dass dampfhaltige Luft leichter sein muss, als trockne Luft, und zwar um so viel leichter, je grösser ihr Dampfgehalt ist. 1 Liter trockner Luft wiegt bei 0° und 760^{mm} Druck 1,293 Gramm, ein Liter mit Wasserdampf gesättigter Luft dagegen unter denselben Verhältnissen 1,290 Gramm. Bei 20° wiegt ein Liter trockner Luft 1,205 Gramm, ein Liter gesättigter Luft aber 1,195 Gramm.

270. Die **Bewölkung** beschränkt das Steigen der Temperatur, insofern sie die Sonnenstrahlen von der Erdoberfläche ausschliesst; ebenso hält sie aber auch das Sinken der Temperatur auf, indem sie wie ein Schirm wirkt, der die Wärmestrahlen der Erde zurückhält. Bei der Wolkenbildung wird die latente Wärme der Wasserdämpfe frei und kann somit der Luft an dem Orte, wo die Wolke sich bildet, zu gute kommen. Dieser Punkt erhält dadurch eine höhere Temperatur, als die anderen mit ihm in gleicher Höhe liegenden, an welchen keine Wolkenbildung vor sich geht, und daraus folgt eine stärkere Ausdehnung und ein rascheres Aufsteigen der dort befindlichen Luft. So vermehrt die Verdichtung des Wasserdampfes die Kraft des aufsteigenden Luftstromes. Ueber der Wolke fliesst dann die rascher aufsteigende Luft auch schneller nach den Seiten hin ab, und in Folge davon wird die drückende Luftsäule noch leichter, und der Barometerstand an den auf der Erdoberfläche unter der Wolke gelegenen Punkten noch niedriger. In dieser Weise bewirkt die Wolkenbildung eine Verringerung des Luftdruckes unter der Wolke. Die freiwerdende latente Wärme

des Wasserdampfes spielt hier ganz dieselbe Rolle, wie die von der Erdoberfläche mitgetheilte Wärme in den niederen Schichten der Atmosphäre.

Der Niederschlag wird oft durch sein Herabfallen aus den höheren kälteren Luftschichten abkühlend auf die unteren Lagen der Atmosphäre wirken. Dies ist besonders im Sommer der Fall, wo die Ausscheidung des Niederschlags in grösseren Höhen vor sich geht. Im Winter dagegen bildet sich der Niederschlag wohl auch in niedrigeren Luftschichten, und dann hat das Freiwerden der latenten Wärme eine höhere Lufttemperatur in seinem Gefolge. Die beim Niederschlag verdichtete Dampfmenge ist offenbar bedeutend grösser, als bei blosser Wolkenbildung. Darum wird auch der wirklich eintretende Niederschlag ein noch viel kräftigeres Aufsteigen der Luft und ein rascheres Sinken des Luftdruckes veranlassen, als dies bei der Wolkenbildung allein der Fall war. Dazu kommt noch ein Moment. So lange der Niederschlag in der Luft schwebt, d. h. bis zu seinem Niedersinken auf die Erdoberfläche, drückt er auf die Luft, welche sein Gewicht trägt. Sobald derselbe aber den Boden erreicht, wird sein Gewicht von diesem getragen, und der ganze Druck, welchen die Dämpfe durch ihr Gewicht ausübten, ist aus der Atmosphäre entfernt. Dadurch muss der Luftdruck natürlich geringer werden. Da Quecksilber ungefähr 14 mal so schwer ist, als Wasser, wird eine Regenhöhe von 44^{mm} einem Fallen des Barometers um 4^{mm} entsprechen.

271. Nach dem Bisherigen können wir uns nunmehr Rechenschaft geben über die wichtigsten Ursachen, welche ein Fallen oder Steigen des Barometers veranlassen.

Das Barometer fällt oder der Luftdruck vermindert sich:

1. Wenn die Luft erwärmt und dadurch ausgedehnt wird. In der freien Atmosphäre geschieht diese Ausdehnung in der Richtung nach oben und die solcher Gestalt veranlasste Vermehrung der Höhe der Atmosphäre wird wieder dadurch ausgeglichen, dass die Luft in den oberen Schichten sich nach den Seiten hin ausbreitet. Ueber dem erwärmten Orte wird somit die Höhe der drückenden Luftsäule nicht vermehrt, dagegen aber ihre Dichtigkeit vermindert, und somit der Luftdruck verringert.

2. Wenn die Luft feucht ist. Da die Wasserdämpfe leichter sind, als trockene Luft, wird feuchte Luft in freier Atmosphäre um so geringeren Luftdruck hervorbringen, je mehr sie mit Wasserdampf gesättigt ist.

3. Wenn die Luft eine aufsteigende Bewegung hat. Diese führt die Luft von der Erdoberfläche fort und endet in den höheren Schichten der Atmosphäre damit, dass sich die Luft nach den Seiten hin zerstreut. Durch dieses Abfließen der Luft nach oben und nach den Seiten wird ihr Druck an der Erdoberfläche vermindert.

4. Durch die Verdichtung der Wasserdämpfe zu Wolken oder zu Niederschlag. Diese vermehrt die Luftwärme in der Wolken-schicht, und damit die Kraft des aufsteigenden Luftstroms. Wenn der Niederschlag ausgeschieden und zur Erde herabgefallen, ist der ganze Druck, welchen er in Dampfform als Bestandtheil der Atmosphäre ausgeübt hatte, entfernt. Somit wird der Niederschlag eine sehr einflussreiche, ja vielleicht die allereinflussreichste Ursache zum Fallen des Barometers abgeben.

5. Durch die Bewegung der Luft. Fließendes Wasser übt einen geringeren Druck nach allen Seiten, als dies bei ruhendem Wasser der Fall ist. Dasselbe gilt auch für die Luft. Je schneller die Luft sich bewegt, desto geringer ist der Druck, welchen sie auf die von ihr umschlossenen Gegenstände ausübt. Je stärker der Wind also weht, desto schwächer wird der Druck sich zeigen, welchen die Luft auf die freie Oberfläche des Quecksilbers im Barometerrohre übt, d. h. desto niedriger wird das Barometer stehen.

6. Wenn die Luft aus einem Punkte höchsten Barometerstandes (einem Maximum des Luftdruckes) hinausströmt, und die Ursachen, welchen das Maximum seine Entstehung verdankt, nicht Kraft genug haben, um die ausströmende Luft zu ersetzen.

Das Barometer steigt oder der Luftdruck wächst:

1. Wenn die unteren Luftschichten stark abgekühlt werden, denn dadurch ziehen sich dieselben zusammen und werden dichter und schwerer, während gleichzeitig in der Höhe Luft von den Seiten herbeiströmt und die durch die Zusammenziehung veranlasste Einsenkung der oberen Schichten des Luftkreises ausfüllt.

2. Wenn die Luft eine absteigende Bewegung hat. Diese strebt

nämlich, die Luft der unteren atmosphärischen Schichten zusammen zu pressen, und hat dadurch eine Erhöhung des Luftdruckes zur Folge.

3. Wenn die Luft rings um einen Punkt niedrigsten Barometerstandes (einem Minimum des Luftdruckes) nach diesem Punkte zuströmt, um den dort herrschenden Luftmangel zu ersetzen, während gleichzeitig die Ursachen, welchen das Minimum seine Entstehung verdankt, nicht Kraft genug haben, alle von den Seiten zuströmende Luft fortzuführen.

272. Vergleichen wir das hier Gesagte mit dem, was wir oben durch das Studium der verschiedenen Windrosen von den Eigenschaften der Winde kennen gelernt haben, so findet eine augenfällige Uebereinstimmung statt. Dort sehen wir, wie die von der Aequatorseite herkommenden Luftströme, zumal wenn sie gleichzeitig vom Meere herwehen, den Luftdruck verringern, während die von der Polarseite kommenden Strömungen, zumal wenn sie gleichzeitig Landwinde sind, denselben erhöhen. Jenes sind aber offenbar warme, dampfreiche Luftströme, welche, nach dem hier Bemerkten, grade die Eigenschaften vereinigen, welche ein Fallen des Barometers hervorrufen können; dieses trockne und kalte Winde, mit allen den Bedingungen ausgerüstet, nach welchen ein Steigen des Barometers zu erwarten steht. Damit haben denn auch die Resultate der Windrosen ihre allgemeine Erklärung gefunden.

273. Nach diesen allgemeineren Betrachtungen gehen wir an das Studium der Beziehungen, welche zwischen den meteorologischen Elementen bestehen, die innerhalb eines grösseren Gebietes der Erdoberfläche nebeneinander auftreten. Wir wählen unsere Beispiele aus der Witterungsgeschichte Europa's, deren Verhältnisse uns am besten bekannt sind. Auf den Karten Fig. 33 und 34, wie 41 bis 48 ist der Zustand der Atmosphäre über Europa für bestimmte Zeitpunkte in folgender Weise zur Anschauung gebracht.

274. Fig. 33, 41, 43, 45 und 47. Die Barometerhöhe an den

Stationen, deren Beobachtungen für die Karten benutzt werden konnten, wurde erst auf den Meeresspiegel reducirt (152), und nach dieser Reduction auf der Karte neben der betreffenden Station eingeschrieben. Diese Zahlen sind aber der Deutlichkeit wegen auf den Karten unseres Buches fortgelassen: Nach diesen Zahlen wurden dann Linien gezogen, welche durch die Punkte gehen, deren Barometerhöhe die gleiche war. Diese Linien, welche isobatische Linien oder Isobaren heissen (165), sind auf unseren Karten für jede 5 Millimeter eingetragen und mit den Zahlen bezeichnet, welche die Barometerhöhe an der Meeresoberfläche angeben. Vermittelst dieser Isobaren erhält man die klarste Uebersicht über die Vertheilung des Luftdruckes. Die Richtung des Windes ist durch Pfeile bezeichnet, welche mit dem Winde laufen. Das Gradnetz aller Karten ist das Merkator'sche, mit senkrechten Meridianen und horizontalen Parallelen, und darum die Richtung des Windes unmittelbar auf der Karte abzulesen. Windstille ist durch einen runden Ring um den Ort der Station bezeichnet. Die Stärke des Windes wird durch die Anzahl der Federn in der Fahne des Windpfeiles angegeben. Keine Feder bedeutet beinahe still, 1 Feder entspricht der Windstärke schwach, 2 Federn bedeuten mässig, 3 Federn frisch, 4 Federn stark, 5 Federn Sturm und 6 Federn orkanartigen Sturm. Wo die Windstärken in den Beobachtungslisten sich nicht angeführt finden, ist ein Querstrich am Ende des Pfeiles statt der Fahne gesetzt.

Die Bewölkung ist in folgender Weise zur Anschauung gebracht. Um den Ort jeder Station ist ein Kreis gelegt. Heiter wird nun dadurch bezeichnet, dass das Innere dieses Kreises ganz leer gelassen wurde, Leicht bewölkt dadurch, dass ein Viertel des Ringes (oben, rechts) schwarz ausgefüllt wurde, Halbklar dadurch, dass die rechte Hälfte des Ringes schwarz, die linke weiss auftritt, Bewölkt dadurch, dass drei Viertel des Ringes schwarz sind und nur das obere Viertel zur Linken weiss blieb, und Ueberzogen dadurch, dass das ganze Innere des Ringes schwarz ist.

Regen wird durch einen schwarzen Punkt neben der Station, und Schnee durch einen sechseckigen Stern angedeutet.

Die Karten Fig. 34, 42, 44, 46 und 48 veranschaulichen

Fig. 33.
25 Januar 1868.
Morgen.

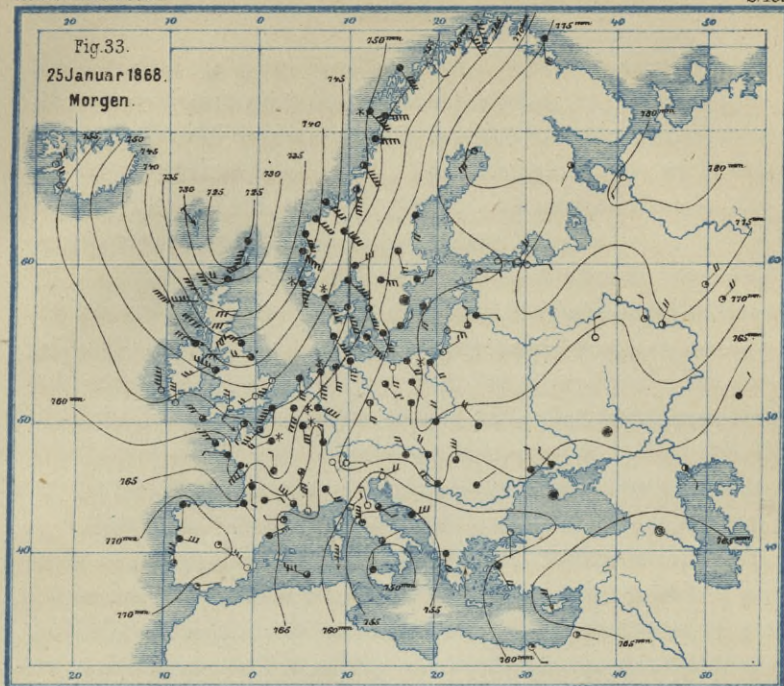
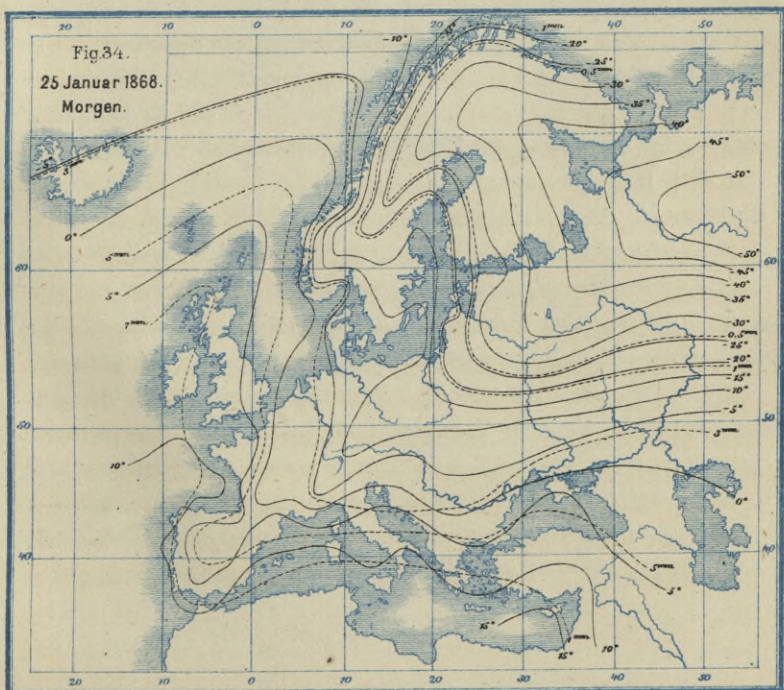


Fig. 34.
25 Januar 1868.
Morgen.





ausserdem verschiedene Verhältnisse in eigener Bezeichnung, die wir an dem betreffenden Orte erläutern werden.

275. Fig. 33 vergegenwärtigt uns den Luftdruck, den Wind und die Bewölkung, welche nach den über ganz Europa vertheilten Beobachtungen am 25. Januar 1868 früh morgens statthatten. Aus dieser Karte können wir Folgendes ersehen:

Luftdruck. Die isobarischen Linien weisen nach, dass östlich von den Färöern und nördlich von den Shetlandsinseln es einen Punkt giebt, an welchem der Luftdruck niedriger ist, als an allen umliegenden Punkten. Derselbe beträgt hier bloss 723^{mm} . Von diesem Punkte aus wächst der Luftdruck nach allen Richtungen hin. Westlich von Island, in Frankreich, in Dänemark und am Nordcap hat er so z. B. überall seine Durchschnittshöhe 760^{mm} erreicht. Im nordöstlichen Europa finden wir immer höhere Barometerstände, je weiter wir nach Osten und nach Norden fortschreiten, und im nördlichen Russland, östlich vom weissen Meere, treffen wir einen Punkt, dessen Luftdruck über 780^{mm} steigt und höher ist, als derjenige der ganzen Umgebung. Die Karte bietet uns also das Beispiel eines barometrischen Minimums sowohl, als eines barometrischen Maximums. In Südeuropa finden wir ausserdem bei Oporto in Portugal noch ein barometrisches Maximum mit einem Luftdruck von ungefähr 774^{mm} und bei Sicilien ein barometrisches Minimum von ungefähr 747^{mm} .

276. Der barometrische Gradient. Zwischen zwei Punkten, welche auf der gleichen Isobare liegen, findet kein Unterschied im Luftdruck (an der Meeresoberfläche) statt. Eine gerade Linie, welche senkrecht auf der Isobare steht, bezeichnet die Richtung, in welche der grösste Unterschied zwischen dem (reducirten) Luftdrucke zweier Punkte, die in einer gewissen Entfernung von einander liegen, stattfindet. Diese Grade bezeichnet die Richtung des barometrischen Gradienten, den man sich vom höheren nach dem niedrigeren Luftdruck hinweisend denkt. Die Grösse des Gradienten wird durch die Anzahl Millimeter ausgedrückt, um welche der (reducirte) Luftdruck abnimmt, während man sich in der Richtung des Gradienten um eine geographische Meile weiterbewegt. Durch die Richtung und Grösse des Gradienten-

ten ist die Vertheilung des Luftdruckes um einen bestimmten Punkt ausreichend bestimmt.

277. Sind die isobarischen Linien concentrische Kreise, deren gemeinschaftlicher Mittelpunkt ein barometrisches Maximum oder Minimum bildet, so fällt die Richtung des Gradienten mit derjenigen der Radien zusammen, nur dass dieselbe das eine Mal nach Aussen, das andere Mal nach Innen hin zu rechnen ist. Bilden die Isobaren parallele grade Linien, so werden auch die Richtungen der Gradienten parallel mit einander werden. Je dichter die Isobaren neben einander liegen, desto grösser wird auch die Millimeteranzahl, um welche der Luftdruck auf der Strecke einer geographischen Meile abnimmt oder zunimmt, oder mit anderen Worten, desto grösser oder stärker wird auch der Gradient; je weiter dagegen die Abstände sind, welche die Isobaren von einander unterscheiden, desto schwächer oder kleiner sind die Gradienten.

278. Nach der Karte findet man für den 25. Januar Morgens folgende Gradienten: bei den Hebriden, nach NO, $0,42^{\text{mm}}$ pr. geogr. Meile; Bergen, nach WNW, $0,44^{\text{mm}}$ pr. geogr. Meile; Archangelsk nach WNW, $0,06^{\text{mm}}$ pr. geogr. Meile; Italien nach S, $0,13^{\text{mm}}$ pr. geogr. Meile.

279. Richtung und Stärke des Windes. Vergleicht man die Richtung der Windpfeile auf der Karte mit dem Laufe der Isobaren, so tritt uns dasselbe Gesetz für die Abhängigkeit der Windrichtung von der Vertheilung des Luftdruckes entgegen, welches wir schon oben fanden, als wir den durchschnittlichen Luftdruck und die vorherrschenden Windrichtungen betrachteten (194—202 und Fig. 26 und 27). Kehrt man nämlich dem Winde den Rücken zu, so liegt der niedrigste Luftdruck nach links, doch ein wenig nach vorn. Dahin muss natürlich auch der Gradient weisen. Der Wind bläst in einer Richtung, die zwischen der Richtung des Gradienten und der der Isobare liegt, aber näher an letzterer. Diese Regel gilt überall, wo nicht lokale Hindernisse, wie Gebirge und Thäler, der Luft eine andere Richtung aufzwingen, die aber doch immer vom höheren Luftdruck aus nach dem niederen hingehen wird. Nach dieser Regel lässt sich die Richtung des Windes rings um das barometrische Minimum unmittelbar bestimmen. Auf der Nordseite des Minimums

muss derselbe aus einem Strich zwischen N und O wehen (vergl. Italien und adriatisches Meer); auf der Westseite aus einem Strich zwischen W und N (Färöer); auf der Südseite aus einem Strich zwischen S und W (Nordfrankreich, England), und auf der Ostseite aus einem Strich zwischen O und S (Norwegen). Die Bewegung des Windes geht also in einem Wirbel vor sich, der die Luft, wie man sagt, »der Sonne entgegen« führt, (d. h. in einer Richtung, welche der Bewegung des Zeigers einer Uhr grade entgegengesetzt ist, wenn dieselbe mit dem Zifferblatt nach oben auf die Karte gelegt wird), während doch gleichzeitig die Luft nach dem Punkte hingetrieben wird, welcher den geringsten Luftdruck zeigt. Die Bahnen des einzelnen Lufttheilchens werden somit weder Kreise um das Minimum vorstellen, noch mit den isobarischen Linien zusammenfallen, sondern aus spiralförmigen Linien bestehen, welche, während sie sich dem Punkte des niedrigsten Luftdruckes nähern, sich zugleich um denselben herum winden, und ihm ihre hohle Seite zukehren. Der Ort des barometrischen Minimums bildet den Mittelpunkt dieser Bewegung und heisst darum auch das Wirbelcentrum. Ist der Ort des Wirbelcentrums bekannt, so kann man mit leichter Mühe nach obigen Regeln die ungefähre Windrichtung der Orte bestimmen, welche dasselbe umgeben.

280. Nach derselben Regel lässt sich auch die Windrichtung um ein barometrisches Maximum angeben. Auf der Nordseite desselben wird der Wind aus einem Strich zwischen S und W wehen (spanische See), auf der Westseite aus einem Strich zwischen O und S (Finnische Bucht, Ostpreussen), auf der Südseite aus einem Strich zwischen N und O (inneres Russland), und auf der Ostseite aus einem Strich zwischen N und W (Südliches Spanien). Der Wind bläst aus dem Maximum hinaus, mit einer Abbeugung nach rechts, und beschreibt eine spiralförmige Bahn, welche die Luft vom höchsten Luftdruck fortführt, und in einer Richtung, die »mit der Sonne« geht, sich um diesen herum windet und ihre hohle Seite zukehrt.

281. Die Stärke des Windes beruht auf der Grösse des Gradienten. Je grösser der Gradient, desto stärker ist auch der Wind, oder je grösser der Unterschied im Luftdrucke an den Orten wird,

welche in der Richtung des Gradienten liegen, um so grösser ist die Geschwindigkeit des Windes. Dem entspricht aber auch der auf der Karte dargestellte Thatbestand. Je gedrängter die Isobaren liegen, desto mehr Federn zeigen die Windpfeile; je weiter jene sich von einander entfernen, desto geringer erweist sich die Windstärke. So herrscht bei den Färöern und Shetland, d. h. um das Wirbelcentrum herum, Sturm, während der Wind in Russland ganz schwach ist.

282. Auf den Karten Fig. 41, 43, 45 und 47 finden wir die Bestätigung derselben Gesetze für die Richtung und die Stärke des Windes, welche wir auf der Karte Fig. 33 nachgewiesen haben.

283. Wir können nun die Beziehungen zwischen der Richtung und der Stärke des Windes auf der einen, und der Vertheilung des Luftdruckes auf der anderen Seite genauer ins Auge fassen, um die darauf bezüglichen Untersuchungen, auf welche wir schon bei Betrachtung der vorherrschenden Winde und des mittleren Luftdruckes geführt wurden, zu vervollständigen und durchzuführen. Wir sehen hier ab von den Hindernissen auf der Erdoberfläche, welche der Luft eine andere Richtung aufnöthigen, als die, welche sie über dem Meere oder über einer Ebene eingeschlagen hätte, wo keine solche störenden Einflüsse sich geltend machen. Die Ursache, welche die Luft über die Erdoberfläche hintreibt, d. h. den Wind hervorruft, ist, wie gesagt, die Verschiedenheit des Luftdruckes an den verschiedenen Orten. Wenn der Luftdruck an der Meeresoberfläche oder in der gleichen Höhe über dem Meeresspiegel in einem grösseren Gebiete derselbe wäre, so würde die Luft dort im Zustande der Ruhe verharren. Sobald aber der Luftdruck an einem Punkte grösser wird, als am anderen in demselben Niveau, wird die Luft vom Punkte des höheren Druckes nach dem des niederen hingetrieben werden. Die Richtung des Gradienten zeigt den Weg, welchen dieser Luftstrom einzuschlagen strebt, und seine Grösse ist ein Mass der Kraft, mit welcher die Luft in diese Bahn hineingetrieben wird.

Der Bewegung der Luft treten immer Hindernisse entgegen. Die niedrigsten Luftschichten werden in ihrer Bewegung durch den

Widerstand des Meeres oder der Erdoberfläche aufgehalten, und jede höhere Luftschicht, welche in der Regel sich rascher bewegt, als ihre Unterlage, wird wieder durch die niederen Schichten gehemmt, welche sie, so zu sagen, mit sich zerren muss. Die Kraft, welcher die Luft ihre Bewegung verdankt, wird daher unter diesen Umständen den Lufttheilchen keine beschleunigte Geschwindigkeit mittheilen, wie z. B. die Schwerkraft dies bei allen Körpern thut, welche im luftleeren Raum fallen, sondern die Luft wird, wie ein Schiff, das den Widerstand des Wassers zu überwinden hat, so lange wenigstens, als der zu besiegende Widerstand der treibenden Kraft gleich ist, eine gleichförmige Geschwindigkeit annehmen. Somit wird die Geschwindigkeit der Luft im graden Verhältniss zur treibenden Kraft, das heisst zur Grösse des Componenten oder der Projection des Gradienten längs der Bahn des Windes stehen müssen. Welche Geschwindigkeit einer bestimmten Grösse des Gradienten oder dessen Projection entspricht, hängt von den Hindernissen ab, welche der Luft in ihrer Bahn entgegentreten. Ueber dem Meere ist ihre Bewegung ungehinderter, als über dem Lande, in den höheren Schichten ungehinderter, als in den tieferen, über der Ebene ungehinderter, als über dem Bergland; daher wird dieselbe Grösse des barometrischen Gradienten verschiedene Windgeschwindigkeiten hervorrufen: eine grössere über dem Meer, als über dem Lande, eine grössere in der Ebene, als im Gebirge, unbedingt die grösste aber in den höheren Luftschichten.

284. Während aber so die Luft in Folge des Druckunterschiedes den Antrieb empfängt, in der Richtung des Gradienten sich zu bewegen, ist sie gleichzeitig der Einwirkung anderer Kräfte ausgesetzt, durch deren Vermittelung sie gewöhnlich, und oft sehr bedeutend, aus der Richtung des Gradienten abgelenkt wird. Diese störenden Einflüsse bestehen in der Einwirkung der Erdumdrehung auf die über die kugelförmige Erdoberfläche dahinströmenden Lufttheilchen und in der eigenen Centrifugalkraft derselben. Die Wirkung der Erdumdrehung (201) äussert sich nach Weise einer Kraft, welche senkrecht auf die Bahn des Lufttheilchens einwirkt, und dasselbe auf der nördlichen Halbkugel immer nach rechts, auf der südlichen immer nach links aus seiner ursprünglichen Richtung hinauszudrängen

strebt. Diese erste Störung tritt also bloss als ablenkende, und nicht als bewegende Kraft auf. Ihre Grösse an einem bestimmten Punkt der Erdoberfläche ist von der geographischen Breite desselben abhängig, und zwar dem Sinus der Breite proportional. Am stärksten ist sie somit an den Polen, wo diese Ablenkung 15 Grade in der Stunde oder 15 Bogensekunden in der Zeitsecunde beträgt. Unter dem 30. Breitengrad ist sie grade halb so gross, d. h. $7\frac{1}{2}$ Grad in der Stunde; und unter dem Aequator, wo ja das rechts gewendete Drehungsvermögen der nördlichen Halbkugel in das links gewendete der südlichen Halbkugel übergeht, verschwindet sie ganz. Von der Richtung der Luftbewegung ist diese Einwirkung der Erdumdrehung übrigens ganz unabhängig; sie ist gleich stark, mag der Wind ans Süden, Norden, Osten, Westen oder sonst einem Compassstrich wehen. Die Grösse der Wirkung ist aber der Geschwindigkeit der Luft proportional.

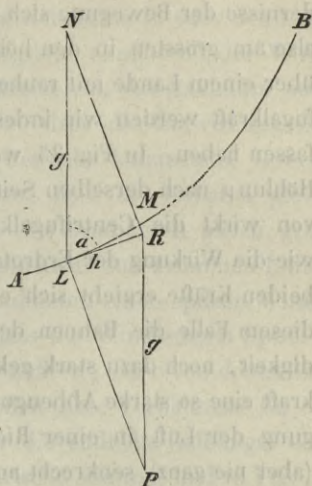
285. Die Centrifugalkraft der Luft (201) wirkt ebenfalls nur als eine ablenkende, nicht als eine treibende Kraft. Sie entsteht und wirkt nur da, wo die einzelnen Lufttheilchen sich auf einer gekrümmten Bahn bewegen, und äussert sich als eine Kraft, welche das Lufttheilchen aus der gekrümmten Bahn, auf welcher es zurückgehalten wird, herauszudrängen strebt, um seine Bewegung in grader Linie fortzusetzen, mit der Richtung, die es im betreffenden Augenblick hat. Die Centrifugalkraft ist um so stärker, je krummer die Bahn, welche ein Körper beschreibt, und je schneller seine Bewegung. Die doppelte Geschwindigkeit ergibt eine vierfache (2×2), die dreifache Geschwindigkeit eine 9fache (3×3) Centrifugalkraft u. s. w., während einer doppelt so scharfen Krümmung nur eine doppelte Centrifugalkraft entspricht.

286. Bezeichnet in Fig. 35 a. f. S., die Linie g die Richtung des Gradienten, und die Länge dieser Linie g die aus der Grösse des Gradienten sich ergebende Kraft, welche ein Lufttheilchen in der Richtung dieser Linie g vorwärts zu treiben sucht, und ist ferner der Bogen AB ein Stück der wirklichen Bahn dieses Lufttheilchens, so ist diese Bewegung auf folgende Weise zu Stande gekommen. Gäbe es keine Kräfte, welche ablenkend auf die Bewegung des Lufttheilchens einwirkten, so würde dasselbe sich natürlich von L

nach N in der Richtung des Gradienten bewegen. In Folge der Erdumdrehung hat nun aber das bewegte Lufttheilchen — wir denken uns dasselbe auf der nördlichen Halbkugel — immer das Bestreben nach rechts hin auszuweichen.

Fig. 35.

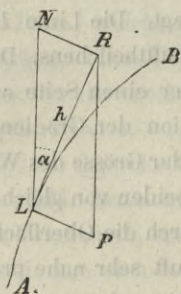
Dieses Bestreben entspricht einer Kraft, welche längs der Linie LP , d. h. senkrecht auf die thatsächlich beschriebene Bahn des Lufttheilchens wirkt. Nach derselben Richtung LP wirkt nun aber auch die Centrifugalkraft, deren Bestreben es ist, das Lufttheilchen aus seiner Bahn LM , nach aussen hin, heraus zu drängen. Die Linie LP stellt somit die gesammte ablenkende Kraft vor, welche aus der vereinten Wirkung der Erdumdrehung und der Centrifugalkraft entstanden ist und darauf hinausgeht,



das Lufttheilchen aus seiner Bahn nach rechts hin abzubeugen. Construirt man nun das Parallelogramm der Kräfte, indem man NR parallel mit LP , und RP parallel mit NL zieht, so findet man, dass das Resultat der verschiedenen Kräfte, welche gleichzeitig in den Richtungen LN und LP auf das Lufttheilchen wirken, darin bestehen muss, dass dasselbe sich von L nach R hin bewegt. Die Linie LR bezeichnet also die Richtung der Bewegung des Lufttheilchens. Die Geschwindigkeit des Lufttheilchens beruht auf der einen Seite auf der Grösse der treibenden Kraft LR (der Projection der Gradientkraft auf der Bahn), und auf der andern Seite auf der Grösse des Widerstandes. Sie wird gleichförmig, sobald diese beiden von gleicher Grösse werden. Der Widerstand, den die Luft durch die Oberfläche der Erde erleidet, ist der Geschwindigkeit der Luft sehr nahe proportional. Je grösser die Kraft des Gradienten g ist, desto grösser wird auch dessen Projection LR , und desto grösser auch die Geschwindigkeit der Luft. Die Grösse der Kraft LR und somit die Geschwindigkeit der Luft ist auch von der Grösse des Ablenkungswinkels a abhängig. Sie wird um so kleiner, je grösser a ist.

287. Der Grad der Abbeugung oder der Winkel a wird um so grösser ausfallen, je grösser die Wirkung der Erdumdrehung, das heisst, je grösser die Breite und je grösser die Geschwindigkeit der Luft ist. Der Winkel a wird auch um so grösser, je mehr die Hindernisse der Bewegung sich vermindern, und umgekehrt. Er wird also am grössten in den höheren Luftschichten, und am kleinsten über einem Lande mit rauher Oberfläche. Die Wirkung der Centrifugalkraft werden wir indessen noch etwas genauer ins Auge zu fassen haben. In Fig. 35 wendet die Bahn des Lufttheilchens ihre Höhlung nach derselben Seite wie der Gradient, und in Folge davon wirkt die Centrifugalkraft nach derselben Richtung hin, wie die Wirkung der Erdrotation, und aus der Vereinigung dieser beiden Kräfte ergibt sich eine vergrösserte Ablenkung. Wenn in diesem Falle die Bahnen der Lufttheilchen, bei grosser Geschwindigkeit, noch dazu stark gekrümmt sind, so wird die Centrifugalkraft eine so starke Abbeugung hervorrufen können, dass die Bewegung der Luft in einer Richtung vor sich geht, welche beinahe (aber nie ganz) senkrecht auf dem Gradienten steht oder der Isobare fast entlang geht. Beispiele dafür finden wir in den tropischen Orkanen, welche wir weiter unten (356) genauer besprechen werden. Findet dagegen der Fall statt, dass die Bahnen der Luft-

Fig. 36.



theilchen ihre Wölbung nach der Seite hinkehren, wo der niedrigere Luftdruck liegt, wie Fig. 36 dies zur Anschauung bringt (die Bezeichnungen sind dieselben, wie in Fig. 35), so werden nun die beiden ablenkenden Kräfte einander entgegenwirken, indem die Erdumdrehung das Lufttheilchen wieder nach rechts in der Richtung LP , die Centrifugalkraft dasselbe aber diesmal nach links, in der Richtung PL , aus seiner Bahn hinauszudrängen sucht. Die schliesslich stattfindende Bewegung wird also aus der Verbindung der Kraft LN (der Wirkung des Gradienten) und der ablenkenden Kraft LP hervorgehen, welche letztere aber hier den Unterschied zwischen der Wirkung der Erdumdrehung und der Centrifugalkraft vorstellt. Die

Abbeugung wird somit in diesem Falle geringer ausfallen, und der Wind weht daher auch in einer Richtung, welche sich der des Gradienten mehr nähert, als vorhin.

288. Die Krümmung der Windbahn nach der einen oder anderen Seite beruht auf der Vertheilung der Isobaren oder des Luftdruckes. Denken wir uns, was wenigstens annähernd der Wirklichkeit entspricht, die Isobaren als Kreise um ein Maximum oder Minimum des Luftdruckes und ferner, dass die Einwirkung der Erdumdrehung über die ganze (in Betracht kommende) Strecke ziemlich nahe dieselbe bleibt, so wie, dass die Isobaren gleich weit von einander liegen, und also alle Gradienten gleich gross sind, so ergiebt sich, dass die Windbahnen aus krummen Linien bestehen, welche immer mit dem Gradienten einen spitzen Winkel bilden, oder mit anderen Worten, dass die Windbahnen Spiralen vorstellen, die sich dem Mittelpunkte nähern, oder von demselben entfernen. Fig. 37 und 38 a. f. S. stellen diese Verhältnisse für die nördliche, und 39 und 40 a. f. S. für die südliche Halbkugel dar. In Fig. 37 und 39 haben wir barometrische Minima, und in Fig. 38 und 40 barometrische Maxima vor uns. Um ein barometrisches Minimum liegen, wie dies übrigens auch in der Figur angedeutet ist, die Isobaren in der Regel gedrängter, als um ein Maximum.

289. Bei den barometrischen Minimen krümmen die Windbahnen sich nach derselben Seite hin, nach welcher zu der Gradient gerechnet wird, d. h. nach der Seite des geringsten Luftdruckes. Hier wird also die Centrifugalkraft mit der Umdrehung der Erde zusammenwirken, um die Ablenkung des Windes von der Richtung des Gradienten zu verstärken, und zwar wird dies um so mehr der Fall sein, je grösser die Geschwindigkeit des Windes (je grösser der Gradient) und je stärker die Krümmung der Windbahn ist. Beides findet in der Erfahrung bei barometrischen Minimen seine Bestätigung. Wenn die barometrischen Minima sich bewegen, und zwar mit einer grösseren Geschwindigkeit als der Wind, tritt auf der Seite des Minimums, wo der Wind in derselben Richtung geht, wie das Minimum selbst, das in Fig. 36 dargestellte Verhältniss zum Theil ein.

290. Bei den barometrischen Maximen wendet die Windbahn

ihre Krümmung nach der der Richtung des Gradienten entgegengesetzten Seite, indem nämlich der Gradient nach aussen hin von dem höchsten Luftdruck wegweist, während die Windbahnen sich um den Mittelpunkt des Maximums krümmen. Hier wird also die ablenkende Kraft der Erdumdrehung durch die Centrifugalkraft geschwächt, und der Wind weniger von der Richtung des Gradienten

Fig. 37. Nördliche Halbkugel. Fig. 38.

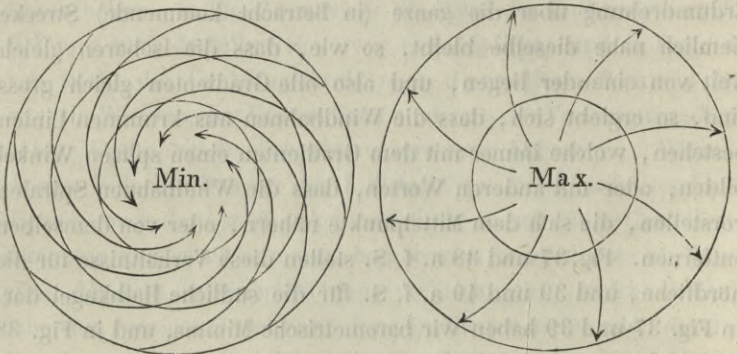
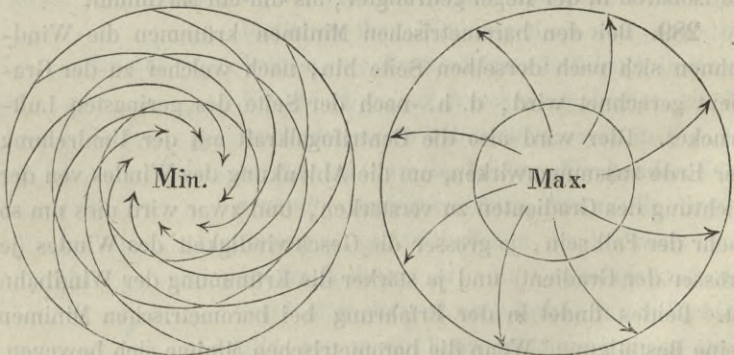


Fig. 39. Südliche Halbkugel. Fig. 40.



abgebeugt. Eine aufmerksame Betrachtung der Wetterkarten wird zeigen, dass das wirklich auch in vielen Fällen sich nachweisen lässt, doch muss dabei in Betracht gezogen werden, dass bei den schwachen Gradienten, welche die barometrischen Maxima begleiten,

sehr häufig örtliche Abweichungen von der allgemeinen Luftvertheilung und damit auch lokale Gradienten auftreten, die zusammen mit der Bodenbeschaffenheit zu Winden Veranlassung geben, deren Richtung und Stärke nicht mit der durchschnittlichen Vertheilung des Luftdruckes übereinstimmt. Bei der stärkeren Bewegung der Luft um die barometrischen Minima treten dagegen die lokalen Störungen zu Gunsten der allgemeinen Windgesetze mehr in den Hintergrund.

291. Wir kehren nun zu den Karten Fig. 33 und 34 zurück, um an ihnen das Verhalten der übrigen meteorologischen Elemente am Morgen des 25. Januar 1868 zu studiren, zu welchem Zeitpunkt sich, wie wir gesehen, ein Luftdrucks-Minimum bei den Färöern und Shetlands-Inseln, und ein Luftdrucks-Maximum im nordöstlichen Russland nachweisen liess. In Fig. 34 sind die ausgezogenen Linien Isothermen, die direct nach den Beobachtungen, ohne Reduction auf die Meeresfläche, eingezeichnet wurden. Die meisten Stationen liegen übrigens nicht besonders hoch und während des Winters ist ausserdem die Reduction auf die Meeresfläche, wie wir oben sahen (63), nicht immer mit Sicherheit auszuführen. Die ausgezogenen Linien der Karte (Fig. 34) werden darum eine ziemlich richtige Vorstellung von der Vertheilung der Lufttemperatur geben. Man ersieht daraus, wie der höchste Luftdruck von einer ausserordentlich niedrigen Temperatur begleitet wird, welche im nordöstlichen Russland sogar bis unter -50° herabgeht. Von hier aus verbreitet sich die Kälte, doch mit abnehmenden Graden, über das ganze nördliche Russland, die skandinavische Halbinsel und Deutschland hin. Die Isotherme für 0° liegt ungefähr übereinstimmend mit der entsprechenden Januarisotherme (Fig. 6). Island hat Kältegrade, aber im westlichen Europa sehen wir einen warmen Keil, der sich vom Atlantischen Meer aus, westlich von Portugal, nach Norden vordrängt und sich über die britischen Inseln und das Meer westlich von Norwegen ausbreitet.

292. Die mit Punkten zusammengesetzten Linien der Karte (Fig. 34) sind durch die Orte gelegt, an denen der Druck des Wasserdampfes bezüglich $0,5^{\text{mm}}$, 1^{mm} , 3^{mm} , 5^{mm} , 7^{mm} betrug. Man bemerkt, wie die Menge des Wasserdampfes fast ganz genau der Luft-

temperatur entspricht. Die Linie für $0,5^{\text{mm}}$ Dunstdruck folgt der Isotherme für -26° , die Linie für 4^{mm} Dampfdruck folgt der Isotherme für -18° , diejenige für 3^{mm} folgt der Isotherme für -5° , die für 5^{mm} der Isotherme für 2° bis 5° , und die für 7^{mm} der Isotherme von 7° bis 10° . In den Gegenden Russlands, wo die Temperatur so tief gesunken, ist auch der Druck des Wasserdampfes ausnehmend gering und kaum messbar, da er bis auf ein Zehntel Millimeter herabgeht. In Westeuropa begleitet dagegen ein Keil oder eine Zunge reicheren Dampfgehaltes die höhere Temperatur.

293. Auf der Karte Fig. 33 finden wir die Luft in Russland im Ganzen sehr heiter, während die Luft in der Umgebung der barometrischen Minima in West- und Süd-Europa grösstentheils sich als überzogen ausweist, und die starke Bewölkung an manchen Orten von Niederschlag begleitet ist, der, je nach der Temperatur, als Regen oder als Schnee auftritt.

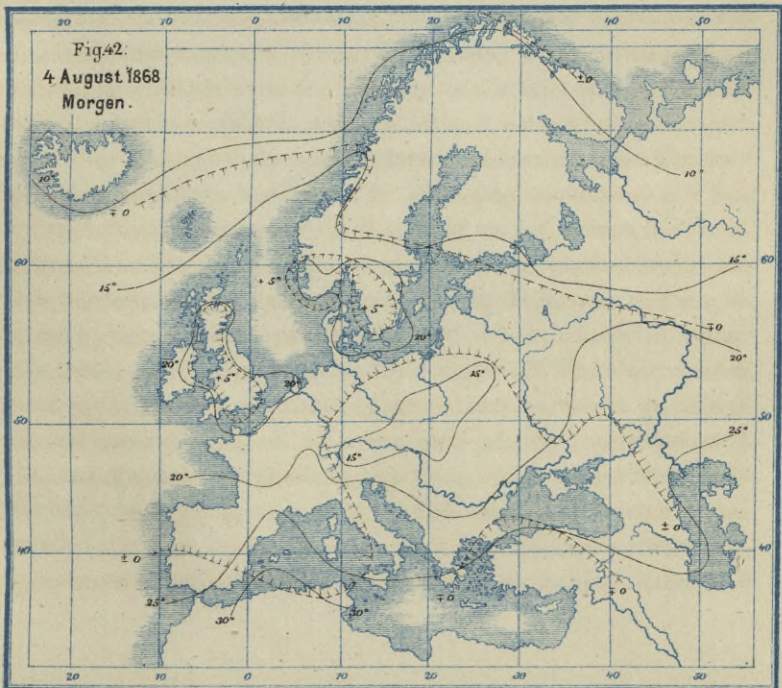
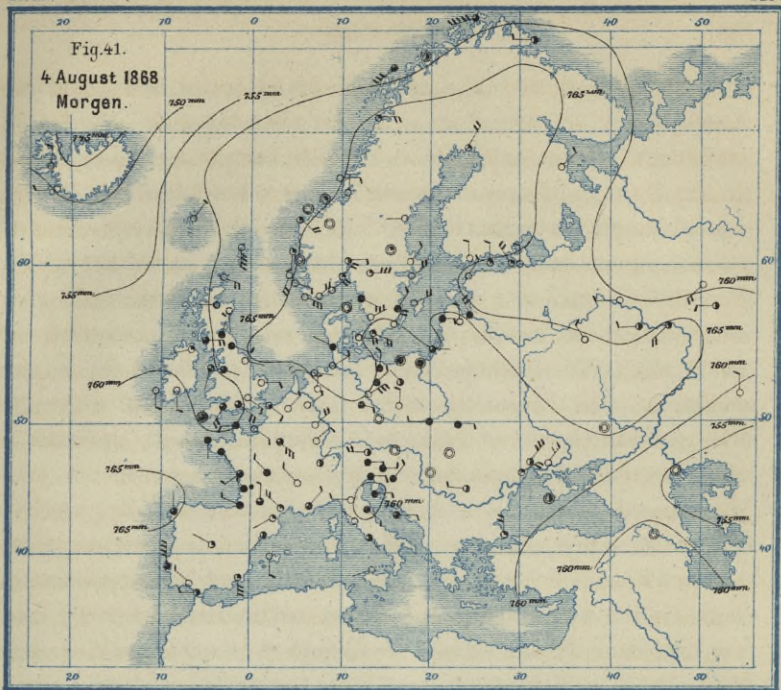
294. Wir ersehen somit, wie die Winde, welche vom hohen Luftdruck im nordöstlichen Russland ausgehen, starke Kälte, sehr wenig Wasserdampf und heiteres Wetter mitführen. Diese Winde sind vorwiegend nördliche bis östliche. Nach den barometrischen Minimen im westlichen und südlichen Europa hin nimmt die Temperatur der Luft, die Feuchtigkeit und die Bewölkung zu. Dies erreicht für alle 3 Elemente seinen Höhepunkt an den Westküsten Europa's und auf den britischen Inseln, wo südliche bis westliche Winde herrschen. So liegen also die Verhältnisse auf der östlichen und südlichen Seite des Wirbels, welcher um das barometrische Minimum bei den Färöern und Shetland sich gebildet hat. Auf der West- und Nordwestseite des Wirbels begegnen wir wieder niedrigeren Temperaturen, mit geringerem Dampfgehalt und klarem Wetter gesellt, wie man dies auf den Färöern, wo der Wind nordwestlich, und noch mehr auf Island, bei nördlichem bis nordöstlichem Winde, sehen kann. Wir finden also im grossen Ganzen dieselben Eigenschaften der Winde wieder, welche wir oben bei Anlass der Windrosen kennen gelernt haben, und sehen, wie die Windrichtung durch die Vertheilung des Luftdruckes bedingt ist.

295. Wir haben früher nachgewiesen (203), wie über dem barometrischen Maximum, so lange wenigstens, als dieses Maximum

sich hält, ein niedersteigender Luftstrom stattfinden muss. Ein solcher niedersteigender Luftstrom muss aber natürlich arm an Wasserdämpfen sein, da er aus den oberen kalten Regionen der Atmosphäre herkömmt, in welchen die Luft nur wenig Wasserdampf enthält, und da er auf seinem Wege keine Gelegenheit gehabt hat, neue Wasserdämpfe aufzunehmen. Während aber die Luft im absteigenden Strom herabsinkt, wird sie verdichtet und damit auch erwärmt (64), und erhält dadurch ein grösseres Vermögen, Wasserdämpfe aufzulösen. Daher der heitere Himmel über dem hohen Luftdruck. Durch diese klare und trockene Luft geht nun aber in der langen Winternacht die Wärmeausstrahlung der Erde um so rascher von Statten und unterstützt dadurch die Kältewirkung des niedersteigenden Stromes. Dies ist der Grund der ausserordentlich niedrigen Temperatur der Orte, welche hohen Luftdruck zeigen. Endlich verdichtet die so starke Kälte nun auch noch die Luft in den unteren Schichten der Atmosphäre in ungewöhnlichem Grade, ruft dadurch ein erneutes Nachströmen der Luft in den oberen Schichten hervor, und unterhält damit zugleich den hohen Luftdruck. Wir erkennen hierin genau dieselben Verhältnisse wieder, welche wir früher (72) im Innern der Continente während des Winters kennen gelernt haben, und es ist offenbar, dass diese Winterzustände die Bedingungen für das Andauern des hohen Luftdruckes über dem gleichen Orte in sich tragen.

296. Die südlichen Winde, welche in Westeuropa wehen und warme, feuchte und wolkige Luft mit sich führen, vereinigen, im Gegensatz gegen jene nördlichen und östlichen Winde, alle Bedingungen für das Eintreten eines niedrigen Luftdruckes in den Gegenden, nach welchen sie hin strömen. Im vorliegenden Falle werden ihre Wirkungen indessen theilweis durch jene kalten und trockenen Luftströme, welche im nördlichen Europa von Osten her einbrechen, aufgehoben werden. Wir werden weiter unten auf diesen Umstand zurückkommen, wenn wir näher auf die Besprechung der barometrischen Minima eingehen werden. Ehe wir dazu übergehen, wollen wir indessen erst noch ein Beispiel eines barometrischen Maximums, aber aus der Zeit des Sommers, und die dieselbe begleitende Witterung ins Auge fassen.

297. Die Karten Fig. 41 und 42 zeigen den Zustand der Atmosphäre über Europa am 4. August 1868 Morgens. Aus Fig. 41 ersieht man, dass der Luftdruck ziemlich hoch und ziemlich gleichmässig über ganz Europa vertheilt ist. Nur bei Island und im Eismeere nördlich von Norwegen finden wir niedrigere Barometerstände. Den höchsten Luftdruck treffen wir über Schweden, Norwegen, Finland und Dänemark sammt Mittelrussland. Am allerhöchsten ist derselbe im mittleren Schweden, wo er bis auf 769^{mm} steigt. Die isobarischen Linien liegen ziemlich weit von einander, und die barometrischen Gradienten sind somit über ganz Europa ziemlich klein. Dies, in Verbindung damit, dass wir es hier mit einem Maximum des Luftdruckes zu thun haben, bei welchem im Allgemeinen die Ablenkung geringer, und bei welchem ausserdem örtliche Unregelmässigkeiten in den Temperaturverhältnissen, zumal im Sommer, am leichtesten örtliche Unregelmässigkeiten in der Vertheilung des Luftdruckes hervorrufen (290), dient zur Erklärung davon, warum die Winde, wie die Karte dies nachweist, über ganz Europa schwach sind, warum sie im Durchschnitt nur mit geringer Ablenkung nach rechts von der Richtung der Gradienten wehen, und warum sie an manchen Orten von der Regel abzuweichen scheinen, welche die Richtung des Windes im Verhältniss zum Gradienten bestimmt. Während dieser Gestalt die Atmosphäre sehr ruhig ist, ist die Luft auch an den meisten Orten klar und nur an einzelnen Punkten bewölkt. Ebenso ist die Menge der Wasserdämpfe, besonders in Nordeuropa, im Verhältniss zur Jahreszeit, gering. Die klare und trockene Luft — offenbar wesentlich eine Folge des niedersteigenden Luftstromes, welcher über dem schon mehrere Tage sich behauptenden hohen Luftdruck stattfindet, — erlaubt nun ihrerseits wieder der Sommersonne mit grosser Kraft auf die Erdoberfläche und namentlich auf die Landgebiete zu wirken, und wir finden hierin die Erklärung der hohen Lufttemperatur, welche im nordwestlichen Europa herrscht. Auf der Karte Fig. 42 sind die ausgezogenen Linien Isothermen. Man sieht, dass die höchste Wärme über dem westlichen Theil des Mittelmeeres und beim kaspischen Meere liegt, aber über Grossbritannien und dem südlichen Norwegen und Schweden besteht

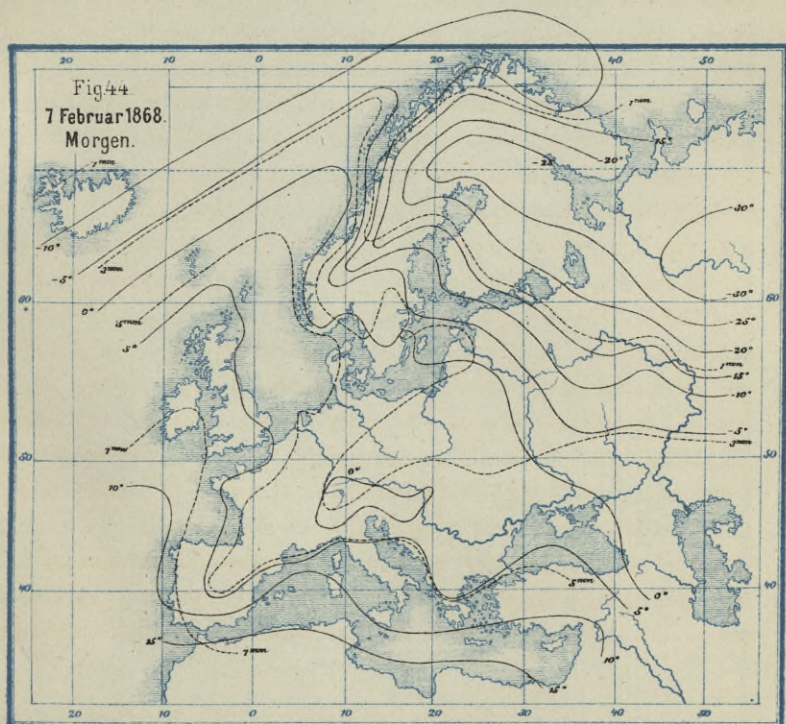
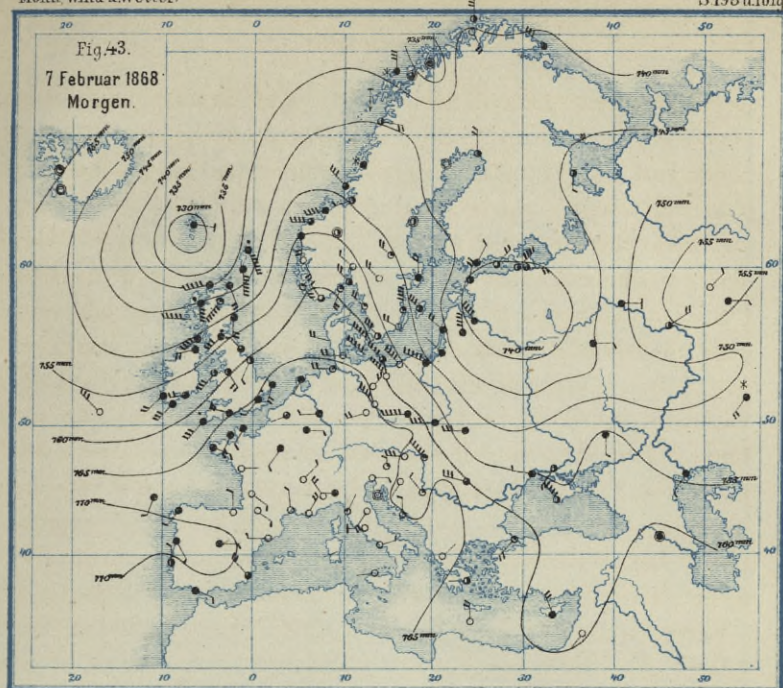




ein Wärmemaximum, da die Temperatur hier 20° beträgt, während sie ringsum niedriger ist, nicht nur nach Norden hin, sondern auch nach Süden hin, im mittleren Europa. Eine andere Vorstellung von der Vertheilung der Temperatur erhält man übrigens durch die gebrochenen Linien der Fig. 42. Diese bringen die Abweichungen der beobachteten Temperatur von der dem Beobachtungstermine entsprechenden Normaltemperatur (52) zur Anschauung. Die mit 0 bezeichnete Linie geht durch die Punkte, deren beobachtete Temperatur der normalen gleich ist. Die Querstriche zeigen nach den wärmeren Gebieten hin. Wir sehen aus ihrem Laufe, dass ganz Westeuropa eine die normale übersteigende Temperatur hat, und dass der Wärmeüberschuss auf den britischen Inseln, sowie im südlichen Norwegen und dem südlichen Schweden bis über 50° steigt. In den ebengenannten Gegenden sind die Winde östlich und kommen also aus dem Inneren des Festlandes, dessen Wärme im Sommer eine bedeutende zu sein pflegt. Dagegen steht die Temperatur in Nordrussland, Südrussland, dem östlichen Deutschland und Italien unter der normalen, doch ist dieser Ausfall an Wärme nicht bedeutend, da das Thermometer durchschnittlich nur einige Grade unter der Normaltemperatur zeigt, und es ist daher nicht zu erwarten, dass die Ursachen dieser Erscheinung deutlich hervortreten sollten. Doch finden wir ein Minimum des Luftdruckes im nordöstlichen, und ein ähnliches im südöstlichen Russland, sowie desgleichen über dem nördlichen Theil des adriatischen Meeres. Um diese Minima des Luftdruckes ist es in der That vorwiegend der Fall, dass die Temperatursenkung sich geltend macht, ebenso wie in der gleichfalls an ein Minimum grenzenden Strecke zwischen Island und dem Nordcap. Die grössere Feuchtigkeit der Luft, auf welcher die Bildung dieser Minima mitberuht, scheint hier, theilweis wenigstens, den Erklärungsgrund für die geringere Wärme darzubieten, da die feuchte Luft die Sonnenstrahlen nicht so leicht durchlässt, wie die trockne. Ausserdem haben hier mehrere Tage schon nördliche Winde geweht, da diese Gegenden sich auf der Südostseite des höchsten Luftdruckes befinden. Der höhere Luftdruck in Mittel-Russland ist wieder von einem anormalen Wärmeüberschuss begleitet. So liefert uns der 4. August 1868 ein Beispiel dafür, wie

im Sommer ungewöhnlich hohe Wärme in den Gegenden aufzutreten pflegt, wo der Luftdruck sich eine Zeit lang ungewöhnlich hoch gehalten hat, und wie diese Wärme langsam um das barometrische Maximum herum abnimmt.

298. Die barometrischen Minima. Fig. 43 und 44 zeigen den Zustand der Atmosphäre am Morgen des 7. Februar 1868. Fig. 43 weist nach, wie der Luftdruck in Südeuropa, und zumal über Spanien und Portugal am höchsten ist, wo er bis über 774^{mm} hinaufgeht. Ueber Mitteleuropa schiebt dieser höhere Luftdruck, mit mehr als 760^{mm} Barometerstand, sich wie eine Zunge bis nach Lindesnäs vor. An beiden Seiten ist der Luftdruck niedriger. Zwischen Island, Schottland und Norwegen umschliessen die Isobaren ein Minimum des Luftdruckes, welches sich dicht im Westen der Färöer befindet. Hier beträgt der Luftdruck an der Meeresoberfläche bloss 727^{mm}. Bei Tromsö krümmen sich die Isobaren um ein zweites barometrisches Minimum mit einem Luftdruck von 732^{mm}. Ein drittes barometrisches Minimum findet sich östlich von Riga und südlich von Petersburg mit einem Luftdruck von 737^{mm}. In der Region des hohen Luftdruckes in Süd- und Mittel-Europa sind die Gradienten klein, die Winde schwach und unregelmässig und der Himmel grösstentheils klar. Die Menge der Wasserdämpfe ist hier, wie Fig. 44 ausweist, verhältnissmässig klein, obwohl die Temperatur für die Jahreszeit ziemlich hoch ist. Auf der südlichen und östlichen Seite des barometrischen Minimums bei den Färöern sind die Gradienten gross, die Isobaren dicht gedrängt, und der Wind von Sturmesstärke, während seine Richtung ganz dem früher gefundenen Gesetze entspricht. Auf den Färöern ist der Wind östlich, auf der isländischen Westküste herrscht Stille. Im Kattegat und in der südlichen Ostsee sind die Gradienten gleichfalls gross, und der Wind ein Sturm aus Nordwest, ganz nach dem aufgestellten Windgesetze. Dasselbe stürmische Wetter finden wir auch tiefer unten im östlichen Deutschland. In dem finnischen Meerbusen weht der Wind frisch aus Norden und auch aus Osten, wie dies an der Nordseite des dort befindlichen Minimums der Fall sein muss, und an der Westseite des niedrigsten Luftdruckes in Mitau und Riga, ebenfalls der Regel entsprechend, stark aus Nord-





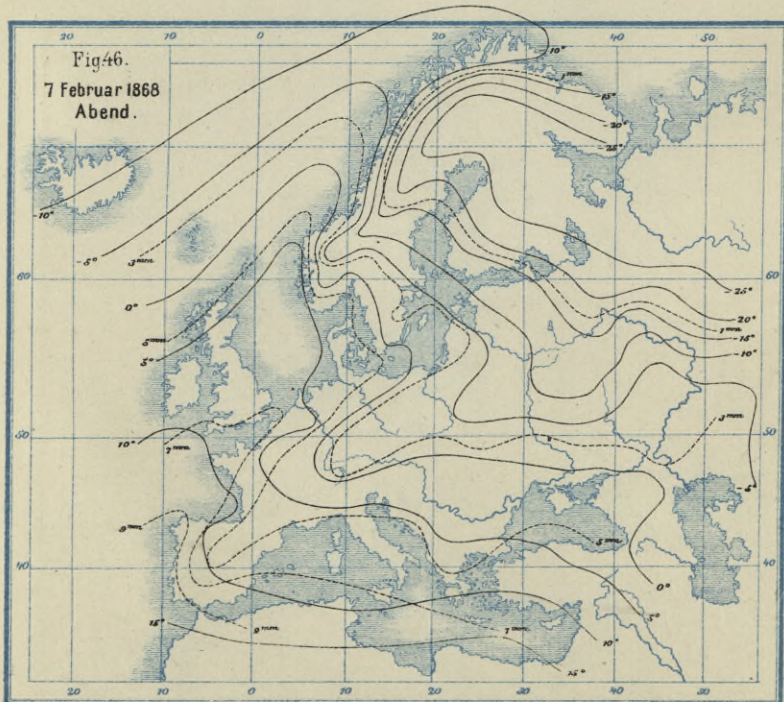
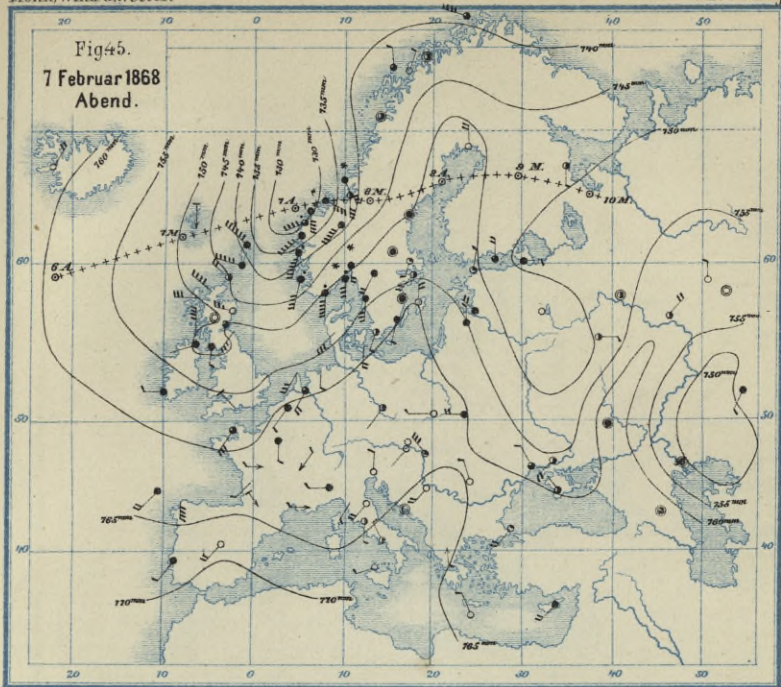




Fig.47.
8 Februar 1868
Morgen.

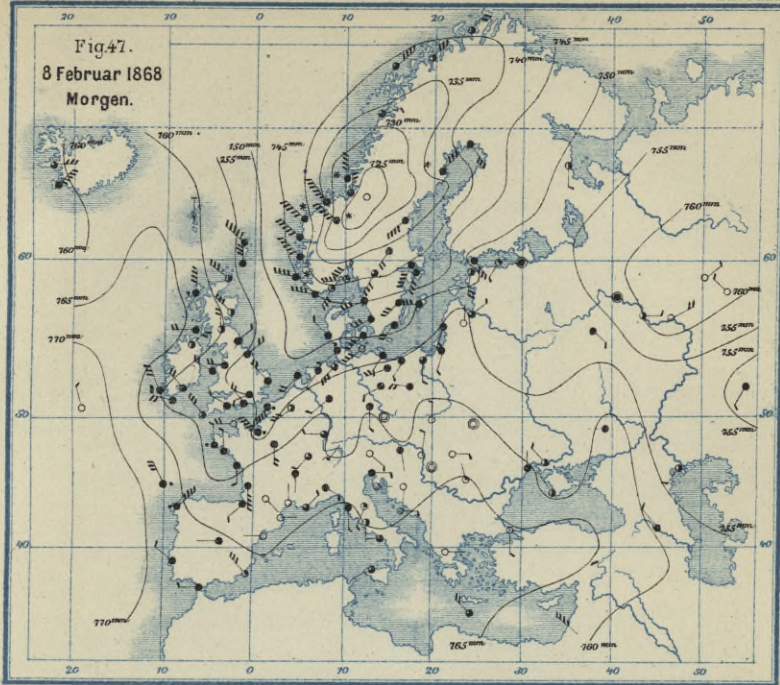


Fig.48.
8. Februar 1868
Morgen.

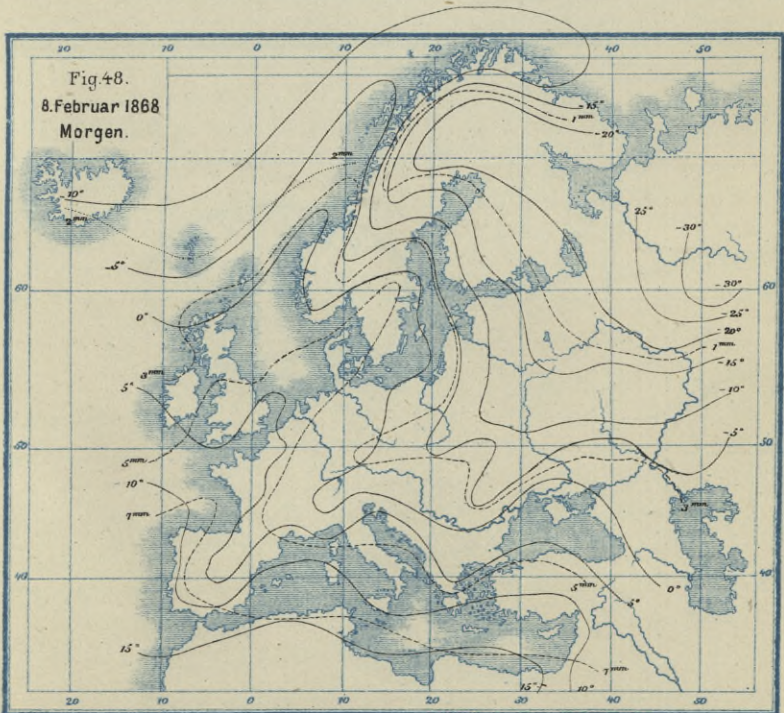




Fig. 49.
Aenderung
des Barometers
7-8 Februar 1868.
Morgen.

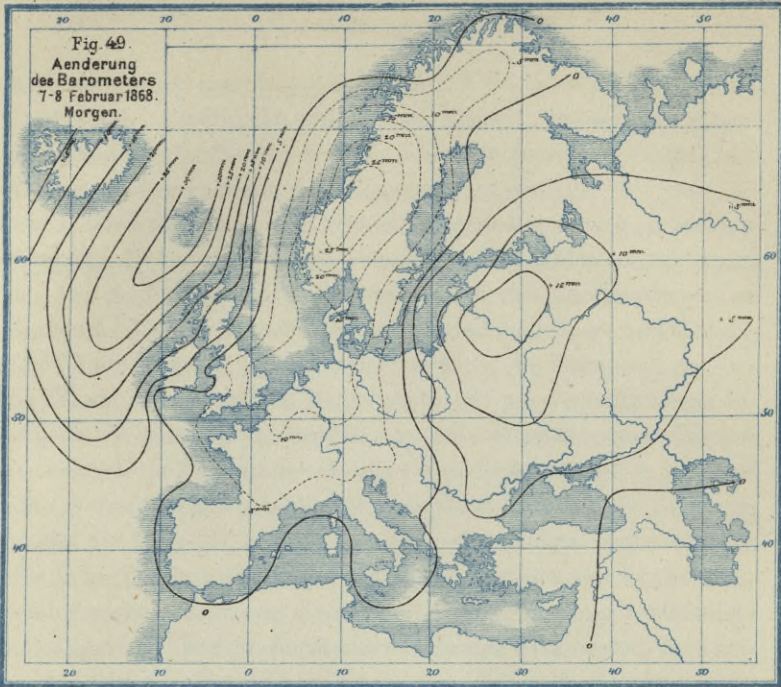
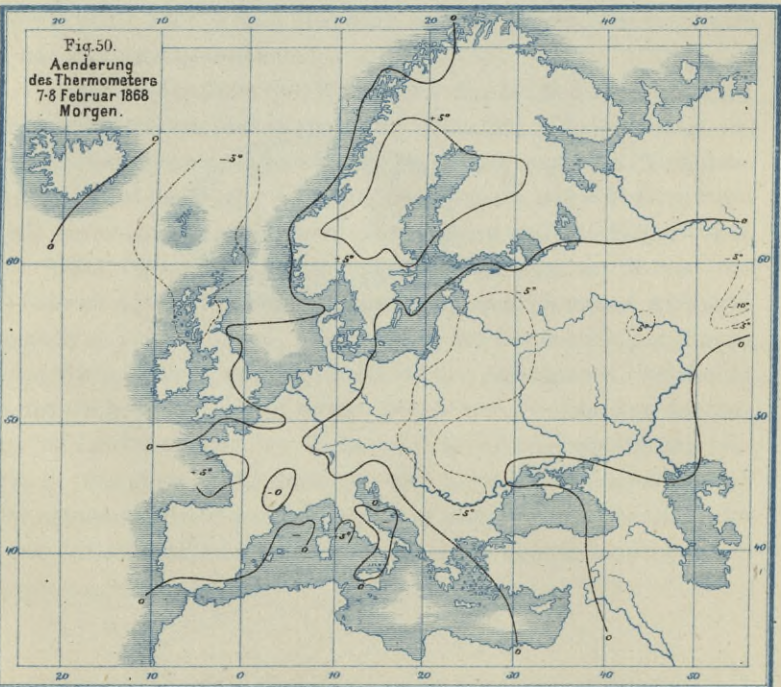


Fig. 50.
Aenderung
des Thermometers
7-8 Februar 1868
Morgen.





westen. Im übrigen Russland ist der Wind schwach mit kleinen Gradienten. Aus Fig. 44 ersieht man, wie von Portugal aus warme und dampfreiche Zungen sich bis über die britischen Inseln, das Atlantische Meer sammt dem Eismeere, ausserhalb der norwegischen Westküste, hinauferstrecken. Dieser Reichthum an Wasserdämpfen, der mit der höheren Temperatur verbunden ist, findet sich da, wo an der Süd- und Ostseite des bei den Färöern liegenden Minimums die von südlichen Gegenden und vom Meere herkommenden Winde wehen, so wie weiter nördlich, im Eismeere, da, wo die Winde vom wärmeren Meere gegen die norwegische Küste anwehen. Westlich und nördlich von dem Wirbelcentrum bei den Färöern ist die Temperatur niedriger und die Dampfmenge geringer. Eine grössere Menge von Wasserdampf begleitet, wie die Ausbuchtungen der Linie für 3^{mm} dies zeigen, die starken nordwestlichen Winde im Kattegat und in der Ostsee. In Mitteleuropa ist die Temperatur verhältnissmässig niedrig und die Dampfmenge verhältnissmässig gering, und im nordöstlichen Europa sind sowohl die Temperatur als der Dunstdruck sogar sehr klein, da der letztere in Lapland und Nordsibirien bis auf einige Zehntel des Millimeters herabsinkt. Hier wehen aber auch östliche Winde, die von einem hohen Luftdruck ausgehen.

299. In der Nähe des Wirbelcentrums bei den Färöern ist der Himmel überzogen und es regnet an vielen Orten: in Schottland, auf den Shetlandsinseln und noch mehr an der norwegischen Westküste. Auf Island ist das Wetter klar. Auf der Nordseite des Wirbelcentrums in Westrussland ist es halbklar, aber auf den anderen Seiten trübe.

300. Dies war der Zustand der Witterung am Morgen des 7. Februar 1868. Worauf wir dabei hauptsächlich unsere Aufmerksamkeit zu richten haben, ist die Lage der barometrischen Minima oder Wirbelcentra, und die Zustände der Atmosphäre, welche ihr Auftreten begleiten. Wir wollen nun sehen, welche Veränderungen im Lauf der folgenden 24 Stunden in diesen Verhältnissen eintreten, wie diese Veränderungen sich zum gleichzeitigen Zustand der gesammten Atmosphäre verhalten und endlich, welches der neue Zustand ist, der als Resultat aus den stattgefundenen Veränderungen hervorgeht.

301. Fig. 49 zeigt die Veränderungen, welche vom Morgen des 7. Februar bis zum Morgen des 8. Februar im Luftdrucke vor sich gegangen sind. Die dicke Linie geht durch die Punkte, an welchen das Barometer am folgenden Morgen eben so hoch steht, wie am vorhergehenden. Es wird in der Zwischenzeit in der Regel Schwankungen nach oben oder unten ausgeführt haben, ist aber nach Verlauf von 24 Stunden zu derselben Höhe zurückgekehrt. Die punktirten Linien veranschaulichen den Fall des Barometers, und sind durch die Punkte gelegt, in welchen das Barometer am folgenden Morgen bezüglich 5^{mm} , 10^{mm} , 15^{mm} , 20^{mm} niedriger zeigte, als am vorhergehenden. Die dünnen ausgezogenen Linien bezeichnen in ähnlicher Weise das Steigen des Barometers innerhalb der 24 Stunden. Wir sehen aus dieser Darstellung, dass das Barometer in Norwegen, Schweden, Dänemark, über der Nordsee, in Deutschland, Frankreich, Spanien und Italien gefallen ist. Am stärksten ist sein Fall in Norwegen und am allerstärksten in der Umgebung von Røros gewesen, an welchem letzteren Orte es am Morgen des 8. Februar 28^{mm} niedriger steht, als am Morgen zuvor. Gestiegen ist das Barometer dagegen über dem Atlantischen Meere, besonders auf der Strecke zwischen Island und Schottland, und am stärksten in der Nähe der Färöer, wo der Luftdruck in 24 Stunden um 34^{mm} zugenommen hat. In Russland ist das Barometer gleichfalls gestiegen, und hier wieder am stärksten an einem Punkte südlich von Petersburg und östlich von Riga, wo der Luftdruck in 24 Stunden um 48^{mm} gewachsen ist. Fig. 50 zeigt die Veränderung der Lufttemperatur zwischen dem Morgen des 7. Februar und dem Morgen des 8. Februar 1868. Die dicke Linie geht wieder durch die Punkte, deren Temperatur an beiden Morgen die gleiche ist. Die ausgezogene dünne Linie bezeichnet eine Steigerung der Temperatur um 5° , und die punktirte Linie eine Verminderung der Temperatur um 5° . Wie man sieht, ist die Temperatur über Nordrussland, Finland, Schweden, Norwegen, Dänemark, dem südlichen Theil der Nordsee, den Niederlanden, einem Theil von Deutschland, Frankreich, Spanien und Italien gestiegen, und am stärksten ist diese Zunahme über den Ländern um den baltischen Meerbusen, wo sie bis auf 7 bis 9 Grad sich erhebt. Gefallen ist die Temperatur

auf den britischen Inseln und über dem Meere zwischen diesen, Island und Norwegen. Am stärksten ist dieses Sinken der Temperatur bei den Färöern, wo es ungefähr 8° beträgt. Ausserdem ist die Temperatur auch in Russland, besonders in Westrussland, sowie in Ungarn gefallen.

302. Vergleicht man die Karten Fig. 44 und Fig. 48, welche beide die Vertheilung des Wasserdampfes, jene am 7. und diese am 8. Februar darstellen, so findet man, dass der Druck (oder Menge, 444) des Wasserdampfes in Finland, Schweden, Norwegen, Dänemark, Westdeutschland, den Niederlanden, über dem südlichen Theil der Nordsee, in Frankreich, der pyrenäischen Halbinsel und Italien eine Zunahme erfahren hat, die aber im südlichen Schweden am grössten ist. Vermindert wurde dagegen der Dunstdruck auf der Strecke zwischen dem britischen Canal, Island und Norwegen, und am stärksten wieder bei den Färöern. Eine ähnliche Abnahme des Dunstdruckes beobachtet man in Russland, vorzüglich in Mittelrussland.

303. Fig. 47 liefert die Uebersicht über Luftdruck, Wind, Bewölkung und Niederschlag am Morgen des 8. Februar. Vergleicht man diese Karte mit der für den 7. Februar geltenden (Fig. 43), so bemerkt man folgende Veränderungen der Witterung. In Schweden hat klarer Himmel bei nordwestlichem Wind mit bewölktem Himmel bei südwestlichem und südöstlichem Wind gewechselt; an der norwegischen Westküste hat der Südwind sich nach Nordwest gedreht und Regenschauer mitgebracht, in Schottland hat das Wetter sich, bei nördlichem Winde, geklärt. In Russland hat der Wind nachgelassen, in Island dagegen weht ein starker Nordost, bei überwölktem Himmel.

304. Dies sind also die wesentlichsten Veränderungen, welche von Morgen bis Morgen, im Lauf von 24 Stunden, vor sich gegangen sind. Um nun den Zusammenhang verstehen zu können, welcher zwischen dem Gesamtzustande der Atmosphäre und den Veränderungen besteht, welche eine Folge dieses Zustandes sind und durch die Bewegung der Luft hervorgerufen werden, müssen wir unsere Aufmerksamkeit auf die Veränderungen richten, welche in einem bestimmten Augenblicke vor sich gehen, oder, genauer

noch gesprochen, auf das Bestreben nach Veränderung, welches in einem bestimmten Augenblick aus den in diesem Augenblick gegebenen Zuständen der Atmosphäre sich ergibt. Diese Aufgabe können wir aber mit Hülfe der für den Zeitraum von 24 Stunden nachgewiesenen Veränderungen der meteorologischen Elemente wenigstens annähernd lösen. Genauere Untersuchungen haben nämlich gezeigt, dass die Veränderungen, welche in einem kürzeren Zeitraum (z. B. von einer Stunde) vorgehen, der grade in der Mitte zwischen den beiden Zeitpunkten liegt, für welchen die Karten gelten, im Allgemeinen dieselben sind, wie die, welche wir im Zeitraum von 24 Stunden wahrnehmen, nur dass sie natürlich entsprechend, das heisst 24 mal kleiner, ausfallen. Da die Karten nun aber beide für die 8^{te} Morgenstunde gelten, so werden wir aus ihnen auf die Veränderungen schliessen dürfen, welche am 7. Februar um 8 Uhr Abends vor sich gehen, und könnten sagen, dass alle so eben für den Zeitraum von Morgen bis Morgen nachgewiesenen Veränderungen in der Temperatur, dem Luftdrucke und der Feuchtigkeit sich in den Veränderungen abspiegeln werden, welche sich in dieser Zwischenstunde vollziehen, nur dass natürlich die Veränderung in einer Stunde bloss den 24. Theil der Veränderung betragen kann, die im Lauf des ganzen Tages vor sich geht. Der Luftdruck bei Rösos ist z. B. vom Morgen des 7. bis zum Morgen des 8. um 28^{mm} gefallen. Hieraus berechnen wir, dass der Luftdruck am Abend des 7. um $\frac{3}{4}$ Millimeter oder um 1,17^{mm} in der Stunde fällt. In dieser Weise können wir von allen oben angeführten Veränderungen so sprechen, als ob sie am Abend des 7. Februar vor sich gingen, wenn wir nur dabei nicht vergessen, dass ihr Betrag für eine Stunde 24 mal geringer ist.

305. Den 7. Februar Abends befand sich (Karte Fig. 45) das barometrische Minimum oder das Wirbelcentrum ein Wenig im Norden vom Vorgebirge Stat, ungefähr auf derselben Breite mit Throndjem. Gleichzeitig herrschten stilles Wetter und schwache, südliche Winde an der schwedischen Ostküste; südliche Winde auf Falster und auf Seeland; im Kattegat und Skagerrak, im südlichen Norwegen, wo sie von Schneefall begleitet wurden, im Throndjem'schen, wo es gleichfalls hie und da schneite, und in Helgeland (Norwegen). Südwestliche Winde wurden beobachtet an der Westküste Norwegens (hier

mit starkem Regen gesellt), an der jütischen Westküste, in der Nordsee, in England, Nordfrankreich, im biscayischen Meerbusen und in Portugal. Nordwestliche Winde wehten auf den schottischen, Shetlands- und Orkney-Inseln und den Hebriden; nördliche Winde auf den Färöern und ein mässiger Nordost mit klarem Wetter auf der Westküste Islands. Die Wirbelbewegung mit ihren gegen das Centrum hineinwehenden Windrichtungen tritt somit deutlich zu Tage, nur auf der Nordseite des Centrums fehlen die Beobachtungen. Diese Windrichtungen können wir nun ohne Weiteres mit den oben beschriebenen Veränderungen vergleichen, und kommen dadurch zu folgenden Resultaten.

306. Die südwestlichen und südlichen Winde, welche von Südwesteuropa aus über die Nordsee, Dänemark, Schweden und Norwegen hinauf wehen, verursachen ein Steigen der Temperatur (252), bringen eine grössere Menge Wasserdampf aus der dunstreichen Region, welche wir bei Portugal und im Biscayischen Meerbusen (Fig. 46) antrafen, mit sich, und veranlassen dadurch ein Steigen des Dunstdruckes (256) und die Ausscheidung reichlichen Niederschlages in Norwegen. Gleichzeitig fällt das Barometer an allen Orten, wo diese Winde auftreten, am stärksten aber im Throndjem'schen. Wir sehen also, wie auch hier das Fallen des Barometers abhängig ist vom Eintreten der äquatorialen Luftströme, welche alle Eigenschaften vereinen, die eine Verminderung des Luftdruckes hervorrufen können.

307. Die westlichen Winde in Irland und Schottland, die nordwestlichen Winde auf den schottischen Inseln, und die nördlichen Winde auf den Färöern bringen die Temperatur zum Fallen (252), vermindern die Dampfmenge (256) und klären die Luft, wenigstens dort, wo der Wind nach dem Meere zu weht. Wir sehen daraus, wie die polaren Luftströme die Eigenschaften mitbringen, welche sie besonders befähigen, die um das Wirbelcentrum herum bestehende Luftverdünnung auszufüllen und ein Steigen des Barometers zu veranlassen.

308. Ziehen wir eine Linie vom britischen Canal aus nach einem Punkte ein wenig nördlich vom Cap Stat, so wird diese Linie die Grenze zwischen den verschiedenen Luftströmungen bilden, von

welchen die einen das Barometer zum Fallen, die andern dasselbe zum Steigen bringen. Auf der Ostseite dieser Linie kommen die Winde aus südlichen Gegenden und vermindern darum den Luftdruck, auf der Westseite derselben kommen sie dagegen aus nördlichen Gegenden und treiben darum das Barometer in die Höhe. Die Grenzlinie geht fast ganz genau durch das barometrische Minimum und erstreckt sich von SSW nach NNO.

309. Das Resultat der Veränderungen im Luftdrucke, welche zwischen dem Morgen des 7. Februar und dem Morgen des 8. Februar stattgefunden haben, ist auf den Karten Fig. 47 und 48 zu übersehen. Das barometrische Minimum liegt nun nicht länger bei den Färöern, wie am Morgen des 7. (Fig. 43), sondern, wie wir dasselbe schon am Abend des 7. an der norwegischen Küste nördlich von Stat angetroffen hatten (Fig. 45), so finden wir dasselbe am Morgen des 8. (Fig. 47), ein wenig östlich von Throndjemsfjord. Um diesen Punkt krümmen sich die isobarischen Linien mit ziemlich starken Gradienten (gehäuften Isobaren), besonders an der norwegischen Westküste, wo in Folge davon heftige Stürme herrschen. Im Uebrigen sieht man, wie die Winde dem bekannten Gesetze folgen. Das barometrische Minimum, welches wir Tags zuvor in Westrussland antrafen, ist verschwunden, indem der Luftdruck in dieser Gegend gestiegen und die Luftverdünnung ausgefüllt ist. In Südeuropa besteht hoher Luftdruck mit schwachen Gradienten, schwachen Winden und sehr klarem Wetter. Die Hauptzunge des Wasserdampfes (Fig. 48) liegt nun nicht länger im Westen von Norwegen, sondern hat sich nach dem östlichen Schweden hinüber verlegt und ist somit der Bewegung des barometrischen Minimums gefolgt. Doch finden wir eine abgetrennte Zunge mit Wasserdämpfen an der norwegischen Westküste, welche bei nordwestlichen Seewinden Schneeschauer abgiebt. In Russland ist die Menge der Wasserdämpfe fortdauernd gering.

310. Das barometrische Minimum, welches am Morgen des 7. Februar bei den Färöern lag, hat sich augenscheinlich nach Osten hin bewegt. Die von ihm beschriebene Bahn findet man auf der Karte Fig. 45 eingetragen. Sein Auftreten im Atlantischen Meere südlich von Island konnte bereits am 6. Februar verspürt werden,

indem die Isobaren für diesen Tag in dieser Gegend sich nach Westen krümmten. Am 7. Vormittags passirte es die Färöer, ging Abends desselben Tages, etwas nördlicher, an Cap Stat vorüber, befand sich am Morgen des 8. im Osten von Throndhjem und am Abend desselben Tages an der schwedischen Ostküste etwas südlich von Piteå, sowie am Morgen des 9. zwischen der bottnischen Bucht und dem weissen Meere, und am Morgen des 10. an der Südseite des weissen Meeres. Die Bewegung des barometrischen Minimums ist somit ziemlich regelmässig. Sie geht durchweg nach Osten, meistens ein Wenig nach Norden, doch bisweilen auch etwas nach Süden, wodurch die Bahn etwas Aehnlichkeit mit einer Wellenlinie erhält. Die Geschwindigkeit, mit welcher das barometrische Minimum fortschreitet, zeigt sich in den verschiedenen Theilen der Bahn verschieden, wie dies am deutlichsten aus folgender Tabelle hervorgeht:

Zeitraum.	Durchlaufene Bahn in Graden	Geschwindigkeit Kilometer in der Stunde.	Geschwindigkeit in Viertelmeilen in der Stunde.
6. Febr. Abends — 7. Febr. Morgens	6 ^o ,8	63	34,0
7. Febr. Morgens — 7. Febr. Abends	6 ^o ,3	59	31,5
7. Febr. Abends — 8. Febr. Morgens	3 ^o ,7	34	18,5
8. Febr. Morgens — 8. Febr. Abends	3 ^o ,6	33	18,0
8. Febr. Abends — 9. Febr. Morgens	3 ^o ,4	32	17,0
9. Febr. Morgens — 10. Febr. Morgens	3 ^o ,5	16	8,75

311. Die Geschwindigkeit, mit welcher das barometrische Minimum sich über die Erde hin fortpflanzt, ist also bei seinem Uebergang über das Atlantische Meer am grössten. Sie sinkt gleich bis fast auf die Hälfte der früheren Grösse herab, sobald der Punkt grösster Luftverdünnung die Küste des Festlands erreicht hat. Diese Geschwindigkeit behauptet dasselbe alsdann, bis es sich dem weissen Meere genähert, wo wieder ein verhältnissmässig ebensovoller Verlust an Geschwindigkeit eintritt. Vergleicht man die Geschwindigkeit, mit welcher das barometrische Minimum über die Erdoberfläche fortschreitet, mit den Geschwindigkeiten der Luft, welche den verschiedenen Graden der Windstärke entsprechen, so findet man, dass seine Fortpflanzungsgeschwindigkeit im Atlantischen Ocean der Geschwindigkeit eines Sturmes, in Norwegen und

Schweden der eines sehr frischen Windes, und in Russland der einer frischen Brise entsprochen hat.

312. Während dergestalt der niedrigste Luftdruck seinen Ort verändert, verändert sich auch gleichzeitig die (auf den Meeresspiegel reducirte) Grösse des Luftdruckes über dem Orte des Minimums. Die folgende Tabelle zeigt die Grösse des Luftdruckes im jedesmaligen barometrischen Minimum zu den verschiedenen Zeiten und an den verschiedenen Orten:

Zeit.	Ort.	Luftdruck.
7. Febr. Morgens	Färöer	727 ^{mm}
7. Febr. Abends	nördl. von Stat	725
8. Febr. Morgens	östl. von Thronhjøm	723
8. Febr. Abends	südl. von Piteå	733
9. Febr. Morgens	Nord Finland	737
10. Febr. Morgens	südl. vom weissen Meer	742

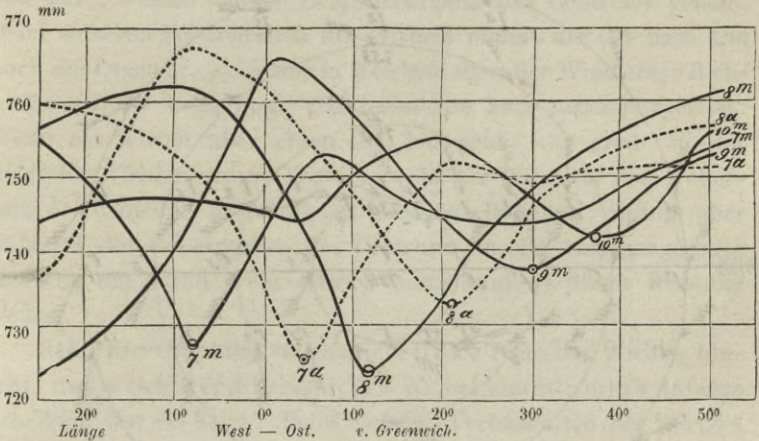
Der allertiefste Luftdruck fand also statt am Morgen des 8. Februar ungefähr um 5 Uhr, als das Wirbelcentrum Thronhjøm passirte, und betrug ungefähr 723^{mm}. Im Atlantischen Meere ist der Luftdruck des Centrums höher gewesen. Sobald das barometrische Minimum über dem Lande angekommen war, fing der Luftdruck des Centrums an zu steigen, indem offenbar die Luftverdünnung sich auszugleichen anfang, und dieses Steigen oder diese Ausgleichung ist regelmässig fortgeschritten, während das Centrum sich nach dem nördlichen Russland zu fortbewegte.

313. Gleichzeitig mit dem Sinken des Luftdruckes im Centrum der Wirbelbewegung geht aber auch eine Erweiterung der Isobare für die einzelnen Barometerhöhen vor sich, d. h. die Luftverdünnung breitet sich über grössere Strecken aus. So hat die Isobare für 730^{mm} am 7. bei den Färöern einen sehr geringen Umfang, am 8. bei Thronhjøm dagegen einen bedeutend grösseren. Am Abend des 8. ist der Luftdruck im Centrum bereits über 730^{mm} gestiegen. Die Isobare für 740^{mm} hat am Morgen des 8. einen fast doppelt so grossen Durchmesser, als am Morgen des 7. Am Morgen des 9. reicht ihre Breite dagegen nur von Haparanda bis Kem auf der Westseite des weissen Meeres, d. h. sie ist ungefähr der vom 7. gleich. Je tiefer der Luftdruck im Wirbelcentrum sinkt, um so

weiter breitet sich also die Luftverdünnung oder der Umfang des Wirbels aus und umgekehrt.

314. Alle diese Verhältnisse lassen sich am leichtesten auf Fig. 51 übersehen. Hier stellen die wellenförmigen Linien barometrische Querschnitte vor, welche von West nach Ost durch den Ort des barometrischen Minimums gelegt sind. In horizontaler Richtung ist der Masstab derselbe wie in den Karten Fig. 43 — 48. Die betreffenden Barometerhöhen sind in lothrechter Richtung abzulesen. Die ganz ausgezogenen Querschnitte gelten für die Morgen-

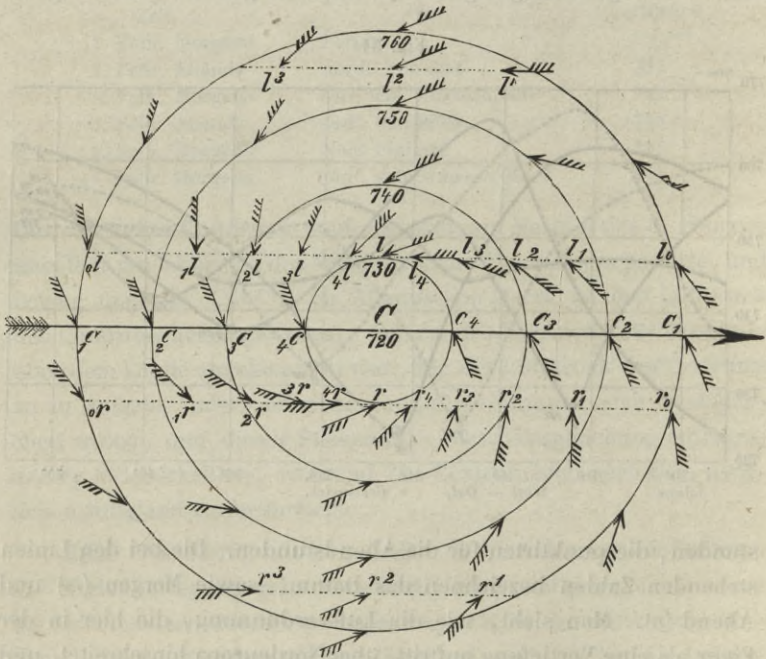
Fig. 51.



stunden, die punktirten für die Abendstunden. Die bei den Linien stehenden Zahlen bezeichnen das Datum, sowie Morgen (*m*) und Abend (*a*). Man sieht, wie die Luftverdünnung, die hier in der Figur als eine Vertiefung auftritt, über Nordeuropa hinschreitet, und wie die Vertiefungen anfangs, während der Wirbel das Atlantische Meer passirt, tief (niedriger Luftdruck) sind und steile Seiten (starke barometrische Gradienten) zeigen, wie dann die Vertiefung langsam zunimmt, bis der niedrigste Luftdruck den norwegischen Boden am Morgen des 8. erreicht hat, und wie danach die Vertiefung erst rasch (über Schweden) und dann langsamer (über Finland und Russland) abnimmt, während gleichzeitig die Seiten sich abflachen oder die Gradienten schwächer werden.

315. Bei der Fortbewegung des barometrischen Minimums über die Erdoberfläche folgt das ihm zugehörige Windsystem (der Wirbel) mit, und gleichzeitig mit der Richtung des Windes wechseln auch die übrigen meteorologischen Elemente an jedem der Punkte, über welchen der Wirbel dahingeht. Ziehen wir eine Linie durch das Centrum des Wirbels in der Richtung seiner Bahn, so theilt dieselbe den Wirbel in zwei Hälften. Steht man im Mittel-

Fig. 52.



punkt und schaut nach der Richtung, in welcher das Wirbelcentrum fortschreitet, so hat man, vorausgesetzt, dass das Centrum nach Osten geht, die rechte Wirbelhälfte auf der Südseite und die linke Wirbelhälfte auf der Nordseite. In Fig. 52 bezeichnet der grosse Pfeil die Bahnrichtung des Wirbelcentrums, und die kleinen Pfeile die Richtung der Winde in der Wirbelbewegung. Die Isobaren sind als Kreise um das Wirbelcentrum C gedacht. Wir stellen uns vor,

dass das Wirbelcentrum, wie dies gewöhnlich der Fall, nach Osten fortschreitet. Ein Ort, welcher grade auf der Bahn des Centrums liegt, erhält, wenn der Wirbel ihn im Punkte c_1 erreicht, den Wind von SSO. Beim Fortschreiten des Wirbels gelangt der betreffende Ort immer tiefer in das Innere desselben hinein, und kommt dem Centrum immer näher, indem er nach und nach die Lagen c_1 , c_2 , c_3 , c_4 einnimmt, in welchen allen jedoch der Wind andauernd aus SSO weht. Sobald indessen das Centrum C den Beobachtungsort passirt hat, und dieser in die Lage ${}_4c$ eingetreten ist, weht der Wind von NNW, also aus der grade entgegengesetzten Richtung von der, welche er vor dem Uebergang des Centrums gehabt. Beim weiteren Fortschreiten des Wirbels nimmt der Ort nach und nach die Lagen ${}_3c$, ${}_2c$, ${}_1c$ an, in welchen allen der Wind seine Richtung aus NNW behauptet. Das heisst also kurz zusammengefasst: Wenn ein Wirbel über einen Ort hin geht, der grade in der Bahn des Wirbelcentrums liegt, so weht der Wind vor dem Uebergang des Centrums beständig aus derselben Richtung, springt aber während des Ueberganges des Centrums in die entgegengesetzte Richtung um, und weht danach andauernd in dieser Richtung weiter.

316. Ein Ort, über welchen die linke Seite des Wirbels hin geht, und welcher erst bei l_0 in den Wirbel eintritt, erhält Anfangs den Wind von SO bei l_1 . Beim weiteren Fortschreiten des Wirbels dreht sich der Wind erst langsam und dann schneller nach Ost. Wenn der Ort sich in der Lage l_3 befindet, ist der Wind OSO, in der Lage l_4 ist er O, in der Lage l ist er ONO, in der Lage ${}_4l$ NO, in der Lage ${}_3l$ NNO, in ${}_1l$ gradezu N und in l_0 , wo der Wirbel den Ort verlässt, ist der Wind etwas westlich von Nord. Der Wind hat sich also von SO über O und NO nach Norden gedreht, d. h. der Sonne entgegen. Ein Ort, welchen der Wirbel noch äusserlicher mit seiner linken Seite streift, wird, indem er nach einander die Lagen l^1 , l^2 und l^3 einnimmt, die Windrichtungen O, ONO und NO erhalten. Auch hier geht die Drehung der Sonne entgegen, aber der Wind dreht sich um einen viel geringeren Winkel als im vorigen Fall.

Wenn dagegen ein Ort von der rechten Seite des Wirbels

berührt wird, und bei r_0 in den Wirbel eintritt, so erhält er seinen Wind, bei r_1 , zuerst aus S; darauf dreht sich derselbe erst langsam und dann schneller nach SSW, bis in der Lage r_3 die Windrichtung genau SSW geworden ist. In der Lage r_4 ist der Wind SW, in der Lage r WSW, in der Lage ${}_4r$ W, in der Lage ${}_3r$ WNW, in der Lage ${}_1r$ NW, und in der Lage ${}_0r$, wenn der Wirbel den Ort verlässt, ist der Wind etwas nördlicher. Der Wind hat sich also von Süden durch SW und W nach NW gedreht, d. h. mit der Sonne. Ein Ort, welcher vom rechten Rand des Wirbels noch äusserlicher gestreift wird und bei r^1 in denselben eintritt, erhält den Wind zuerst aus SW, später in r^2 aus WSW und endlich, in der Lage r^3 , aus W. Auch hier hat sich der Wind mit der Sonne gedreht, aber um einen viel geringeren Bogen als zuvor. Als Regel werden wir also aufstellen können, dass der Wind sich, wenn die linke Seite eines Wirbels über einen Ort hin geht, sich der Sonne entgegen dreht, während er sich dagegen mit der Sonne dreht, wenn die rechte Seite des Wirbels den Ort berührt. Die Drehung ist um so grösser, je näher das Wirbelcentrum am Beobachtungsorte vorübergeht. Geht das Centrum selbst über den Beobachtungspunkt hin, so findet im Zeitpunkte des Vorübergangs eine volle Umdrehung des Windes zur grade entgegengesetzten Weltgegend statt. Diese Regel gilt in voller Strenge natürlich nur für einen Fall, wie der, welcher in Fig. 52 dargestellt wird, wo die Isobaren concentrische Kreise bilden und das Centrum sich in einer gradlinigen Bahn bewegt. Die Richtung, in welcher das Centrum sich bewegt, hat, wie man sich leicht überzeugen kann, auf diese Regel keinen Einfluss. Geht z. B. das Centrum nach Westen, so wird die Nordseite des Wirbels zur Rechten liegen und der Wind sich hier von N oder NO durch ONO nach O oder SO, d. h. also mit der Sonne drehen, während er auf der linken oder südlichen Seite von NW oder W über W nach WSW und SW hinübergeht, also sich der Sonne entgegen bewegt. Geht der Wirbel ferner nach Norden, so wird auf der rechten oder östlichen Seite eine Winddrehung von O oder SO über SSO nach S und SW, also gleichlaufend mit der Sonne, statthaben, während die Winddrehung auf der linken oder westlichen Seite von NO oder N über NNW nach NW und W

vor sich geht und damit der Sonne entgegenläuft. Aus Fig. 39 Seite 192 wird man ersehen, dass die Verhältnisse auf der südlichen Halbkugel die entgegengesetzten sein müssen, indem man sich daran erinnert, dass die Sonne hier auf ihrer täglichen Bahn am Himmel von Osten über Norden nach Westen geht. Auf der linken Seite des nach Osten fortschreitenden Wirbels wird daher der Wind sich von N oder NW über WNW nach W und SW, also mit der Sonne bewegen. Auf der rechten Seite des Wirbels wird der Wind dagegen seine Drehung von NO oder O über OSO nach SO oder S, d. h. der Sonne entgegen, ausführen. Auf derselben Seite des Wirbels wird also der Wind auf den verschiedenen Halbkugeln sich in Wirklichkeit nach der entgegengesetzten Richtung drehen.

317. Als Beispiele aus der Wirklichkeit führen wir folgende Beobachtungen der Windrichtung an, welche an verschiedenen Orten zwischen dem 7. bis 40. Febr. 1868 gemacht wurden, während der oft genannte Wirbel, bei seinem Wege durch Nordeuropa, über sie hinging.

Linke oder nördliche Seite.

	Villa Leuchthurm.	Haparanda.	Kem.
Febr. 7. 8 Uhr Abends	SSO		
» 8. 8 » Morgens	N	SO	S
» 2 » Nachm.	N	SO	S
» 8 » Abends	NNW	SO	OSO
» 9. 8 » Morgens	NNW	NO	SO
» 2 » Nachm.	NNW	NO	SO
» 8 » Abends	Stille	N	SO
» 40. 8 » Morgens		NW	N

Da Haparanda und Kem östlich von Villa liegen, setzt der Südostwind auf dem Vorderrand des Wirbels an jenen beiden Orten später ein, als hier, aber ebenso lässt der Nordwestwind des Hinterrandes in Villa früher nach, als dort.

Centrum.

Ytteröe im Throndhjemsfjord.

Febr. 7. 8 Uhr Abends	S
» 8. 8 » Morgens	N
» 2 » Nachm.	NNW
» 8 » Abends	N

Ytteröe in Throndhjemsfjord.

Febr. 9.	8 Uhr	Morgens	N
	2	» Nachm.	N
	8	» Abends	NW
» 10.	8	» Morgens	Stille.

Rechte oder südliche Seite.

		Udsire	Upsala	St. Petersburg.
Febr. 7.	8 Uhr	SSO		
	2	» Nachm.		
	8	» Abends	SSW	
» 8.	8	» Morgens	WNW	Stille.
	2	» Nachm.	NNW	S
	8	» Abends	N	WNW
» 9.	8	» Morgens	N	NW
	2	» Nachm.		NW
	8	» Abends		NW
» 10.	8	» Morgens	Stille.	NW

Man sieht auch hier, wie der Wind und seine Drehung von Westen nach Osten fortschreitet, da Udsire früher anfängt und schliesst, als Upsala, und Upsala früher als St. Petersburg.

318. Aus Fig. 52 können wir gleichfalls studiren, wie das Barometer seinen Stand verändert, während der Wirbel über den Beobachtungsort dahinschreitet. Wir nehmen an, dass die Kreise die isobarischen Linien für 760^{mm} bis 730^{mm} vorstellen und der Luftdruck im Centrum 720^{mm} beträgt, so wie dass die ganze Vertheilung des Luftdruckes unter dem Vorübergang des Wirbels keine Veränderung erleidet. Fassen wir zuerst einen Ort ins Auge, welcher vom eigentlichen Wirbelcentrum passirt wird, so sehen wir, dass das Barometer 760^{mm} zeigen wird, wenn der vorangehende Rand den Beobachtungsort im Punkte c_1 berührt. Erreicht der Ort die Lage c_2 , so ist das Barometer auf 750^{mm} gesunken, der Lage c_3 entspricht der Barometerstand 740^{mm} , der Lage c_4 der Barometerstand 730^{mm} , und während das Centrum über den Beobachtungsort hingeht, zeigt das Barometer sein Minimum 720^{mm} . Das Barometer ist also bisher in beständigem Fallen begriffen gewesen. Nach dem Durchgang des Centrums beginnt dasselbe aber augenblicklich zu steigen. Ist die Lage $4c$ erreicht, so ist dasselbe bereits bis auf 730^{mm} gestiegen; in der Lage $3c$ zeigt es 740^{mm} , in der Lage $2c$

750^{mm} und in der Lage $1c$ ist es wieder zu seinem ursprünglichen Stand 760^{mm} zurückgekehrt. Betrachten wir nun auch solche Orte, welche auf der einen oder anderen Seite der Bahn des Centrums liegen, z. B. die, deren Weg durch das Wirbelsystem durch l_0, l_1, l_2, l_3 u. s. w. oder durch r_0, r_1, r_2, r_3 u. s. w. bezeichnet werden, so sehen wir, dass an diesen beiden Orten das Barometer nach und nach von 760^{mm} auf 750^{mm}, 740^{mm} und 730^{mm} herabgeht. Seinen tiefsten Stand, 730^{mm}, erreicht es in dem Augenblick, wo das Centrum dem Beobachtungsorte am nächsten kommt. Danach steigt das Barometer wieder allmähig auf 740, 750 und 760^{mm}. Die Orte, welche nur vom rechten oder linken Rand des Wirbels gestreift werden, erleiden eine noch geringere Veränderung des Luftdruckes. In den Lagen l^1, l^2, l^3 oder r^1, r^2, r^3 liegt die ganze Barometerschwankung zwischen 760^{mm} (beim Ein- und Austritt) und 755^{mm}, dem niedrigsten Stande des Barometers in dem Augenblick, wo ihm das Centrum am nächsten kommt. Legt man durch das Wirbelcentrum eine Linie senkrecht auf seine Bahn (in der Figur also in der Richtung von N nach S), so theilt diese den Wirbel in zwei Hälften, eine Vorderseite und eine Rückseite, und als Regel wird sich ergeben, dass das Barometer auf der Vorderseite des Wirbels fällt und auf der Rückseite des Wirbels steigt. Der Wendepunkt zwischen Fallen und Steigen trifft auf den Augenblick, wo das Wirbelcentrum dem Beobachtungspunkte am nächsten kommt, oder, anders ausgedrückt, tritt ein, sobald die Grenzlinie zwischen Vorder- und Rückseite den Ort passirt. Seinen allertiefsten Stand erreicht das Barometer im eigentlichen Wirbelcentrum, und der niedrigste Stand für den einzelnen Ort nähert sich diesem Minimum um so mehr, je näher das Centrum an dem betreffenden Orte vorübergeht. Je weiter der Abstand vom Centrum ist, desto geringer fallen die Schwankungen des Barometers aus.

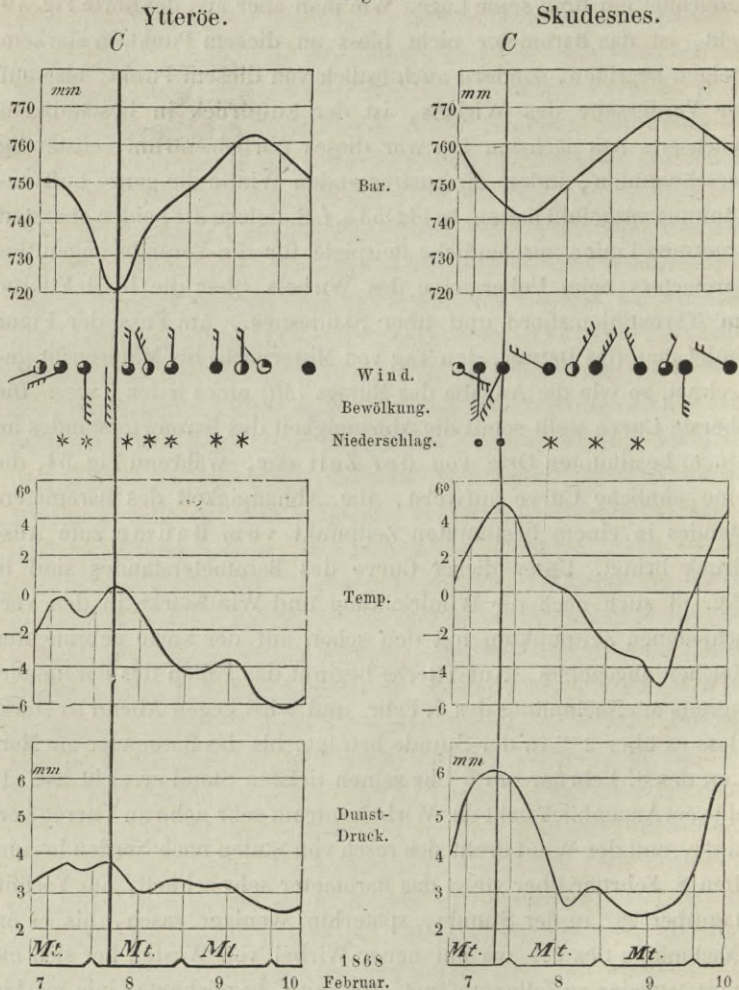
319. Wir haben eben der Einfachheit wegen vorausgesetzt, dass die Vertheilung des Luftdrucks innerhalb des Wirbels bei seinem Uebergang über den Beobachtungsort keine Veränderung erleidet. Dies gilt jedoch in der Regel nur annäherungsweise. Der Wirbel vom 7. — 10. Februar liefert uns im Gegentheil ein vorzügliches Beispiel davon, wie der Luftdruck innerhalb des Wirbelsystems sowohl

vermehrt, als vermindert werden kann (Fig. 51). Wenn der Luftdruck im eigentlichen Wirbelcentrum im Abnehmen begriffen ist, wie dies bei unserem Wirbel vom 7. bis zum 8. Februar der Fall war, so wird der Beobachtungsort in dem Augenblick, wo er dem Wirbelcentrum am nächsten liegt, immer noch fallendes Barometer haben, und das Steigen des Luftdruckes erst eine Zeit nach dem Vorbeigang des Centrums eintreten. Die Grenzlinie zwischen fallendem und steigendem Barometer liegt also in diesem Fall hinter dem Centrum, während dieses selbst im Gebiet des fallenden Luftdruckes liegt. Dies zeigt sich deutlich auf der Karte (Fig. 49), welche, wie oben (304) erläutert wurde, dazu dient, die Veränderung des Barometers am Abend des 7. Februar nachzuweisen. Das Wirbelcentrum liegt in diesem Zeitpunkt unmittelbar nördlich von Stat, wo seine Lage in Fig. 45 durch einen kleinen Ring bezeichnet ist. Dieser Punkt befindet sich aber, wie der erste Blick zeigt, noch innerhalb des Gebietes des abnehmenden Luftdruckes, erst viele Meilen weiter nach Westen treffen wir die dicke Linie, welche die Grenze zwischen fallendem und steigendem Barometer vorstellt. Der Bezirk, in welchem das Barometer fällt, ist also in diesem Fall nach Westen hin erweitert, und dagegen das Gebiet, in welchem das Barometer steigt, in gleicher Weise beschränkt. — Ist nun aber der Luftdruck im Wirbelcentrum im Steigen begriffen, wie dies beim erwähnten Wirbel vom 8. Februar an bis zu seiner Auflösung der Fall war, so wird der Beobachtungspunkt in dem Augenblick, wo das Wirbelcentrum sich ihm am meisten nähert, bereits steigendes Barometer zeigen. Das Sinken des Barometers hat somit schon vor dem Vorübergang des Centrums seinen Schluss erreicht, und die Grenzlinie zwischen fallendem und steigendem Barometer liegt also vor dem Centrum, denn dieses selbst liegt im Gebiet des steigenden Luftdruckes. Der Bezirk des steigenden Barometers ist in diesem Fall erweitert, und der des sinkenden Barometers beschränkt. Denken wir uns, dass der Luftdruck im Centrum ununterbrochen steigt, oder mit anderen Worten, dass die Luftverdünnung im Centrum sich nach und nach ausfüllt, so verschwindet schliesslich die Region mit fallendem Barometer vollständig, und über die ganze Ausdehnung des Systemes ist der Luftdruck im Steigen begriffen. Auch hierzu liefert uns die

Karte Fig. 49 ein Beispiel. Am Abend des 7. Februar war das in Russland gelegene Wirbelcentrum nur ein ganz kleines Stück über seine Morgenlage (Fig. 43) nach Osten hinausgerückt, und lag ungefähr in der Mitte zwischen St. Petersburg und Moskau. Auf Fig. 45 bezeichnet ein Ring seine Lage. Wie man aber aus der Karte Fig. 49 sieht, ist das Barometer nicht bloss an diesem Punkt in starkem Steigen begriffen, sondern auch östlich von diesem Punkt, also auf der Vorderseite des Wirbels, ist der Luftdruck in beständigem Wachsen. Am nächsten Tag war dieses Wirbelcentrum vollständig verschwunden, indem die zuströmenden Winde die ganze Luftverdünnung ausgefüllt hatten. In Fig. 53 a. f. S. liefern die beiden obersten krummen Linien anschauliche Beispiele für die Veränderungen des Barometers beim Uebergange des Wirbels über die Insel Ytteröe im Thronhjemsfjord und über Skudesnes. Am Fuss der Figur findet man das Datum, den Tag von Mitternacht bis Mitternacht gerechnet, so wie die Angabe des Mittags (*Mt*) eines jeden Tages. Die oberste Curve stellt somit die Abhängigkeit des Barometerstandes an einem bestimmten Orte von der Zeit dar, während Fig. 51, die eine ähnliche Curve aufweist, die Abhängigkeit des Barometerstandes in einem bestimmten Zeitpunkt vom Raume zum Ausdruck bringt. Unter dieser Curve des Barometerstandes sind in Fig. 53 auch noch die Windrichtung und Windstärke in den verschiedenen Zeitpunkten mit den schon auf der Karte gebrauchten Zeichen angegeben. Auf Ytteröe beginnt das Fallen des Barometers bereits am Nachmittag des 7. Febr. und wird gegen Abend so stark, dass es über 2^{mm} in der Stunde beträgt, bis das Barometer am Morgen des 8. Februar um 5 Uhr seinen tiefsten Stand erreicht hat. In diesem Augenblick geht das Wirbelcentrum sehr nahe an Ytteröe vorüber, und der Wind dreht sich rasch von Süden nach Norden herum. Den 8. Februar über steigt das Barometer sehr schnell, am Vormittag über 2^{mm} in der Stunde, späterhin weniger rasch, bis es am Nachmittag des 9., wo ein neuer Wirbel von Westen her sich nähert, wieder zu fallen anfängt. Die mit *C* bezeichnete Linie markirt den Augenblick, in welchem das Wirbelcentrum den Ort passirt. Dieser trifft auf Ytteröe (vergl. Tabelle, 312) mit dem Zeitpunkt zusammen, in welchem der Luftdruck im Wirbelcentrum seinen

niedrigsten Stand erreicht hat, und man sieht daher das Barometer unmittelbar nach dem Durchgang zum Steigen übergehen. In Skudesnes, welches weiter von der Bahn des Wirbelcentrums entfernt

Fig. 53.



liegt, ist der Umfang der Barometerschwankung ein geringerer. Am Morgen des 7. Februar finden wir das Barometer bereits im Niedergehen, im Lauf des Tages bleibt es in raschem Fallen,

ungefähr $1,7^{\text{mm}}$ in der Stunde, also doch nicht ganz so schnell als auf Ytteröe. Um 8 Uhr Abends (am 7.) kommt das Wirbelcentrum Skudesnes am nächsten, wie dies durch die Linie *C* angedeutet wird. Da der Luftdruck im Wirbelcentrum aber im Abnehmen begriffen ist, bleibt das Barometer in Skudesnes auch noch nach dem Durchgang des Centrums bis kurz nach Mitternacht im Fallen und fängt erst am 8. Februar an, im Anfang langsamer, späterhin am Nachmittag schneller zu steigen, bis es eine Schnelligkeit von etwa 1^{mm} in der Stunde erreicht, worauf seine Bewegung wieder langsamer wird, bis es am Nachmittag des 9. Februar unter dem Einfluss des neuen von Westen heranrückenden Wirbels, wieder zum Fallen umkehrt. Aus den Zeichen für die Windrichtung sieht man auch noch, wie der Wind sich hier, ebenso wie in dem naheliegenden Udsire, mit der Sonne gedreht hat.

320. Aus den Karten Fig. 49 und 50 ist zu ersehen, dass die Lufttemperatur im Allgemeinen an den Orten steigt, an welchen das Barometer fällt, und an den Orten fällt, an welchen das Barometer steigt. Am stärksten steigt die Temperatur da, wo der Luftdruck am schnellsten fällt, und am schnellsten fällt die Temperatur da, wo das Barometer am raschesten steigt. In Fig. 53 stellen die beiden mittleren Curven den Gang der Temperatur dar. Wie man bemerken wird, haben diese Linien die Neigung im Lauf des Tages sich ein Wenig zu heben und im Lauf der Nacht sich ein Wenig zu senken. Dies ist der Ausdruck der täglichen Periode der Temperatur, die natürlich neben der hier in Betracht kommenden Bewegung fortgeht, aber letztere nicht verdecken kann. Aus den grossen Biegungen der Temperaturcurve ersehen wir vielmehr deutlich, wie die Temperatur bei südlichem Winde und fallendem Barometer steigt, und bei nördlichem Winde und steigendem Barometer fällt. Die Temperatur steht am höchsten in dem Augenblick, wo das Wirbelcentrum dem Beobachtungsorte zunächst liegt, gleichviel, ob dies bei Tag oder bei Nacht eintritt.

321. Aus der Uebersicht über die Veränderungen, welche im Druck der Wasserdämpfe stattfanden (302), haben wir gesehen, wie der Dunstdruck (die Dampfmenge) an denselben Orten zunimmt, an welchen die Temperatur zunimmt, und ebenso da abnimmt, wo

die Temperatur abnimmt, und zwar ziemlich genau im selben Verhältniss mit dem steigenden oder fallenden Wärmegrad. In Fig. 53 zeigt nun das unterste der 3 Curvenpaare, wie der Dunstdruck sich während des Vorübergangs des Wirbels am 7. Februar und in den folgenden Tagen verändert. Auf Ytteröe ist diese Veränderung sehr gering, in Skudesnes bedeutend grösser; an beiden Orten folgt aber der Dunstdruck dem Gange der Temperatur. Die Dampfmenge wächst mit südlichem Winde, steigender Temperatur und fallendem Barometer, und ist am grössten, wenn das Wirbelcentrum dem Beobachtungsorte sich am meisten nähert. Mit nördlichen Winden, fallender Temperatur und steigendem Barometer nimmt dagegen der Dunstdruck wieder ab.

322. In selber Linie mit der Windrichtung ist in Fig. 53 auch die Bewölkung und der Niederschlag durch die von den Witterungskarten her bekannten Zeichen zur Darstellung gebracht. Auf Ytteröe treffen wir am 7. und 8. Februar bewölkten Himmel mit Schneeschauern, sowohl vor, als nach dem Durchgang des Wirbelcentrums; erst am 9. klärt sich das Wetter. In Skudesnes regnet es am Nachmittag und Abend des 7. in Strömen, bei dicker Luft und südlichem Winde. Am 8., nach dem Vorübergang des Centrums, treten Schneeschauer und etwas leichtere Bewölkung ein, während der Wind nach NW bis NO herumgeht. Am Nachmittag des 9. hat sich das Wetter bei schwachem Nordost mehr geklärt; darauf geht der Wind aber wieder nach Süden und führt neues Gewölk herauf, welches die Annäherung des neuen Wirbels andeutet. Im Allgemeinen wird somit das Wetter auf der Rückseite des Wirbels, nachdem der Wind nach der Nordseite herumgegangen, klarer und der Niederschlag minder stark sein, als dies auf der Vorderseite des Wirbels und bei den da herrschenden südlichen Winden der Fall gewesen.

323. Aus dieser ganzen Zusammenstellung ersehen wir also, dass der Vorübergang des Wirbelcentrums oder seine grösste Nähe am Beobachtungsorte den Augenblick bezeichnet, in welchem ein Umschlag im Wetter vor sich geht. In diesem Augenblick kehren alle meteorologischen Instrumente um. Das Thermometer geht vom Steigen zum Fallen über; ihm folgt der Feuchtigkeitsmesser; die

Windfahne dreht sich von einem wärmeren auf einen kälteren Windstrich; die Wolkendecke zerreisst; der Niederschlag wird leichter und geht im Winter oft von Regen in Schnee über. Das Barometer folgt indessen nicht unbedingt dieser allgemeinen Bewegung, sondern fährt fort zu fallen, wenn der Luftdruck im Wirbelcentrum im Abnehmen ist, und beginnt früher zu steigen, wenn der Luftdruck im Wirbelcentrum im Zunehmen begriffen ist. Der umgekehrte Wechsel der Witterung, bei welchem also die Temperatur und Feuchtigkeit vom Fallen zum Steigen sich wendet, der Wind von der Nordseite nach der Südseite herumläuft, die Wolken sich mehren, der Himmel sich trübt und der Niederschlag anfängt, tritt im Gegensatz dazu dann ein, wenn ein hoher Luftdruck durch einen Wirbel abgelöst wird, oder ein neuer Wirbel auf den vorangegangenen folgt. Ein Beispiel für einen solchen Zustand finden wir auf der Karte Fig. 43, wo Schweden sich auf der Rückseite des Wirbels befindet, dessen Centrum in Russland liegt, und das südliche Norwegen an der Grenze des Umfanges dieses Wirbels und des neuen Wirbels, der sich von den Färöern herbeibewegt, zu liegen kommt, während die Westküste Norwegens südlich von Stat bereits in das Gebiet dieses Wirbels hineingezogen ist. Zur Erläuterung der stattfindenden Erscheinungen geben wir die in Christiania gemachten Beobachtungen:

	Barometer.	Temperatur.	Dunstdruck.	Wind.	Bewölkung.
Febr. 6. Abends 8 Uhr	738,2 ^{mm}	5°,0	2,3 ^{mm}	NW ₃	0
Nachts		—2,2			
7. Morgens 8 Uhr	753,3	—0,4	2,1	NW ₁	1
Nachm. 2 Uhr	753,8	—0,6	2,3	S ₀	9
Abends 8 Uhr	746,3	—0,2	4,5	S ₂	10 Schnee
Von 9 Uhr Abends Wind SSW, 11 ³ / ₄ Uhr Abends: Regen.					

Nach dem Vorübergang des ersten Wirbels, dessen Centrum am Morgen des 7. in Russland liegt, steigt also das Barometer in Christiania, in der Nacht vom 6. auf den 7. sehr schnell; der Wind ist nordwestlich und das Wetter sehr klar. Dabei sinkt die Temperatur von +5° am Abend bis —2°,2 in der Nacht, während gleichzeitig der Dampfdruck abnimmt. Seinen höchsten Stand hat das Barometer am 7. gegen Mittag erreicht und sinkt darauf den Nachmittag über sehr rasch. Der Wind geht nach Süden herum, der Himmel bezieht

sich, zuerst mit einer Lage Cirrostratus, die aber gegen Abend in dickes Gewölk mit Schneefall übergeht. Dabei fängt die Temperatur an zu steigen, während gleichzeitig der Dunstdruck in sehr bedeutendem Grade zunimmt. Mittlerweile hat sich das neue Wirbelcentrum der norwegischen Küste rasch genähert, und befindet sich am Abend des 7. (305 und Fig. 45) schon im Nordwesten von Stat. Der Witterungswechsel beruht in diesem Falle also auf dem Uebergang des Beobachtungsortes von der Rückseite eines passirten Wirbels in die Vorderseite eines neuen Wirbels. — Ein ähnliches Beispiel bietet uns auf Fig. 53 der Nachmittag des 9. Februar, wo alle meteorologischen Elemente beim Uebergang von dem einen Wirbel zum andern aufs Neue umkehren.

324. Man hat die Wirbelbewegung der Luft um ein barometrisches Minimum mit den Wirbeln auf der Oberfläche des Wassers verglichen, in welchen die einzelnen Wassertheile krumme Bahnen um eine Vertiefung in der Wasserfläche herum beschreiben. Solche Wasserwirbel sieht man oft in einem Strome sich bilden, und dann mit der ganzen Wassermenge stromabwärts sich bewegen. In ähnlicher Weise; meinte man, würden die Wirbel in der Luft von den herrschenden Luftströmien fortgeführt, während die Luft innerhalb des Wirbels ihre kreisförmigen Bahnen um das Wirbelcentrum ausführte. Diese Vorstellung von den grossen Wirbelbewegungen der Atmosphäre stimmt indessen nicht mit den Thatsachen, welche die Erfahrung uns kennen gelehrt hat; überein. Bewegten sich nämlich die Wirbel in der Luft ebenso über die Erde hin, wie ein Wasserwirbel, der vom Strome mit fortgeführt wird, so müsste die Schnelligkeit, mit welcher die Luft sich über den Boden hin bewegt, d. h. die Geschwindigkeit des Windes an der Erdoberfläche, auf der Seite des Wirbels am stärksten sein, wo die Richtung des Windes mit der Richtung der Bahn des Wirbels zusammenfällt, und am schwächsten auf der entgegengesetzten Seite. Auf der nördlichen Halbkugel müsste somit die grösste Windstärke auf der rechten, und die geringste auf der linken Seite des Wirbels liegen. Ebenso müsste aber auch die Bewegung der Luft im Centrum als ein Wind empfunden werden, dessen Geschwindigkeit und Richtung der Bewegung des Centrums eben entsprach. Aber keines von beiden ist der

Fall; im Gegentheil geschieht es häufig, dass man die stärksten Winde in unseren Gegenden auf der Nordseite des Wirbels findet, während derselbe sich doch nach Osten bewegt, und statt des Windes im Centrum, welche der Bewegung desselben über die Erdoberfläche hin entsprechen sollte, findet man hier regelmässig Windstille als Mittelglied zwischen den entgegengesetzten Windrichtungen, welche vor und nach dem Durchgang des Wirbelcentrums beobachtet werden. Wäre die erwähnte Anschauung die richtige, so müssten ferner alle Windrichtungen im fortschreitenden Wirbel etwas nach vorn hinweisen, der Richtung entsprechend, welche das ganze System einschlägt. Auf der Vorderseite unserer Wirbel müssten demnach nicht südliche bis südöstliche, sondern südwestliche Winde sich zeigen, die dann nach dem höheren Luftdruck am Rande des Wirbels hin gerichtet wären, statt von ihm aus nach dem niederen Luftdruck in seinem Inneren hin zu wehen. Dies alles würde aber dem Gesetz für die Abhängigkeit der Windrichtung von der Vertheilung des Luftdruckes widersprechen, dessen Geltung wir doch unter allen Umständen bestätigt gefunden haben. Wäre der Wirbel wirklich eine bestimmte Luftmasse, welche wie ein Kreisel sich um ihren Mittelpunkt drehte, so wäre es endlich sehr schwer zu verstehen, wie die Winde an den verschiedenen Seiten des Wirbels in Bezug auf Temperatur, Feuchtigkeit, Wolkenbildung und Niederschlagsmenge verschiedene Eigenschaften besitzen könnten, denn es wäre doch nicht denkbar, wie der Wind, welcher soeben als Nordwind wehte, nach kurzer Zeit, wenn das Wirbelsystem einen halben Umschwung um seine Axe ausgeführt hätte, und er nun als Südwind auftreten müsste, plötzlich wärmer, feuchter, wolkenreicher und regenreicher geworden sein könnte, als zuvor.

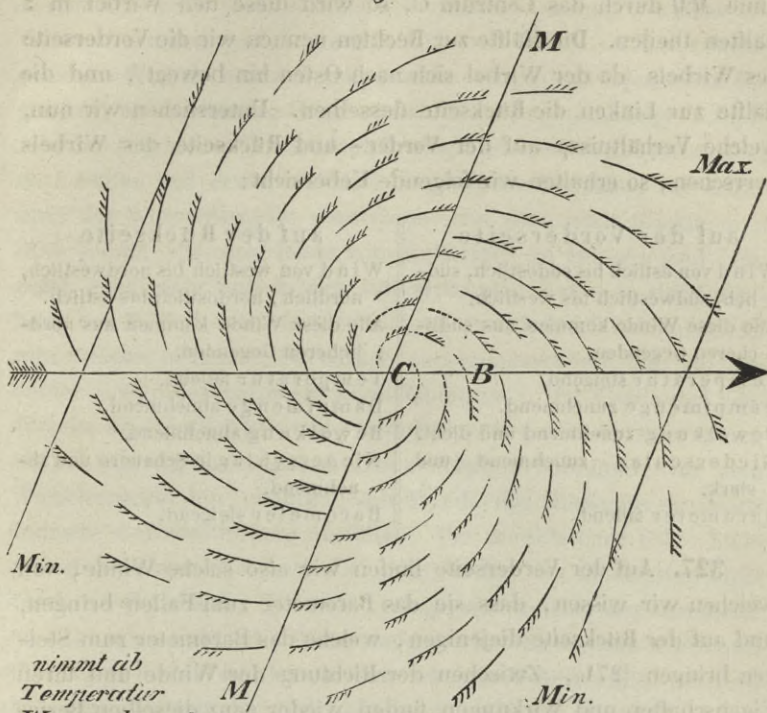
325. Halten wir fest daran, dass die Richtung und Stärke des Windes von der Richtung und Grösse des barometrischen Gradienten (279—284) an dem Orte abhängt, wo der Wind weht, und dass der Wind seine Eigenschaften aus den Gegenden mitbringt, aus welchen er kommt, so wird eine Betrachtung der verschiedenen Vertheilung des Luftdruckes und der Winde auf den verschiedenen Seiten des Wirbels, in Verbindung mit dem, was wir von den Ursachen, welche das Barometer zum Fallen oder zum Steigen

bringen, gelernt haben (271), uns eine ganz natürliche Erklärung der Fortbewegung des barometrischen Minimums oder des Wirbelcentrums an die Hand geben.

326. Die Bewegung der Luft im Wirbel geht in spiralförmigen Bahnen vor sich, welche sich um das Centrum herum krümmen, und diesem sich immer mehr nähern, und kann daher in zwei Bewegungen aufgelöst werden, von denen die eine senkrecht auf dem Gradienten steht, und die Luft um das Minimum herumwirbelt, die andere den Gradienten entlang geht, und die Luft nach dem Centrum hineinsaugt oder hineintreibt. So lange der Wirbel in Thätigkeit ist, wird letztere Bewegung den Punkten, wo der Luftdruck am geringsten oder die Luft am meisten verdünnt ist, immer neue Luftmassen zuführen und somit darnach streben, die Luftverdünnung auszufüllen. Wären nun keine Kräfte vorhanden, welche diese Luftverdünnung ständig erneuerten, so würde dieselbe nach und nach ausgeglichen werden und zuletzt ganz verschwinden. Wenn aber nun Kräfte existiren, welche die Luftverdünnung fort dauern lassen, so muss offenbar ihre Wirkung darin bestehen, die von allen Seiten her einströmende Luft wieder zu entfernen, und dies kann in keiner anderen Weise geschehen, als dadurch, dass sie dieselbe in dem barometrischen Minimum und um dieses herum zum Aufsteigen zwingen. Aber in dieser aufsteigenden Bewegung der Luft liegt nun grade die Ursache für die Erhaltung der Luftverdünnung; denn aufsteigende Luftströme, welche mit Wasserdampf gesättigt sind, vereinigen die meisten Bedingungen, welche den Luftdruck vermindern (271, Nr. 2, 3, 4). Ausserdem ist die Bewegung der Luft, welche auch den Barometerstand vermindert, (271 Nr. 5) in der Regel bei den barometrischen Minimen viel stärker, als bei den barometrischen Maximen. Betrachten wir nun aber die Verhältnisse innerhalb des Wirbels noch näher, so finden wir, dass die Bedingungen für das Aufsteigen der Luft keineswegs auf allen Seiten rings um das barometrische Minimum herum die gleichen sind. In Fig. 54 a. f. S. stellt die obere Figur den Wirbel in horizontalem Querschnitt vor. Das barometrische Minimum liegt in *C*, und der grosse Pfeil, den wir uns von Westen nach Osten gerichtet denken, bezeichnet die Bahn des Wirbelcentrums. Die kleinen Pfeile

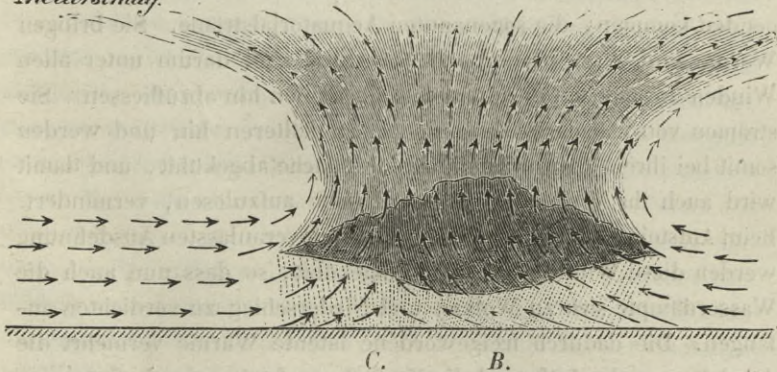
Fig. 54.

Barometer Max. steigt Min. fällt



nimmt ab
 Temperatur
 Wasserdampf
 Bewölkung.
 Niederschlag.

Max. nimmt zu
 Hintere — Vordere Hälfte.



C. B.

bezeichnen die spiralförmigen Bahnen der Luft, auf welchen dieselbe um und in das Minimum hinein strömt. Legt man nun eine Linie *MM* durch das Centrum *C*, so wird diese den Wirbel in 2 Hälften theilen. Die Hälfte zur Rechten nennen wir die Vorderseite des Wirbels (da der Wirbel sich nach Osten hin bewegt), und die Hälfte zur Linken die Rückseite desselben. Untersuchen wir nun, welche Verhältnisse auf der Vorder- und Rückseite des Wirbels herrschen, so erhalten wir folgende Uebersicht:

auf der Vorderseite

Wind von östlich bis südöstlich, südlich, südwestlich bis westlich.
 Alle diese Winde kommen aus südlicheren Gegenden.
 Temperatur steigend.
 Dampfmenge zunehmend.
 Bewölkung zunehmend und dicht.
 Niederschlag zunehmend und stark.
 Barometer fallend.

auf der Rückseite

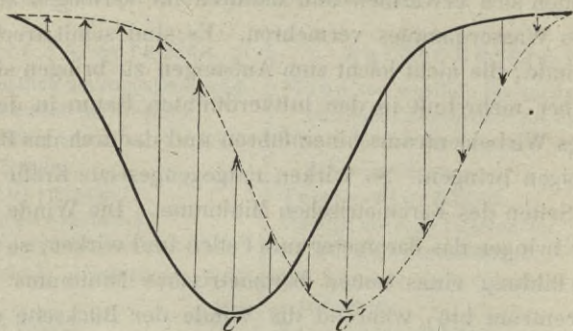
Wind von westlich bis nordwestlich, nördlich, nordöstlich bis östlich.
 Alle diese Winde kommen aus nördlicheren Gegenden.
 Temperatur fallend.
 Dampfmenge abnehmend.
 Bewölkung abnehmend.
 Niederschlag in Schauern und abnehmend.
 Barometer steigend.

327. Auf der Vorderseite finden wir also solche Winde, von welchen wir wissen, dass sie das Barometer zum Fallen bringen, und auf der Rückseite diejenigen, welche das Barometer zum Steigen bringen (271). Zwischen der Richtung der Winde und ihren Eigenschaften und Wirkungen finden wieder ganz dieselben Beziehungen statt, welche wir von den Windrosen her kennen. Auf der Vorderseite des Wirbels wehen Winde, welche von südlichen Gegenden kommen, die sogenannten Aequatorialströme. Sie bringen Wärme und Wasserdampf mit sich, und sind darum unter allen Winden am meisten dazu geneigt, nach oben hin abzufließen. Sie strömen von wärmeren Gegenden nach kälteren hin und werden somit bei ihrem Lauf über die Erdoberfläche abgekühlt, und damit wird auch ihr Vermögen, Wasserdämpfe aufzulösen, vermindert. Beim Aufsteigen der Luft und der dadurch veranlassten Ausdehnung werden diese Winde noch mehr abgekühlt, so dass nun auch die Wasserdämpfe sich zu Wolken und Niederschlag zu verdichten anfangen. Die dadurch freigewordene latente Wärme vermehrt die Ausdehnung der Luft und die Kraft des aufsteigenden Luftstromes.

Der Druck der Wasserdämpfe verschwindet aus der Atmosphäre, sobald der Niederschlag ausgeschieden und zur Erde niedergesunken ist. Hier hat man also alle Bedingungen vereinigt, welche ein Fallen des Barometers hervorrufen können (271). Auf der Rückseite des Wirbels kommen dagegen die Winde aus nördlichen Gegenden, als sogenannte Polarströme. Sie bringen niedrige Temperatur und sparsame Wasserdämpfe mit, und werden auf ihrem Weg nach Süden sich erwärmen und dadurch ihr Vermögen zur Auflösung des Wasserdampfes vermehren. Es sind somit trockne und kalte Winde, die nicht leicht zum Aufsteigen zu bringen sind, dagegen aber mehr Luft in den luftverdünnten Raum in der Umgebung des Wirbelcentrums hineinführen und dadurch das Barometer zum Steigen bringen. So wirken entgegengesetzte Kräfte auf den beiden Seiten des barometrischen Minimums. Die Winde der Vorderseite bringen das Barometer zum Fallen und wirken, so zu sagen, auf die Bildung eines neuen barometrischen Minimums vor dem Wirbelcentrum hin, während die Winde der Rückseite die stattfindende Luftverdünnung ausfüllen. Die unmittelbare Folge hiervon ist denn nun aber auch die, dass der Ort des niedrigsten Luftdruckes sich nach der Seite hin verlegt, auf welcher das Barometer am raschesten sinkt. Die Wanderung des barometrischen Minimums über die Erde hin ist also nur eine scheinbare Bewegung. Es sind stets neue Partien der Atmosphäre, in welchen dieses Minimum sich umbildet, und die ganze Ortsbewegung des Wirbels ist mit dem Fortschreiten einer Welle auf dem Meere zu vergleichen, deren Form dadurch entsteht, dass jedes Wassertheilchen eine auf- und abwärts gerichtete schwingende Bewegung ausführt, während gleichzeitig die verschiedenen Theilchen sich in verschiedenen Punkten dieser ihrer Bahn befinden. Das barometrische Minimum entspricht dem tiefsten Punkt des Wellenthales, und das barometrische Maximum zwischen zwei Wirbeln dem höchsten Punkt des Wellenkammes. Auf der Vorderseite des Wellenthales sind alle Wassertheile im Sinken, dem Barometer auf der Vorderseite des Wirbels entsprechend. Auf der Hinterseite des Wellenthales sind alle Wassertheilchen im Steigen, dem Barometer auf der Rückseite des Wirbels entsprechend. In Fig. 49 sehen wir die Bewegung von

oben, in Fig. 51 sehen wir sie von der Seite, und zu noch grösserer Deutlichkeit fügen wir hier Fig. 55 bei, in welcher die dicke Linie einen barometrischen Querschnitt durch den Wirbel in der Richtung der Bewegung des Centrums (wie in Fig. 51) vorstellt. Die niedersteigenden Pfeile bezeichnen den Fall des Barometers auf der Vorderseite, die aufsteigenden sein Steigen auf der Rückseite. Das

Fig. 55.



Ergebniss ist die neue punktirte Linie, welche die neue Lage des Wirbels anzeigt. Das Centrum ist von C nach C' verrückt.

328. Der Punkt, in welchem das Barometer am stärksten fällt, liegt irgendwo zwischen dem Centrum des Wirbels und dessen Rand. Betrachten wir den Punkt B in Fig. 54, so sehen wir, dass die Winde, welche durch diesen Punkt gehen, diejenigen sind, welche aus den südlichsten Gegenden her kommen und darum in der Regel die wärmsten und dampfreichsten sind; aus demselben Grunde sind sie es aber auch, welche bei ihrem Weg über die Erdoberfläche hin sich am meisten abgekühlt haben; auch haben sie Zeit genug zum Aufsteigen. In einem Punkt, wie B , werden darum die Bedingungen für den stärksten Fall des Barometers vorhanden sein. Von den anderen Winden, welche die Bahn des Centrums schneiden, werden die, welche dem Rande des Wirbels näher liegen, einen mehr östlichen Ursprung und kürzeren Weg haben, während die, welche dem Centrum näher liegen, aus mehr westlichen Gegenden stammen und auch auf ihrem Wege nicht so weit nach Süden herabgestiegen sind, wie die Winde, welche bei B wehen.

Jene beiden Windrichtungen werden darum keinen so starken Fall des Barometers hervorrufen, als die, welche den Punkt *B* treffen. Ueber die ganze Ausdehnung des Wirbels hin drängen sich die Bahnen der Lufttheilchen um so mehr zusammen, je mehr sie sich dem Centrum nähern, denn die Luftverdünnung im Centrum saugt ja die Luft, so zu sagen, um sich zusammen. Auf der Vorderseite des Wirbels wird dieser Zusammendrückung durch den aufsteigenden Luftstrom, der die Luft entführt, entgegen gearbeitet, und am stärksten ist dieser Luftstrom da, wo das Barometer am schnellsten fällt. Im eigentlichen Centrum des Wirbels wird entweder die Wirkung des aufsteigenden Stromes die zusammenpressende Kraft des Saugens überwiegen, und dann sinkt der Luftdruck im Centrum, wie am 7. und 8. Febr. 1868, oder es findet der umgekehrte Fall statt, dann steigt der Luftdruck im Centrum (8. bis 40. Febr.). Sind beide Wirkungen von gleicher Stärke, so bleibt der Luftdruck im Centrum unverändert. Auf der Rückseite des Wirbels wirkt die Zusammendrückung stärker, als die aufsteigenden Luftströme, und in Folge davon steigt das Barometer, und der Raum füllt sich mit kälterer und trocknerer Luft. Am stärksten wird dieses Steigen des Barometers zwischen dem Centrum des Wirbels und seinem Rande, weil hier die Luft am schnellsten zuströmt.

329. Die Luftströme, welche in einem Wirbel aufwärts steigen, dehnen sich während des Aufsteigens und der Verdichtung des Wasserdampfes sehr stark aus, sie verbreiten sich daher in den höheren Schichten der Atmosphäre nach allen Seiten und strömen über die den Wirbel umgebenden Gebiete hin, aus welchen dieser in den tieferen Luftlagen seine Luftströme aufsaugt. Diese emporgetriebenen Luftmassen haben aber in der Wolkenlage über dem Wirbel den grössten Theil ihrer Wasserdämpfe abgegeben und steigen darum über den höheren Luftdruck, welcher den Wirbel umgiebt, wieder als trockene Luftströme zur Erde herab, indem sie während des Niedersteigens sich erwärmen (61). Waren sie in den höheren atmosphärischen Schichten einer starken Wärmeausstrahlung unterworfen, so können sie bei ihrer Ankunft auf der Erdoberfläche sehr kalt auftreten. Der untere Theil von Fig. 54 stellt einen senkrechten Querschnitt durch den Wirbel längs der Bahn seines Centrums vor.

Die Pfeile veranschaulichen den Theil der Bewegung, welcher in der Ebene dieses Schnittes vor sich geht. Die Wolkenlagen, unten Cumulostratus, oben Cirrostratus (221), welche von den aufsteigenden Luftströmen gebildet werden, die Stärke des Niederschlages und die oberen seitlich gerichteten Luftströme sind, übereinstimmend mit den oben beschriebenen Verhältnissen, dargestellt.

330. Bei der Bewegung des barometrischen Minimums und des dasselbe umgebenden Wirbels über die Erde hin, werden nach und nach verschiedene Theile der Erdoberfläche in den Bereich des Wirbels gerathen und in Folge davon einen Witterungswechsel erfahren, wie wir denselben oben beschrieben haben. Alle Winde, welche das barometrische Centrum umgeben, werden, je nachdem dasselbe fortschreitet, nach einander auftreten. Die östlichen Winde auf der Nordseite des Wirbels verschieben sich zugleich mit dem Centrum beständig nach Osten und wehen also in einer Richtung, die der Richtung grade entgegengesetzt ist, nach welcher ihr Wirkungskreis sich verlegt. Sie wehen früher an westlicher gelegenen Orten, als an Orten, welche weiter nach Osten liegen, und schreiten also, so zu sagen, gegen ihre eigene Richtung fort. Die südlichen Winde auf der Ostseite des Wirbels pflanzen sich nach Osten hin fort und gehen also seitlings, indem sie an westlich gelegenen Orten eher auftreten, als an östlichen. Dasselbe ist der Fall mit den nördlichen Winden auf der Westseite des Wirbels, welche in Schottland früher wehen, als in Norwegen. Nur die westlichen Winde auf der Südseite des Wirbels blasen in derselben Richtung, nach welcher auch ihre Wirkungssphäre sich ausdehnt, da sie zuerst im Westen auftreten und erst später nach Osten hin gelangen. Bei alledem ist aber die Richtung und Stärke des Windes nicht von der Bewegung des Wirbelcentrums, sondern nur von der Vertheilung des Luftdruckes an dem Orte ihres Auftretens bedingt und abhängig.

331. Die bisher angeführten Beispiele, an welchen wir die atmosphärischen Zustände bei barometrischen Maximen und Minimen und die daraus fließenden Witterungsverhältnisse zu erläutern suchten, gewähren eine zutreffende Vorstellung von den Zuständen und Bewegungen der Atmosphäre, welche in unseren Gegenden am

häufigsten eintreten. Wir haben nun aber auch noch die mancherlei Abweichungen von dem bisher betrachteten Verhalten ins Auge zu fassen, durch deren Auftreten unsere Witterungszustände den ausserordentlich wechselvollen Charakter erlangen, welcher sie auszeichnet.

332. Die Beispiele barometrischer Minima, mit welchen wir uns beschäftigten, betrafen fast ausnahmslos so starke Bewegungen der Atmosphäre, dass sie unter die Bezeichnung des Sturmes oder wenigstens höchst unruhigen Wetters fallen. Grade diese Beispiele haben wir aber darum gewählt, weil die Gesetzmässigkeit und die Eigenthümlichkeiten dieser Verhältnisse bei starken Bewegungen der Atmosphäre viel schärfer und bestimmter hervortreten, als bei schwachen, denn bei jenen haben die Unebenheiten der Erdoberfläche und andere örtliche Störungen viel weniger Einfluss, als bei diesen. Wenn wir nun aber diese Verhältnisse in ihrer Allgemeinheit darstellen sollen, so müssen wir zuerst darauf aufmerksam machen, dass die meisten barometrischen Minima und Maxima in unseren Gegenden sich nicht durch besonders hohen oder besonders niedrigen Luftdruck auszeichnen, während gleichzeitig doch ihr Verbreitungsgebiet dem der angeführten Beispiele nichts nachgiebt. Bei demselben Umfang haben die barometrischen Minima minder tiefen, und die barometrischen Maxima minder hohen Luftdruck in ihren Mittelpunkten, oder mit anderen Worten: die schwächeren barometrischen Gradienten und die damit zusammenhängenden schwächeren Winde bilden die Regel, die grösseren Gradienten und die stärkeren Winde die Ausnahme. In Folge davon sind die Veränderungen des Wetters in der Regel nicht so ausgeprägt, wie in den oben betrachteten Fällen. Die Bedingungen für das Entstehen barometrischer Minima und Maxima sind nämlich in den meisten Fällen nicht so stark entwickelt, dass sie besonders starke Verdichtungen oder Verdünnungen der Luft veranlassen könnten, obwohl natürlich ähnliche Bedingungen immer ähnliche Wirkungen hervorrufen werden.

333. Barometrische Maxima und Minima bilden sich in Europa zu allen Jahreszeiten. Beiderlei Zustände erreichen jedoch im Sommer sehr selten eine bedeutende Stärke, während im Winter da-

gegen der Luftdruck in den barometrischen Minimen oft sehr tief herab, und in den Maximen oft sehr hoch hinauf geht. Die Gründe dafür sind folgende: Im Sommer ist der Wärmegrad der Luft in der Regel so hoch, dass sie weitaus nicht mit Wasserdampf gesättigt ist, denn obwohl die Menge der Wasserdämpfe in dieser Jahreszeit am grössten ist, wächst das Vermögen der Luft, dieselben aufzulösen, viel rascher, als die Temperatur (113). Im Sommer nimmt ferner die Lufttemperatur von den südlichen nach den nördlichen Gegenden hin nur verhältnissmässig langsam ab — die Isothermen liegen weit von einander entfernt —, so dass die südlichen Winde auf ihrem Wege nach Norden nur langsam sich abkühlen. Da somit im Sommer die Verdichtung des Wasserdampfes verhältnissmässig nur wenig zum Sinken des Barometers beiträgt, und dieses vielmehr von der eigenen Wärme der Luft abhängig ist, so erreichen die barometrischen Minima in dieser Jahreszeit nur selten eine hervorragende Bedeutung. Der Sommer ist die Ruhezeit der Atmosphäre. Dadurch ist indessen nicht ausgeschlossen, dass die Sonnenwärme, welche in dieser Jahreszeit die Bewegungen der Atmosphäre beherrscht, nicht auch häufig stärkere Störungen hervorrufen könnte, doch beschränken sich diese auf ein engbegrenztes Gebiet. So bilden sich z. B. häufig durch die Hitze der Sommersonne starke örtliche aufsteigende Strömungen, die von starkem Niederschlag begleitet werden, und in einzelnen Gegenden, wie in Mitteleuropa, so häufig auftreten, dass der Sommer die regenvollste Zeit wird. An den europäischen Westküsten fällt der meiste Niederschlag dagegen mit den grossen Wirbeln des Winters. Dass sehr hoher Luftdruck sich nur selten im Sommer bilden kann, ist die unmittelbare Folge der höheren Wärme, welche die Luft ausdehnt, und ein Verdichten derselben in den niederen Luftschichten unmöglich macht.

334. Im Gegensatz dazu sind im Winter die Bedingungen für die Bildung hoher barometrischer Maxima und tiefer barometrischer Minima in vorzüglichem Grade vorhanden. Die Kälte über den Continenten (295) veranlasst unmittelbar die Verdichtung der Luft und das Entstehen barometrischer Maxima mit ihren absteigenden Luftströmen. Dagegen sind die milde Temperatur der Westküsten, die

grosse relative Feuchtigkeit und die rasche Abnahme der Lufttemperatur von Süd nach Nord (Karte Fig. 6) ebensoviel Umstände, welche an der europäischen Westküste im Winter die Bildung starker barometrischer Minima begünstigen. Diese Jahreszeit ist deshalb für die Atmosphäre die Zeit der Unruhe, voller Stürme und Witterungswechsel.

335. Die Form der barometrischen Maxima und Minima wird durch die Form der sie umgebenden isobarischen Linien bestimmt. In manchen Fällen ist dieselbe fast kreisförmig, in anderen oval oder eiförmig, bald mit dem grössten Durchmesser in nord-südlicher, bald in ost-westlicher, bald in anderer Richtung. Bei den barometrischen Minimen scheint die letzte Form mit einer grössten Ausdehnung von Norden nach Süden etwas häufiger zu sein, als andere Formen. Sehr häufig sind die isobarischen Linien ziemlich ausgebuchtet, so z. B. beim barometrischen Minimum vom 8. Febr. 1868 (Fig. 47) und beim barometrischen Maximum vom 4. August 1868 (Fig. 41). Bisweilen bilden sich besondere kleinere barometrische Maxima und Minima zur Seite der grösseren. Solche besondere Minima haben oft sehr starke Gradienten und sind dann von heftigen Stürmen begleitet. Die innersten Isobaren derselben schliessen sich um das ihnen eigenthümliche Minimum, während die äusseren Isobaren sich als hervorragende Knoten oder Buchten der regelmässigen isobarischen Curven darstellen, mit welchen das grössere Minimum umgeben ist.

336. Die Ausdehnung der barometrischen Maxima und Minima kann nach der Ausdehnung der sie umschliessenden isobarischen Linien für einen bestimmten Barometerstand (z. B. für 760^{mm}) gemessen werden. Die barometrischen Maxima erstrecken sich gemeinlich über grosse Flächenräume, etwa das ganze oder halbe Europa, innerhalb welcher die Gradienten immer schwach und die Winde gleichfalls schwach sind. Die barometrischen Minima können dagegen von sehr verschiedener Weite sein, von ganz geringem Durchmesser an bis zu einer Ausdehnung, die vom Nordcap bis nach Gibraltar, oder von Grönland bis nach Norwegen sich erstreckt. Wir haben oben Fig. 51 auch dafür schon ein Beispiel gesehen, wie ein und derselbe Wirbel bei seinem Weg über die Erde hin an Ausdehnung zu- und abnehmen kann.

337. Die barometrischen Maxima behaupten sich gewöhnlich längere Zeit über eben den Orten, an welchen sie sich gebildet haben. Verrücken sie sich, so geschieht dies nur langsam, und man sieht sie bald nach der einen, bald nach der anderen Seite wandern. Die barometrischen Minima bewegen sich dagegen in der Regel, und sehr oft sogar ziemlich schnell. In der nördlichen gemässigten und kalten Zone verpflanzen sie sich in den allermeisten Fällen von Westen nach Osten. Die Wirbel, welche über Europa hingehen, kommen fast ohne Ausnahme vom Atlantischen Ocean oder vom Eismeere. Viele Wirbel gehen nach Nordost, manche aber auch nach Südost. Bisweilen gehen sie nach Norden, bisweilen nach Süden. Eine westliche Bewegung ist dagegen sehr selten. In einigen Fällen scheinen sie still zu stehen. Tritt letzteres ein, so haben die Gegenden auf ihrer Ostseite beständige südliche Winde mit Niederschlag, und die Gegenden auf ihrer Westseite beständige nördliche Winde. Solchen ganz oder wenigstens annähernd stillstehenden barometrischen Minimen zwischen Grönland und Norwegen, denen ein Wirbel von beträchtlicher Grösse entspricht, haben wir es zu verdanken, wenn Norwegen andauernd mildes Wetter, überwölkten Himmel, Südwind und Niederschlag hat, während auf der grönländischen Ostküste gleichzeitig Nordwind und Kälte herrscht. Im südlichen Europa, in den Ländern um das Mittelmeer, scheinen Form und Bahn der Wirbel unregelmässiger zu sein, als in unseren nördlichen Gegenden. Die Bahn, welche ein und dasselbe Wirbelcentrum beschreibt, ist nicht selten ziemlich unregelmässig und gekrümmt, wie dies ja leicht erklärlich ist, wenn man bedenkt, wie verschieden in ihren Eigenschaften die Luftströme sein können, welche gegen das Centrum anblasen, und wie leicht es eintreffen kann, dass bald die Luftströme, welche von dieser, bald die, welche von jener Seite kommen, am meisten dazu geeignet sind, den Luftdruck zu vermindern. Südwinde, welche über weite Landstrecken hingeweht haben, und dadurch ausgetrocknet sind, können in dieser Hinsicht Westwinden nachstehen, wenn letztere vom Meere herkommen, und ist dies der Fall, dann wird die stärkste Luftverdünnung an der Südseite eintreten und der Wirbel nach dieser Seite hin fortschreiten. Wenn die Luft in Norwegen

während des Winters sehr kalt und trocken ist, sieht man regelmässig die Wirbelcentra von Schottland aus nach der Nordsee hinunter abbiegen und nach Deutschland, statt nach Norwegen gelangen. Hohe Gebirge, welche dem Lauf der Winde in den Weg treten, treiben die Luftströme nach oben, und veranlassen dadurch eine Verdichtung des Wasserdampfes, welcher die Wirbelcentra nach diesen Gegenden hinzieht. In dieser Weise können Gebirge auch zur Verstärkung der Wirbelcentra, welche sich ihnen nähern, beitragen, und durch den Niederschlag, welchen sie auf der Rückseite des Wirbels hervorrufen, auch noch nachträglich dazu beitragen, die Luftverdünnung des Wirbels sowohl nach Umfang, als nach Stärke zu vermehren. Ein Beispiel dafür sahen wir in dem Wirbel, welcher den 7. und 8. Februar 1868 mit seinem Centrum Norwegen passirte (Fig. 43, 45 und 47). Auf seiner Vorderseite wirkte die hohe norwegische Westküste schon am Abend des 7. (Fig. 45) durch den Regen, den sie veranlasste, und am Morgen des 8. (Fig. 47) durch die Schneeschauer, welche den Nordwestwind begleiteten, in Verbindung mit der sturmartigen Geschwindigkeit dieses Windes, darauf hin, das Barometer auf einen sehr niedrigen Stand herabzudrücken, gerade zur selben Zeit, als das Wirbelcentrum diese Gegenden passirte.

338. Die Geschwindigkeit, mit welcher die barometrischen Minima sich weiter bewegen, ist sehr verschieden. Wie gross die durchschnittliche Geschwindigkeit etwa sein mag, lässt sich zur Zeit noch nicht mit irgend welcher Genauigkeit angeben. Man hat Wirbelcentra beobachtet, welche still stehen oder sich sehr langsam verschieben, und wieder andere, die sich mit einer Geschwindigkeit von mehr als 90 Kilometer (42 geogr. oder 48 Viertelmeilen) in der Stunde fortbewegen, also eben so schnell wie der Wind bei einem heftigen Sturm. 40 Kilometer (22 Viertelmeilen) in der Stunde ist eine sehr häufig vorkommende Geschwindigkeit der barometrischen Minima, welche im Winter unsere Gegenden passiren. Dasselbe Wirbelcentrum zeigt überdies in den verschiedenen Theilen seiner Bahn gewöhnlich verschiedene Geschwindigkeiten. Ein ausgezeichnetes Beispiel dafür liefert uns der oft besprochene Wirbel in Nordeuropa vom 7. bis 10. Februar 1868. Ueber dem Atlanti-

schen Meere, während er sich Norwegen näherte, war seine Geschwindigkeit am grössten. Sie nahm bedeutend ab, sobald das Centrum das Festland erreicht hatte, und verringerte sich noch weiter im nördlichen Russland. Dies erklärt sich, wenn wir bedenken, dass die Winde, welche hier auf der Vorderseite auftraten, Landwinde waren, und nicht dasselbe Vermögen, das Barometer zum Fallen zu bringen, besitzen konnten, wie dies die Seewinde gehabt, die ihre Stelle in dem Wirbel einnahmen, ehe derselbe Norwegen erreichte. Wir sehen ja auch, wie gleichzeitig der Luftdruck im Centrum steigt, oder, mit anderen Worten, wie die Luftverdünung des Centrums sich ausfüllt. Derselbe Fall trat ein bei dem Wirbelcentrum, welches am Morgen des 7. in Westrussland zu beobachten war. Es war der Ueberrest eines Wirbelcentrums, welches am Tage zuvor das südliche Norwegen mit sehr niedrigem Luftdruck und sehr grosser Geschwindigkeit passirt hatte. Die kalten und trocknen Winde Russlands (Fig. 44, 46 und 48) füllten die Luftverdünung aus, so dass das ganze Minimum am 8. Februar verschwunden war. Die Geschwindigkeit dieses Minimums war am 6. Februar in Norwegen 92 Kilometer in der Stunde, in der Nacht vom 6. auf den 7. im finnischen Meerbusen 56 Kilometer, am 7. aber, wo es im Begriff war sich zu füllen, stand es beinahe still. Das Wirbelcentrum vom 25. Januar 1868 zeigt ähnliche Erscheinungen (Fig. 33). Ueber dem Atlantischen Meer war sein Luftdruck sehr tief, am 24. um 11 Uhr Abends nur 717^{mm}, und seine Geschwindigkeit ungefähr 40 Kilometer in der Stunde. Als es sich Norwegen näherte, stieg der Luftdruck im Centrum (am Morgen des 25. 723^{mm}, am Morgen des 26. 737^{mm}) und damit nahm auch seine Geschwindigkeit ab (28 und 23 Kilometer in der Stunde). Am 26. füllte es sich, und der niedrige Luftdruck zog sich nach Norden zum Eismeere hinauf. Betrachtet man die Karte Fig. 34, so liegt die Erklärung dieser Verhältnisse vor Augen. So lange die Ostseite des Wirbels dem warmen, dampfreichen Luftkeil, welcher sich von Portugal aus nördlich über die britischen Inseln hinaus erstreckt, seine Luftströme entnahm, fiel das Barometer stark, und schritt die Bewegung des Centrums rasch nach Osten hin fort; sobald aber letzteres so weit nach Osten vorgedrungen war, dass die Winde seiner Vor-

derseite von dem kalten und trockenen europäischen Binnenland herkamen, konnten diese Winde die Luftverdünnung nicht mehr aufrecht erhalten, sondern füllten sie, so dass das barometrische Minimum verschwand, noch ehe es Norwegen erreicht hatte.

339. Ueber das nordatlantische Meer passiren fortwährend barometrische Minima. Die Dampfschiffe, welche vom Canal nach New York gehen, erfahren auf diesem Wege viel häufigere und raschere Veränderungen im Luftdruck, als auf ihrer Rückfahrt von New York nach dem Canal. Dass das Barometer bei der Fahrt nach Westen so häufig fällt und steigt, ersteres bei südlichen, letzteres bei nördlichen Winden, ist der Ausdruck dafür, dass das Schiff durch verschiedene Wirbel hindurchgeht, die natürlich in diesem Falle rascher auf einander folgen, als bei einem festen Beobachtungsorte, da das Schiff sich in einer Richtung bewegt, die der Richtung der Fortpflanzung der Wirbel grade entgegen läuft. Auf dem Wege nach Osten verfolgt das Schiff denselben Weg, den die Wirbel einschlagen, und wird darum auch einen viel weniger veränderlichen Luftdruck haben, da es sich längere Zeit innerhalb desselben Wirbels befindet. Bewegt der Wirbel sich rascher ostwärts als das Schiff, so wird dieses von der Vorder- und Rückseite des Wirbels in der gewöhnlichen Weise passirt werden, nur langsamer als ein fester Beobachtungsort. Wenn aber das Schiff, was auch der Fall sein kann, rascher als das Wirbelcentrum nach Osten vorrückt, so wird man an Bord desselben bei nördlichem Winde das Barometer fallen, und bei südlichem dasselbe steigen sehen, jenes so lange man zwischen dem Westrande des Wirbels und seiner Mitte sich befindet, dieses während man vom Centrum aus nach seinem östlichen Vorderrande vordringt. Holt das Schiff darauf wieder einen neuen Wirbel ein, so erhält es beim Eintritt in seine Rückseite abermals fallendes Barometer bei nördlichem Winde. Diese Bemerkungen veranschaulichen nicht allein die Bewegungsverhältnisse der Wirbel im Atlantischen Ocean, sondern zeigen auch in sehr treffender Weise, welchen Einfluss es auf Auffassung meteorologischer Vorgänge überhaupt und zumal ihrer Zeit und Dauer haben kann, wenn der Beobachter seinen Ort auf der Erdoberfläche verändert.

340. Wie in Europa, hat man auch in Nordamerika die Zü-

stände und Wechsel des Wetters studirt, und dafür ganz dieselben Gesetze gefunden, die bei uns gelten. Das Untersuchungsfeld erstreckt sich hier vom Fuss des Felsengebirges bis an die Ostküste. Die barometrischen Maxima und Minima sind von denselben Witterungserscheinungen, wie in Europa begleitet. Die barometrischen Minima wandern vorzugsweis von Westen nach Osten und entschwinden dem Gesichtskreis der Beobachtung über dem Atlantischen Meere. Aus besonderen Untersuchungen hat man ersehen, dass man in manchen Fällen ein Wirbelcentrum von Amerika aus über den Ocean bis ganz nach Europa herüber verfolgen kann. Die amerikanischen Wirbel unterscheiden sich darin von den europäischen, dass sie, je weiter sie nach Osten kommen, um so mehr die Winde ihrer Vorderseite vom Meere (dem Golfstrom) her ansaugen, während ihre Rückseite die Winde dem trocknen und — im Winter — kalten Binnenlande entnimmt. Bei den europäischen Wirbeln erhält dagegen, sobald sie das Festland erreicht haben, die Vorderseite ihre Winde vom Lande und die Rückseite die ihrigen vom Meere, und wir sahen, wie das dazu dient, dieselben aufzuhalten, zu schwächen und endlich auszufüllen. In Amerika muss natürlich das entgegengesetzte gelten, und man findet in der That auch viele Fälle, in welchen das barometrische Minimum sich bei abnehmendem Luftdruck erweitert und rasch gegen das Meer hin wandert. In den amerikanischen Winterwirbeln wird der Gegensatz zwischen den warmen und feuchten Winden der Vorderseite, und den kalten und trocknen der Rückseite sehr augenfällig, und dies erklärt die raschen und jähen Wechsel in der Temperatur, der Feuchtigkeit, der Bewölkung und dem Niederschlag, welche die nordamerikanische Witterung auszeichnen. So betrug z. B. am 19. und 20. Januar 1866 der Temperaturunterschied zwischen den Orten auf der Vorder- und der Rückseite eines Wirbels 32° . In New Harmony in Indiana war der 19. der wärmste Tag des Monats mit einer Mitteltemperatur von $+16^{\circ},4$ und der 20. der kälteste Tag des Monats mit einer Mitteltemperatur von $-10^{\circ},4$. An einzelnen Orten fiel die Temperatur in 6 Stunden volle 33° .

341. Der Vorübergang eines Wirbels an einem Ort ist mit einer Drehung des Windes verbunden, welche, wenn der Ort auf

der nördlichen Halbkugel liegt, auf der rechten Seite des Wirbels mit der Sonne, auf der linken Seite des Wirbels der Sonne entgegen geht. Aus vielfachen Beobachtungen an zahlreichen Orten der nördlichen gemässigten Zone hat Dove nachgewiesen, dass die Drehung des Windes in den meisten Fällen mit der Sonne vor sich geht. Da wir nun wissen, dass die Wirbelcentra der nördlichen gemässigten Zone gewöhnlich von Westen nach Osten fortschreiten, und dass die Wirbel so häufig sind, dass die meisten Drehungen des Windes auf ihre Rechnung kommen, so sind wir zu dem Schluss berechtigt, dass die meisten barometrischen Minima auf unserer Halbkugel nördlich von der gemässigten Zone passiren. Aus den Beobachtungen, welche man aus Spitzbergen, dem grönländischen Meere, Grönland und dem arktischen Nordamerika zur Verfügung hat, geht hervor, dass die Drehung des Windes in diesen Gegenden in den meisten Fällen der Sonne entgegen geht. Daraus können wir schliessen, dass die meisten barometrischen Minima südlich von diesen Gebieten vorübergehen. Die Region der nördlichen Halbkugel, in welcher die barometrischen Minima am häufigsten vorkommen und sich mit Vorliebe bewegen, umfasst somit die Hudsonsbay, Labrador, Newfoundland und das Meer zwischen Newfoundland und Grönland, so wie auch Island, das Meer zwischen Island, Jan Mayen, Spitzbergen, der Bäreninsel und Norwegen, und weiter östlich das Meer zwischen der Bäreninsel, Spitzbergen und Novaja-Semlja. Weiter nach Osten hin reicht unsere Kunde nicht. Fragen wir nach dem Grunde für das häufige Vorkommen der barometrischen Minima auf diesem Gebiete, so tritt uns unwillkürlich die Bemerkung entgegen, dass wir uns hier am linken Saume des Golfstromes und des warmen nordatlantischen Meeresstromes befinden, d. h. an ihrer Grenze nach Nord und Nordwest, wo sie sich mit den kalten Gewässern des Polarstromes berühren, welche aus der Baffins-Bay und dem grönländischen Meere hervorkommen (Fig. 9 und 10). Die verschiedenen Wärmegrade dieser Meeresströmungen geben den Luftströmen, welche über sie dahinstreichen, sehr verschiedene Eigenschaften. Ein Wirbel, welcher sich auf dieser Grenzlinie bewegt, bezieht die Winde seiner östlichen oder nordöstlichen Seite von den warmen Meeresstrichen.

Dieselben sind natürlich auch erwärmt (Fig. 6. 8) und dampfreich (Fig. 16 und 17) und somit geeignet, die Fortpflanzung des Wirbels längs der bezeichneten Grenzlinie nach Ost oder Nordost zu befördern. Die Winde auf der westlichen oder südwestlichen Seite des Wirbels kommen dagegen aus den Polarländern oder den kalten, eisbedeckten Meeresgebieten des Polarstromes, und sind darum vorzüglich geeignet die Luftverdünnung im Rücken des Wirbelcentrums auszufüllen. Auf dieser Haupt- und Heerstrasse der Wirbelcentra liegt Island. Mit seinen hohen Gebirgen, deren mächtige Schneegipfel sich in Wolkenmassen hüllen und dadurch schon das Verdichtungsvermögen des Landes bezeugen, liegt Island mitten im Wege der vom Golfstrom und dem Atlantischen Meere herkommenden warmen, dunstbeschwerten Luftströme, als wäre es dazu bestimmt, die Wasserdämpfe derselben niederzuschlagen und den Luftdruck in diesen Gegenden zu verringern. So erklärt sich der auffallend niedrige Barometerstand, der während der Wintermonate auf dieser Insel herrscht, und auf welchen wir schon früher (163 und Fig. 25) aufmerksam gemacht hatten. Das barometrische Minimum, welches die Karte Fig. 26 zwischen Island und der Bäreninsel für den Januar nachweist, ist ein Ausdruck dafür, dass wir die Strasse vor uns haben, auf welcher die Wirbelcentra, durch die aufsteigenden Luftströme, welche die Gebirge Islands veranlassen, verstärkt, während der Wintermonate mit Vorliebe sich bewegen. Wenn dieselben im Osten des Nordcaps mehr unter den Einfluss der vom Lande herkommenden Winde gerathen, steigt der Luftdruck, und sie verlieren an Umfang und an Stärke, je mehr sie sich den kalten Gegenden im Norden Asiens nähern.

342. Je weiter man nach Süden geht und der heissen Zone sich nähert, um so mehr nimmt die Häufigkeit der barometrischen Minima ab, während dagegen die barometrischen Maxima an Ausbreitung und Beständigkeit zunehmen. Das Wetter wird ruhiger und gleichmässiger. In der Passatregion herrscht das allerbeständigste Wetter. Im äquatorialen Windstillengürtel — den man als ein barometrisches Minimum zwischen beiden Passaten ansehen kann, welches durch die hohe eigene Wärme des Aequators und die Menge von Wasserdämpfen, die durch die Passate hier zusammengeführt

werden, veranlasst und erhalten wird — ist starker Niederschlag und unbeständiger Wind mit häufiger Windstille der vorherrschende Charakter der Witterung. In der südlichen gemässigten Zone, die vorzugsweis aus Meer besteht, dreht sich der Wind am häufigsten mit der Sonne (316), was darauf hindeutet, dass die vorherrschenden nordwestlichen Winde (188, 192) der Nordseite (Fig. 39) zahlreicher Wirbel angehören, deren Centra sich in höheren südlichen Breiten ostwärts bewegen.

343. Der hohe Luftdruck, welcher über den Meeren an den Grenzen der Passatregion (Fig. 26 und 27) sich findet, beruht darauf, dass in diesen Gegenden häufig Maxima des Luftdruckes auftreten, während sie selten von barometrischen Minimen durchkreuzt werden. An den Polarseiten dieser Gebiete liegen nämlich Zonen, in welchen die Wärme und die Verdichtung des Wasserdampfes, ebenso wie an der Aequatorseite, darauf hinwirken, einen niederen Luftdruck zu unterhalten, und die von diesen barometrischen Minimen auf beiden Seiten aufsteigenden Luftströme senken sich als trockene Luftmassen (295) auf die an den Wendekreisen gelegenen Gegenden nieder, und verursachen hier die erwähnten barometrischen Maxima.

344. Die Ursache der Bewegungen des Luftkreises ist somit überall die ungleiche Vertheilung des Luftdruckes. Dies zeigt sich sowohl bei den barometrischen Maximen, als bei den barometrischen Minimen. Die letzteren entstehen durch aufsteigende Luftströme, welche der Wärme der Luft und der in den Wasserdämpfen gebundenen, bei ihrer Verdichtung aber freiwerdenden Wärme ihren Ursprung verdanken. Diese Wärme der Luft und der Dämpfe hat aber ihren gemeinsamen Ursprung in der Wirkung der Sonnenstrahlen auf die Oberfläche des Landes und des Meeres. Die treibende Kraft, welche die Winde bewegt, und durch dieselben das Wetter und seine Wechsel regelt, ist somit eigentlich die Wärme der Sonne. Die Atmosphäre stellt somit eine Sonnenmaschine dar, deren Zwischenglieder aus Winden und Wasserdämpfen bestehen, und die täglich eine Arbeit ausführt, gegen welche die Leistung der grössten Maschinen, mit denen wir sie vergleichen könnten, verschwindend klein ausfällt.

Siebentes Capitel.

Stürme.

345. Unter **Sturm** verstehen wir jeden Wind, dessen Geschwindigkeit oder Stärke einen gewissen Grad überschreitet. Auf der See, wo der Wind im Durchschnitt stärker ist, als auf dem Lande, rechnet man einen Wind als Sturm, wenn seine Geschwindigkeit über 50 Viertelmeilen in der Stunde oder über 25 Meter in der Secunde beträgt. Auf dem Lande dagegen bezeichnet man einen Wind bereits als Sturm, wenn seine Geschwindigkeit $16\frac{3}{4}$ Meter in der Secunde überschreitet. Die Windstärke, welche einem Sturme entspricht, wird nach der Landscala mit 5 und darüber, auf der Seescala mit 9 und darüber bezeichnet (479).

346. Dem Gesetze für die Windstärke gemäss (281), weht ein Wind als Sturm, wenn sein barometrischer Gradient sehr gross ist, d. h. wenn der Luftdruck an nahe bei einander liegenden Orten grosse Unterschiede darbietet. Wie gross der Gradient sein muss, um einen Sturm zu veranlassen, beruht einmal darauf, welche Windstärke man als Sturm bezeichnet, und dann darauf, welchen Widerstand der Wind auf seinem Wege zu überwinden hat. Auf dem Meere wird eine geringere Grösse des Gradienten einen stärkeren Wind zur Folge haben, aber hier nennt man einen Wind nicht Sturm, ehe er eine grössere Geschwindigkeit erreicht hat. Auf dem Lande gehört ein stärkerer Gradient dazu, um dem Winde eine bestimmte Geschwindigkeit zu verleihen, aber hier rechnet man denselben auch schon für Sturm, ehe man zur See es thun

würde. Durchschnittlich kann man einen Wind für Sturm rechnen, wenn sein Gradient grösser als $0,3^{\text{mm}}$ für eine geographische Meile ist. An den Küsten wird, bei demselben Gradienten, ein Wind, welcher vom Meere kommt, viel früher als Sturm empfunden werden, als dies bei dem vom Lande kommenden der Fall ist.

347. Um die barometrischen Maxima sind die Gradienten immer klein, und darum blasen an solchen Orten keine Stürme. Um die barometrischen Minima dagegen und an der Grenze zwischen barometrischen Maxima und Minima findet man häufig so grosse Gradienten, dass sie Stürme veranlassen. Um das barometrische Minimum blasen die Winde in einem Wirbel, und ein Sturm bildet daher immer wenigstens einen Theil eines Wirbels. An allen Punkten eines Wirbels, wo der Gradient eine gewisse Grösse überschreitet, die wir auf $0,3^{\text{mm}}$ pr. geographische Meile festsetzen wollen, hat man einen Sturm. Wir nennen diesen und alle grösseren Gradienten Sturmgradienten. In manchen Fällen, z. B. in den Stürmen, welche man in der heissen Zone findet, begegnet man auf allen Seiten des Wirbels Sturmgradienten und Sturmwinden. Solche Stürme nennt man Wirbelstürme oder Cyklone. Die Stürme in den gemässigten und kalten Zonen sind gewöhnlich nicht vollständige Wirbelstürme, da meistens nur ein Theil des Wirbels Sturmgradienten und Winde von Sturmesstärke aufzuweisen hat, während in den übrigen Theilen des Wirbels kleinere Gradienten und schwächere Winde auftreten. Wenn solche Winde einen sehr grossen Umfang haben, werden die Isobaren und die Windbahnen in grösserem Abstand vom Centrum nur wenig gekrümmt erscheinen. Ein Sturm an solchen Orten wird leicht, wenn man nur den Theil der Erdoberfläche ins Auge fasst, an welcher der Wind in stürmischer Bewegung ist, so aufgefasst werden können, als ob alle Theile der Luftmasse sich in gradlinigen Bahnen nach derselben Richtung bewegten; doch wird eine eingehendere Betrachtung, welche einen grösseren Theil der Erdoberfläche umfasst, immer darthun, dass der Sturm einen Theil eines Wirbels ausmacht. Die Richtung, in welcher ein Wind als Sturm sich bewegt, ist ebenso, wie bei jedem anderen Winde, von der Richtung und Grösse der Gradienten, und von der Ablenkung der Windbahn durch die bekannten Kräfte (287) abhängig. Stürme auf

der nördlichen Halbkugel haben immer den niedrigsten Luftdruck zur Linken und etwas nach vorn, wenn man dem Winde den Rücken zudreht, während Stürme auf der südlichen Halbkugel den niedrigsten Luftdruck zur Rechten und etwas nach vorn haben.

348. Da ein Sturm immer einen Theil eines Wirbels ausmacht, muss man bei demselben zwischen der Bewegung des Windes um das Centrum, und der Bewegung des Wirbel- oder Sturmcentrums unterscheiden. Alle Bewegungsverhältnisse, die bei einem Sturm in Betracht kommen, werden am klarsten vor Augen treten, wenn man erst Ort und Bewegung des Wirbelcentrums, und dann die Bewegung des stürmenden Windes um und gegen das Centrum bestimmt. Da ein Wirbelcentrum in den meisten Fällen sich über die Erde hin bewegt und der ganze Wirbel ihm folgt, wird der Wind an einem festen Beobachtungsort während des Sturmes sich gewöhnlich drehen und zwar entweder mit der Sonne oder gegen die Sonne. Die Veränderungen der meteorologischen Elemente, welche den Uebergang eines Wirbels über einen Ort begleiten, findet man in ganz besonderem Grade ausgeprägt, wenn die Bewegung der Luft eine sturmartige ist (332). Alles, was wir früher über die Wirbel gesagt haben, werden wir somit unmittelbar bei der Betrachtung der Stürme in Anwendung bringen können.

349. Durch die Karten Fig. 33, Fig. 43, Fig. 45 und Fig. 47 haben wir bereits mit den europäischen Winterstürmen Bekanntschaft gemacht. Auf Fig. 33 sehen wir, wie auf verschiedenen Seiten des Wirbels Sturm herrscht: auf der östlichen Seite desselben in Norwegen von SO und S, auf der Südseite des Wirbels in den Niederlanden und Frankreich von SW, und auf der Südwestseite des Wirbels von W. In Fig. 43 sehen wir den stärksten Sturm auf der Südostseite des westlichen Wirbels bei den Shetlandsinseln von S, und auf seiner Südseite in Nord-Schottland von SW und W, so wie auf der Rückseite des östlichen Wirbels in der Ostsee von NW. Ueberall, wo die Isobaren dichter aneinander liegen, herrscht Sturm. Im höchsten Grade ausgeprägt tritt uns dies auf der Karte Fig. 47 entgegen, wo die Westküste des südlichen Norwegens einen sehr starken Sturm aus NW mit ungewöhnlich dicht liegenden Isobaren oder starken Gradienten nachweist. Wie es kommt, dass die

Gradienten in einzelnen Fällen und an einzelnen Orten so stark werden, hat die Wissenschaft bis jetzt noch nicht erklären können. Es ist dies ein Theil der Hauptfrage nach den Ursachen der Veränderung des Luftdruckes, auf welche wir wohl eine theilweise Antwort geben können, soweit sie die Art und Weise der Veränderung betrifft (271), bei welcher aber sehr Vieles noch ungelöst bleibt, sobald es sich um die in Zahlen ausdrückbare Grösse der Veränderungen handelt.

350. In den nördlichsten Theilen Nordamerika's, in Grönland, dem grönländischen Meere und bei Spitzbergen, welche Gegenden gewöhnlich an der Nordseite der Wirbel und des warmen Meeresstroms liegen, blasen die meisten Stürme aus einer nördlichen Weltgegend, und der Wind dreht sich während des Sturmes gegen die Sonne. Die Stürme setzen mit östlichem bis nordöstlichem Winde ein, und drehen sich über N nach NW.

In der nördlichen gemässigten Zone, zu welcher wir hier den Theil des Eismeereres mit rechnen, welcher vom warmen Atlantischen Meeresstrom eingenommen wird, gehören die Stürme hauptsächlich der Südseite der Wirbel an (316) und der Wind dreht sich demzufolge während des Sturmes von SO durch S und SW nach W und NW. Auf der norwegischen Westküste blasen die Stürme am häufigsten aus SW, demnächst aus W und NW (Seewinde). Die seltenste Sturmrichtung ist O (Landwinde). Die Stürme, welche Europa treffen, sind Theile der Wirbel, deren Centra vom Atlantischen Meere kommen. Die meisten dieser Sturmcentra kommen zwischen Island und Schottland in unseren Bereich und wandern theils nach Ost, theils nach Nordost und theils auch nach Südost. Wenn die Wirbel das Festland erreicht haben und etwa bis Russland vorgedrungen sind, verlieren sie in der Regel an Stärke und ihre Luftverdünnung füllt sich. Die Westküsten Europa's sind in dieser Weise weit stürmischer, als das Binnenland.

351. Im Atlantischen Oceane wächst die Häufigkeit der Stürme mit der Entfernung vom Aequator. Nach Maury fügen wir hier folgende Tabelle bei, welche nachweist, an wie vielen von 100 Tagen unter den verschiedenen Breitegraden und in den verschie-

denen Jahreszeiten ein Wind weht, dessen Stärke nach der Land-
scala durch 4 oder darüber bezeichnet werden muss:

Breitengrad.	Winter.	Frühling.	Sommer.	Herbst.	Jahr
	December Januar Februar	März April Mai	Juni Juli August	September October November.	
55° — 60°	93	25	2	31	151
50 — 55	84	29	17	39	169
45 — 50	89	39	10	29	167
40 — 45	68	30	7	36	141
35 — 40	71	41	8	32	152
30 — 35	39	22	3	22	86
25 — 30	13	7	2	9	31
20 — 25	9	6	1	5	21
15 — 20	10	4	0	2	16
10 — 15	3	4	1	2	10
5 — 10	1	1	0	0	2
0 — 5	0	0	0	0	0
Summa :	480	208	51	207	946

Man sieht, wie in jeder Jahreszeit die Anzahl der starken Winde wächst, je weiter man nach Norden kommt und sich der nördlichen Grenze des warmen Meeresstromes nähert (344).

352. In Nordamerika wandern die Sturmcentra ebenfalls von Westen nach Osten, und halten sich dabei besonders auf den Breitengraden, welche nördlich von den Vereinigten Staaten und Canada liegen. Viele Bahnen von Sturmcentren gehen über die grossen Binnenseen, und nicht wenige liegen ausserhalb der Ostküste. Die Drehung des Windes erfolgt in diesen Gegenden daher vorzugsweis gegen die Sonne. Ob die Sturmcentra sich bei den Felsengebirgen bilden, oder weiter von Westen her, aus dem Gebiete des Stillen Oceans, kommen, hat man bis jetzt noch nicht ermitteln können. Im nördlichen Stillen Ocean sind die Verhältnisse denen des Atlantischen Meeres ähnlich, doch ist das Stille Meer nach der Natur der Sache etwas ruhiger, da hier kein so starker Gegensatz zwischen warmen und kalten Meeres- und Luftströmungen besteht.

353. Da die barometrischen Minima in den gemässigten und kalten Zonen im Winter stärker aufzutreten pflegen, als im Sommer (333), so wird auch die Häufigkeit der Stürme während des Win-

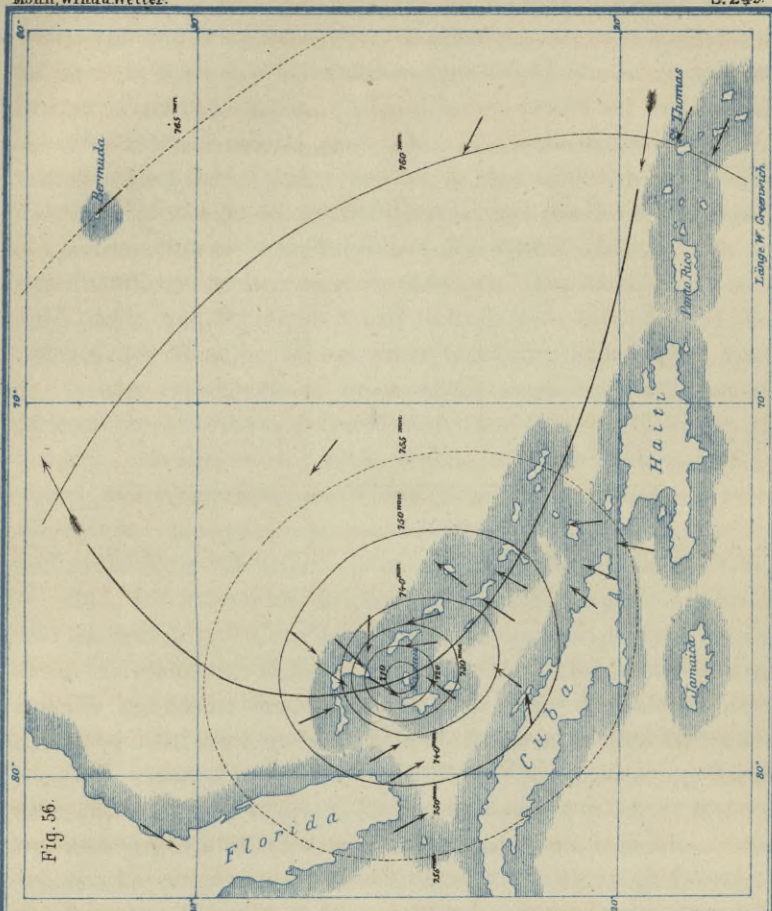
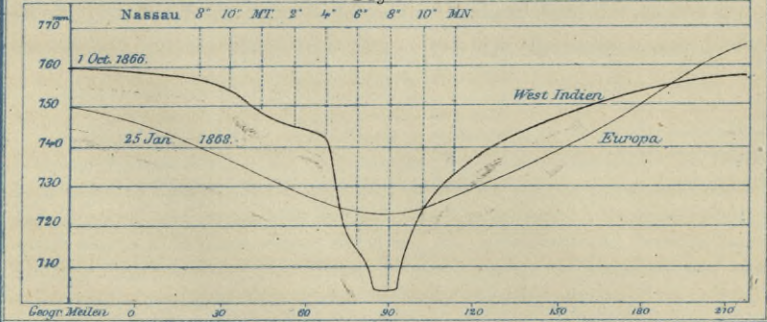


Fig. 57



ters viel grösser sein, als während des Sommers. Dies erhellt in Bezug auf das Atlantische Meer deutlich aus der voranstehenden Tabelle. In Norwegen fallen durchschnittlich 11 Sturmtage auf den Winter, 4 auf den Frühling, 3 auf den Sommer, 8 auf den Herbst, also 26 Sturmtage auf das ganze Jahr. Die Sommerstürme sind gewöhnlich ganz localer Art, indem sie in einem ziemlich beschränkten Umkreise wehen. In der südlichen gemässigten Zone erhält man die meisten Stürme vom Nordrande der Wirbel, welche sich in hohen südlichen Breiten ostwärts bewegen. Der Wind dreht sich unter ihnen von NO durch N und W nach SW. Diese Stürme, in welchen der Wind so oft aus einem westlichen Strich bläst, sind es, welche es zeitweis so beschwerlich machen, die Südspitze Afrika's und Amerika's in der Richtung von Osten nach Westen zu passiren. Sie sind es aber auch, welche in hohem Grade dazu beitragen, den vorherrschenden Westwinden (den sogenannten braven Westwinden) ihre grosse durchschnittliche Windstärke zu verleihen und dadurch der Schifffahrt sehr erspriessliche Dienstē leisten (212).

354. Die Stürme der heissen Zone oder die tropischen Stürme sind in vieler Hinsicht von den Stürmen der gemässigten und kalten Zonen verschieden. Fig. 56 ist eine Karte*) über einen Sturm, welcher am Abend des 4. October 1866 über die Bahamainseln dahinging. Auf der Karte sieht man die Isobaren für jede 40^{mm} ausgezogen, sowie die für 765^{mm} und 755^{mm} . Der Massstab der Karte ist ungefähr doppelt so gross, als der der Karten Fig. 33, 41 u. s. w. Die Richtung des Windes ist durch kleine Pfeile angegeben; die Windstärke ist bei dieser Darstellung aber nicht berücksichtigt. Die dicke Linie zeigt die Bahn des Wirbelcentrums. In dem Augenblick, den die Karte veranschaulicht, befand sich der tiefste Luftdruck bei Nassau (Bahamainseln), wo das Barometer nur 704^{mm}

*) Diese Karte ist dem »Handybook of Meteorology« des schottischen Meteorologen Alexander Buchan entnommen. Die Isobaren für 750^{mm} bis 710^{mm} sind später in Buchans Karte nach den bei Nassau vor und nach dem Durchgang des Centrums gemachten Beobachtungen eingetragen. Da diese Isobaren somit nicht auf Beobachtungen beruhen, die gleichzeitig an verschiedenen Punkten rings um das Sturmcentrum gemacht wären, so geben sie nur eine annähernde Uebersicht über die Vertheilung des Luftdruckes.

zeigte. Auf einer Strecke von 4 bis 5 geogr. Meilen um diesen Punkt herum war der Luftdruck nur wenig höher, aber in weiterer Entfernung war der Unterschied im Luftdruck in kurzen Abständen ganz ausserordentlich, wie man dies an der dichten Lage der Isobaren erkennt. Noch weiter von dem barometrischen Minimum bei Nassau entfernt, fangen die Isobaren wieder an etwas auseinander zu treten und in der Nähe der Bermudainseln und von St. Thomas ist ihr Abstand schon ziemlich bedeutend. Wir haben also bei Nassau ein barometrisches Minimum, um welches die barometrischen Gradienten eine Grösse oder Steilheit besitzen, wie sie bei europäischen Stürmen nicht vorkommt. Fig. 57 zeigt den barometrischen Querschnitt durch Nassau neben dem Querschnitt des uns bekannten europäischen Wirbels vom 25. Januar Morgens (Fig. 33). Ein Blick auf diese Figur genügt, um eine Vorstellung davon zu geben, wie ganz anders starke Gradienten, und welche ungleich bedeutendere Luftverdünnung in dem westindischen Minimum stattfinden, als bei europäischen Wirbeln. In der Partie des westindischen Minimums, welche Nassau zwischen 4 und 5 Uhr des Nachmittags passirte, war der Gradient $3,6^{\text{mm}}$ pr. geographische Meile, also 12mal grösser als der kleinste Sturmgradient ($0,3^{\text{mm}}$). Um dieses tiefe und steile barometrische Minimum bewegt sich nun, wie die Karte nachweist, der Wind in einem Wirbel, mit der Richtung, welche der nördlichen Halbkugel angehört. Die Windrichtung fällt im innersten Theil des Wirbels fast mit der Isobare zusammen und zeigt nur unbedeutend nach dem Centrum hin. Weiter nach aussen, wo die Gradienten kleiner werden, weist die Windrichtung auch mehr nach dem Centrum hin, und am äussersten Umfang des Wirbels, draussen im Atlantischen Ocean, wo die Gradienten schon schwach geworden sind, stehen die Windpfeile grösstentheils fast senkrecht auf der Isobare, mit einer nur geringen Abbeugung nach rechts. In der unmittelbaren Umgebung des Wirbelcentrums, da, wo der Luftdruck nur wenig von dem des Centrums sich unterscheidet, befindet sich ein windstiller Raum. Um diesen herum rast ein Orkan, wie es der Steilheit des Gradienten entspricht, mit einer Windgeschwindigkeit von durchschnittlich mehr als 36 Meter, in einzelnen Stössen über 55 Meter in der

Secunde. In grösserem Abstand vom Centrum nimmt die Stärke des Windes, mit der Grösse der Gradienten, ab und auf dem Atlantischen Meere und bei den Antillen ist der Wind ganz schwach. Der ganze Wirbel bewegt sich längs der auf der Karte bezeichneten Bahn über die Erde hin, zuerst nach W und NW, dann nach N und endlich nach NO. Bis er die Bahamainseln passirt hatte und sich Bermuda näherte, betrug die Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Centrums ungefähr 24 Kilometer in der Stunde, später stieg sie bis auf 48 Kilometer.

355. Das angeführte Beispiel giebt eine gute Vorstellung von mehreren der besonderen Eigenschaften, welche den tropischen Stürmen angehören. Wir wollen nun eine vollständigere Beschreibung dieser Stürme geben und nachweisen, wie ihr Wesen auf denselben Gesetzen beruht, wie bei unseren Stürmen, und wie die Abweichungen von diesen durch die Verschiedenheit der geographischen und meteorologischen Verhältnisse bedingt ist.

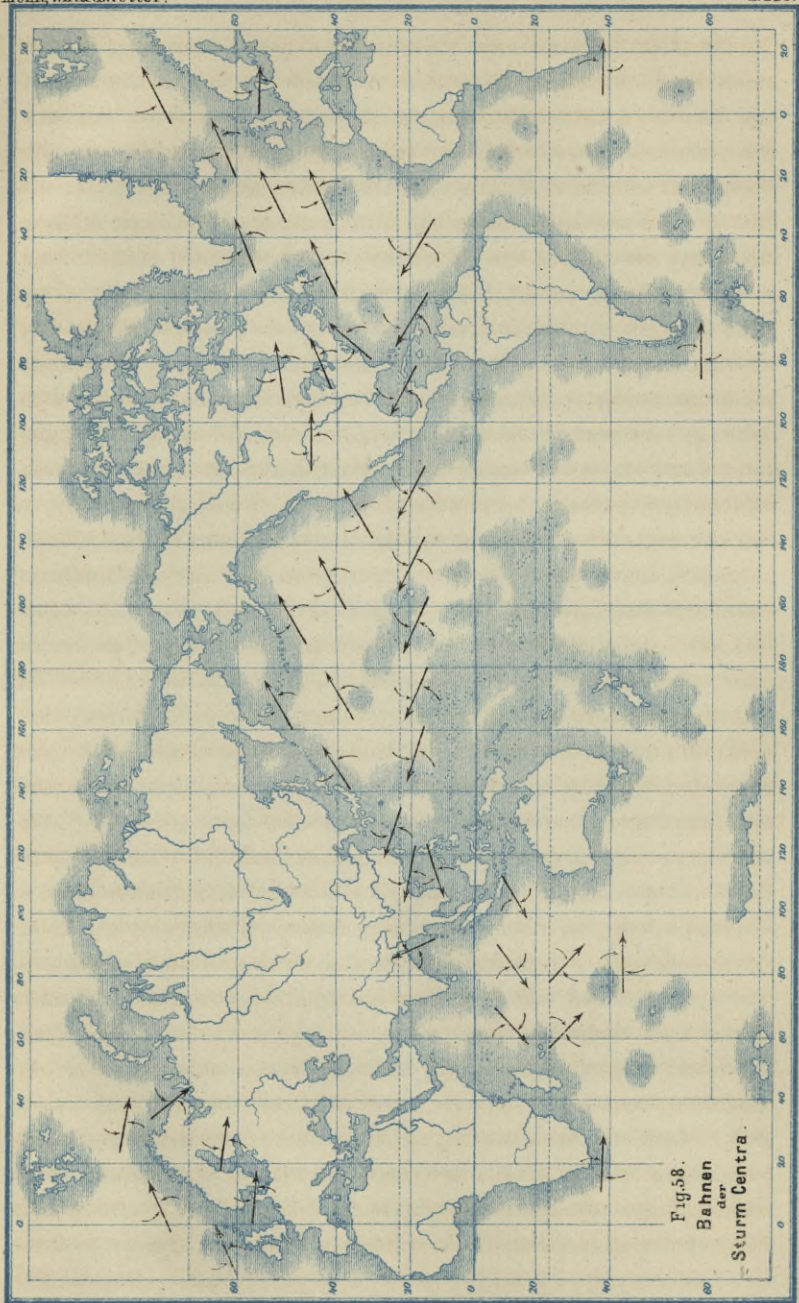
356. Die tropischen Stürme sind Wirbelstürme oder Cyclone, in welchen der Wind auf allen Seiten des Centrums eine ausserordentliche Heftigkeit hat. Die Partie, in welcher die Windstärke bis zum Orkan oder sehr starken Sturm steigt, bildet einen Kreis oder ein Oval mit einem Durchmesser, der zwischen 12 und 80 oder mehr geographischen Meilen schwanken kann. Im Mittelpunkte des Wirbelsturms befindet sich ein barometrisches Minimum, in welchem der Luftdruck oft ganz ungewöhnlich niedrig, wenig über 700^{mm}, sich zeigt. Um diesen Punkt liegt ein kleiner ungefähr kreisförmiger Raum von 2 bis 4 Meilen Breite, in welchem der Luftdruck fast ebenso niedrig steht, wie im Centrum. Ausserhalb dieses Raumes steigt der Luftdruck sehr schnell im Verhältniss zum Abstand vom Centrum, so dass der barometrische Gradient in vielen Fällen bis über 3^{mm} pr. Meile hinaufgeht. In weiterer Entfernung vom Centrum werden die Gradienten schwächer, und schliesslich erreicht der Luftdruck seine durchschnittliche Höhe. — Die Geschwindigkeit des Windes entspricht der Projection des Gradienten auf dessen Bahn. Um das Centrum befindet sich ein Raum, in welchem völlige Windstille herrscht. Diesen nennt man den centralstillen Raum. Ausserhalb desselben rast der Wind mit der Geschwindigkeit

und Kraft des Orkanes in dem Bezirk, wo die starken Gradienten davon zeugen, wie gross der Unterschied im Luftdruck zwischen zwei nahe gelegenen Orten ist, und wie schnell derselbe nach aussen hin wächst. Da wo die Grösse der Gradienten nach dem Rande des Wirbels zu abnimmt, nimmt auch die Windstärke in entsprechendem Verhältniss ab. Mit Abzug des centralstillen Raumes sind es also die inneren Partien des Wirbels, in welchen der Orkan mit grösster Stärke wüthet. Auf den verschiedenen Seiten des Wirbels kann übrigens die Windstärke, je nach der Grösse der Gradienten, im selben Abstand vom Mittelpunkt verschieden sein. Die Richtung des Windes stimmt mit dem dafür aufgestellten Gesetze überein (279). Im inneren Theil eines Cyklons bläst der Wind fast in Kreisen um das Centrum. Die Isobaren sind nahezu kreisförmig, und die Bahnen des Windes oder der Lufttheilchen fallen beinahe mit den Isobaren zusammen. Im inneren Theile des Cyklons werden demnach die Windbahnen sehr gekrümmt sein. Dies, in Verbindung mit der grossen Geschwindigkeit der Luft, erzeugt eine ungewöhnlich starke Centrifugalkraft, welche die Richtung der Lufttheile auf der nördlichen Halbkugel sehr nach rechts, und auf der südlichen Halbkugel sehr nach links ablenkt. Dieser starken Centrifugalkraft ist es zunächst zuzuschreiben, dass die Richtung des Windes fast um einen rechten Winkel von der Richtung des Gradienten abweicht, oder fast gar nicht nach dem Centrum sich hinkehrt, denn die durch die Erdumdrehung veranlasste Abbeugung zur Rechten oder zur Linken ist unter den niedern Breitengraden der tropischen Gegenden weniger bedeutend (287). Die Bewegung der Luft gegen das Centrum hin ist verhältnissmässig klein, aber doch immer noch merklich, und in Folge der grossen Geschwindigkeit, mit welcher die Luft sich überhaupt bewegt, sind die durch diese Bewegung nach dem Centrum hineingeführten Luftmassen immer noch ausserordentlich gross. Je weiter man sich vom Centrum entfernt, um so kleiner wird die Geschwindigkeit des Windes, desto geringer die Krümmung der Isobaren und der Windbahnen und desto schwächer folglich auch die Centrifugalkraft und die durch diese bedingte Ablenkung des Windes von der Richtung der Gradienten. In grösserer Entfernung vom Mittelpunkt wird der Wind also nicht nur

schwächer, sondern auch mehr gegen das Wirbelcentrum hin gerichtet erscheinen. — In den tropischen Wirbelstürmen ist der Unterschied zwischen der Temperatur und der Feuchtigkeit der Luft an verschiedenen Seiten des Wirbels nur gering, wie dies nicht anders zu erwarten ist, wenn man bedenkt, mit welcher Geschwindigkeit die Luft in den inneren Theilen des Wirbels um das Centrum von einer Seite nach der anderen herüber geführt wird und wie gering die Ausdehnung dieser Wirbel im Ganzen ist. — Ueber den tropischen Sturm breitet sich, als sein unfehlbarer Begleiter, ein mächtiges, dunkles Gewölk, welches Ströme von Regen herabsendet. Der Gipfel dieser Sturmwolke erhebt sich bisweilen bis zu einer Höhe von etwa 4 geogr. Meilen über die Erdoberfläche, denn man hat sie auf dem Meere am Horizonte in einer Entfernung von 90 geogr. Meilen noch sehen können. Unter dieser Hauptwolke sieht man häufig auch noch zerrissene Wolkenmassen, die vom Innern des Wirbels nach seinem Rande zu fortgetrieben werden. Oft ist die Luft so mit Wolkenmassen und Regen erfüllt, dass es mitten am Tage dunkel wird, und Himmel und Meer zu verschmelzen scheinen. Der Mittelpunkt der Sturmwolke, oder ihr dichtester Punkt, liegt an der Seite des Centrums, nach welcher die Bewegung desselben hingerichtet ist, (man vergleiche die Darstellung in Fig. 54) und die Wolkenmasse liegt hauptsächlich über der Vorderseite des Wirbels. Blitz und Donner sind von der Sturmwolke unzertrennlich. In selteneren Fällen öffnet sich die Wolke über der Mitte des Sturmes und lässt für kurze Zeit den blauen Himmel durchscheinen. Dies nennt man »das Auge des Sturmes«.

357. Die tropischen Wirbelstürme entstehen ungefähr unter dem 40. Grad nördlicher oder südlicher Breite und bewegen sich in der Art, dass das Centrum gewöhnlich erst nach Westen geht und sich dabei nach Norden oder Süden vom Aequator entfernt. Ungefähr unter den Wendekreisen, oder in noch grösserer Entfernung vom Aequator, wendet sich das Centrum häufig direct nach Norden oder Süden, um sich darauf auf der nördlichen Halbkugel nach Nordosten, auf der südlichen nach Südosten weiter zu bewegen. Die Gestalt der Bahnen wird auf diese Weise häufig einer Parabel ähnlich, deren Scheitel ungefähr zwischen dem 20. und 30.

Breitengrade liegt und mit der gewölbten Seite sich nach Westen wendet. Es kommen Fälle vor, in welchen das Centrum nur einen Theil einer solchen Bahn beschreibt, entweder nach Westen oder Nordwesten, nach Norden oder Nordosten. Derartig ist die gewöhnliche Bahn der Sturmcentra in Westindien, auf der Westseite des Stillen Oceans und im indischen Meere. In der bengalischen Bucht wandern dieselben gewöhnlich von der Andamanengruppe nach der Gangesmündung hin. Im chinesischen Meere, wo man diese Stürme Tyfons nennt, zeigen dieselben gewöhnlich einen sehr kleinen Durchmesser, und die Centra, die übrigens oft beinahe stille zu stehen scheinen, bewegen sich im Allgemeinen nach Westen, zwischen Südwesten und Nordwesten durch alle Compassstriche umherschwankend. Auf der Karte Fig. 58 findet man die allgemeinen Bahnen der Sturmcentra für die ganze Erde, soweit wir diese Verhältnisse kennen, durch die grossen Pfeile angezeigt, während das kleine Pfeilpaar andeutet, in welcher Richtung der Wind um das Centrum wirbelt. Im Atlantischen Meere hat man mehrere Wirbel über sehr weite Strecken verfolgen können. So hatte ein Cyklon sein Centrum am 30. August 1853 unter 42 Grad nördl. Breite unmittelbar im Süden der Inseln des grünen Vorgebirges ausserhalb der afrikanischen Westküste. Von hier wanderte der Cyklon nach Westen und etwas nach Norden, und am 3. September befand sich sein Centrum unter dem 20. Breitengrad im Norden der Antillen. In 4 Tagen hatte derselbe also das Atlantische Meer passirt. Am 6. September hatte das Centrum den 30. Grad nördl. Breite südlich vom Cap Hatteras erreicht. Hier wendete dasselbe sich nun nach Norden und Nordosten und passirte am 7. September die Höhe von Cap Hatteras, kreuzte am 8. den 40. Breitengrad im Süden von Halifax, bewegte sich am 9. die Südseite der Newfoundlands-Bank entlang, befand sich am 10. mitten im Atlantischen Meere zwischen Newfoundland und Irland auf dem 50. Breitengrad und am 11. im Nordwesten von Schottland, von wo es seine Richtung nach dem Eismeere hin nahm, ohne dass man dasselbe weiter hätte verfolgen können. — Es ist der gewöhnliche Fall, der auch bei letzterwähntem Sturm eintrat, dass der Umfang des Wirbels sich erweitert, je mehr derselbe in höhere Breiten hin-



aufdringt. Die Wirbel, welche in den tropischen Gegenden als Cyklone auftreten, und von dort in die gemässigten Zonen übergehen, nehmen daher nach und nach dieselbe Gestalt und die übrigen Eigenschaften an, welche den Wirbeln dieser Zone zukommen. Die Geschwindigkeit, mit welcher die tropischen Sturmcentra sich bewegen, kann sehr verschieden sein. In dem bengalischen Meerbusen und in der chinesischen See stehen sie oft so gut wie ganz still. Anderwärts beträgt ihre Geschwindigkeit 14 bis 20 Viertelmeilen (26 — 36 Kilometer) in der Stunde. Da, wo die Centra im westlichen Theil ihrer Bahn nach Nordosten umkehren, ist die Geschwindigkeit häufig am geringsten. Sie wird grösser, je weiter sie in die gemässigte Zone hinein vordringen, und ist in unseren Gegenden gewöhnlich grösser als in der warmen Zone. An einem Punkte der nördlichen Halbkugel, welcher von einem tropischen Sturmwirbel passirt wird, dreht der Wind sich mit der Sonne, wenn er von der rechten Seite des Wirbels berührt wird, und der Sonne entgegen, wenn die linke Seite des Wirbels ihn berührt. Auf der südlichen Halbkugel geschieht die Winddrehung der Sonne entgegen (W—N—O) an den Orten, welche von der rechten Seite des Wirbels passirt werden, und mit der Sonne, wenn sie von der linken Seite des Wirbels passirt werden. Je dichter das Centrum an einem Orte vorübergeht, desto rascher geht die Drehung des Windes vor sich, und desto rascher ist das Fallen des Barometers vor, und sein Steigen nach dem Vorübergang. Ein Ort, welcher so liegt, dass der eigentliche Mittelpunkt des Cyklons über ihn dahingeht, wird im voraus fallendes Barometer haben und den Wind, bei wachsender Stärke, immer von derselben Seite bekommen. Plötzlich wird es stille. Das Barometer hört auf zu fallen, der Regen strömt aus der dunkeln Wolke nieder, aus welcher es donnert und blitzt, und welche selten einmal zerreisst und das »Auge des Sturmes« zeigt. Die Centralstille geht über den Ort. Ebenso plötzlich, wie diese schauerliche Stille begann, nimmt sie ein Ende. Das Barometer fängt an zu steigen, der Orkan setzt von der grade entgegengesetzten Seite aufs Neue wieder ein und rast nun aus dieser Weltgegend, bis die Atmosphäre ihr Gleichgewicht wieder erlangt hat.

358. Abgesehen von der blossen mechanischen Kraft, welche ein solcher Orkan ausübt, und von deren Stärke man sich, wenn man nur die Stürme unserer Gegenden kennt, nicht leicht eine zutreffende Vorstellung machen kann, treten bei diesen tropischen Wirbelstürmen noch andere mitwirkende Ursachen auf, welche die Furchtbarkeit und die verheerenden Wirkungen derselben ausserordentlich erhöhen. Der niedrige Luftdruck in der Mitte des Orkanes hat zur Folge, dass das Meer sich an dieser Stelle unter dem verminderten Druck erhebt, während gleichzeitig seine Wasser, durch die von allen Seiten her heranbrausenden Luftströme nach eben diesem Punkte hin zusammengetrieben werden. Dadurch entsteht die Sturmfluth, die, wenn sie eine niedrige Küste erreicht, in Verbindung mit dem während des Orkanes niederstürzenden wolkenbruchartigen Regen, weite Landstrecken plötzlich unter Wasser setzen kann. In dieser Weise veranlassen die bengalischen Orkane oft ungeheure Verluste an Menschenleben, wenn sie über die flachen Niederungen der Gangesmündungen dahingehen. Auf offenem Meere ist die Sturmfluth nicht wahrnehmbar, da ihre Anschwellung sich über eine weitere Fläche verbreitet. Hier ist dagegen der brandende Wellenschlag, welcher den Orkan und besonders seine Mitte begleitet, für das von ihm überfallene Schiff ebenso gefährlich, wo nicht noch gefährlicher und verderblicher, als der entfesselte Sturm. Dieser Aufruhr der See, dessen Unregelmässigkeit aller Beschreibung spottet, indem Wellenmassen aus dem Meere aufsteigen und wieder niederstürzen, ohne dass man merken könnte, woher sie kommen, hat seine Ursache darin, dass alle die verschiedenen Wellensysteme, welche die aus entgegengesetzten Weltgegenden herstürmenden Winde des Orkans in seinem ganzen Gebiete aufgereggt haben, nun in einem Punkte zusammentreffen, so dass dieser seinen Wellenschlag gleichzeitig aus allen Compassstrichen erhält. Bedenkt man dabei noch, dass der ganze Sturmwirbel in jedem Augenblick seine Lage ändert, und dadurch zu immer neuen Wellenrichtungen Veranlassung giebt, welche sich nach den aus der Physik bekannten Gesetzen der Interferenz vernichten oder verstärken, so wird man leicht einsehen, wie regellos und ungestüm die Bewegung des Meeres während eines Orkanes ausfallen muss. In dem einen Augen-

blick werden alle gleichzeitig wirkenden Kräfte sich das Gleichgewicht halten, so dass die Meeresoberfläche mitten im Sturme regungslos daliegt, während im nächsten Augenblick das Gleichgewicht wieder gestört ist, und dieselben Kräfte nun zusammenwirken, um die Oberfläche der See in einem gewaltigen Wellenberge emporzuheben, oder zum steilen Wellenthale herabzudrücken. Am bedenklichsten ist die Lage des Schiffes im Centrum des Orkanes, wo kein Wind das herumgeworfene Schiff stützen kann; und hier ist es wohl vorgekommen, dass durch die plötzlichen und gewaltigen Stösse von den verschiedensten Seiten, denen das Fahrzeug ausgesetzt war, die Masten desselben gradezu über Bord geschleudert wurden. Nicht selten hat man auch erlebt, dass während ein Cyklon mit niedrigem Luftdruck über die Erde hinging, unterirdische Kräfte frei wurden und Erderschütterungen veranlassten. In solchen Fällen ist es schwer, die Verheerungen des Erdbebens von denen zu sondern, welche der Sturm hervorgebracht. Ein Phänomen, welches bisweilen das Erdbeben begleitet, wenn dieses seinen Mittelpunkt im offenen Meere hat, ist die grosse Meereswelle, welche mit der Geschwindigkeit der Fluth von dem Herde der Erschütterung nach allen Seiten hin sich ausbreitet. Trifft diese Welle das Land, so sind ihre zerstörenden Wirkungen ausserordentlich. Ihre Fortpflanzungsgeschwindigkeit ist geringer, als die des eigentlichen Erdbebens, und sie trifft daher auch später ein, als dieses. Wo sie auf seichten Boden trifft, stürzt der Wellenberg über das Wellenthal hinaus und die Welle bricht sich mit einer entsetzlich verheerenden Kraft, die auch die grössten und schwersten Gegenstände zerschmettert und mit sich reisst. Diese Erdbebenwelle, welche bisweilen den Orkan begleitet, darf nicht mit den Wellen, welche der Sturm aufpeitscht, verwechselt werden; am meisten Aehnlichkeit hat sie, wenigstens ihren Wirkungen nach, mit der Sturmfluth.

359. Die tropischen Orkane sind glücklicherweise nicht so häufig, wie die Stürme der gemässigten und kalten Zonen. Sie treten an den verschiedenen Orten vorzugsweis in bestimmten Jahreszeiten auf, so dass ihre Häufigkeit eine ziemlich ausgeprägte jährliche Periode nachweist. Die folgende Tabelle giebt eine Uebersicht

über diese Verhältnisse für die Orte, an welchen die Häufigkeit der Orkane am genauesten bestimmt ist:

Ort.	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November	December	Summe.
Westindien und nordatlantischer Ocean 1493 — 1855	5	7	11	6	5	10	42	96	80	69	17	7	355
Nördliches indisches Meer	1	2	4	9	14	6	3	5	11	17	11	5	88
Chinesisches Meer 1780 — 1845						2	5	5	18	10	6		46
Südliches indisches Meer 1809 — 1848	9	13	10	8	4				1	1	4	3	53
Mauritius 1820 — 1844	9	15	15	8								6	53

Auf beiden Halbkugeln fallen also die meisten Wirbelstürme auf die heissesten Monate. Auf die Monate Juni bis November fallen speciell sämtliche chinesische Tyfons der Tabelle und von den 355 westindischen und nordatlantischen Orkanen nicht weniger als 344. Dagegen fallen alle 53 Mauritius-Cyklone und von den 53 Wirbelstürmen des südlichen indischen Oceans nicht weniger als 47 auf die Monate zwischen December und Mai, d. h. auf die heissen Monate der südlichen Halbkugel. Im nördlichen indischen Meere fallen 53 von den dort registrirten 88 Cyklonen auf die Monate Juni bis November. Hier bemerkt man 2 Maxima der Häufigkeit, dem Wechsel des Monsuns im Frühling und Herbst entsprechend. Dieser Wechsel des Monsuns geht in folgender Weise vor sich. Im Winter weht der Nordostmonsun (Fig. 26). Sobald die Sonnenwärme auf das Innere Asiens zu wirken anfängt, bildet sich im nördlichen Hindostan ein barometrisches Minimum, nach welchem hin der Wind im nördlichen Theil Ostindiens (von Süden her) zu wehen anfängt. In dem Masse, wie die Erwärmung fortschreitet, erweitert sich aber die Wirkung dieses Minimums nach Süden hinab, bis überall der Südwestmonsun in voller Thätigkeit ist. Um diese Zeit ist es, dass die Cyklone hier ihr kleineres Häufigkeitsmaximum haben. Sie werden seltener, wenn das sommerliche Windsystem mit herrschendem Südwestmonsun sich voll entwickelt hat (Fig. 27). Im Herbst, wenn im inneren Asien die Abkühlung beginnt, steigt der

dortige Luftdruck über den der südlicheren Gegenden. So bildet sich ein barometrisches Minimum an der Nordgrenze des Südwestmonsuns. Mit dem Zurückweichen der Sonne nach Süden zieht sich dieses Minimum ebenfalls nach Süden zurück, und ihm folgt an seiner Nordseite der Nordostmonsun, während der Südwestmonsun an seiner Südseite nach dem Aequator hin zurückgedrängt wird. In dieser Periode ist es nun, dass die Herbsteyklone des nördlichen indischen Oceans entstehen und ihr zweites höheres Maximum der Häufigkeit erlangen. Sobald die regelmässigen Windverhältnisse des Winters (Fig. 26) wieder eingetreten sind, werden die Stürme auch seltener.

360. Um dem Leser eine Vorstellung von der Wirkung der tropischen Orkane und von dem Eindruck zu geben, welchen sie hervorrufen, theilen wir hier nach Dove eine Beschreibung des Orkanes mit, welcher die westindische Insel Barbados am 10. und 11. August 1831 verwüstete, wie dieselbe von einem Augenzeugen gleich nach der Katastrophe mitgeteilt worden ist.

»Um 7 Uhr Abends war der Himmel heiter und die Luft ruhig; diese Ruhe dauerte bis etwas nach 9 Uhr, wo der Wind aus Nord zu wehen anfang. Um halb 10 Uhr sah man ferne Blitze in NNO und NW. Windstösse und Regenschauer von NNO, getrennt durch Windstillen, folgten dann bis Mitternacht; das Thermometer fiel während derselben auf 28° C. und stieg während der Windstillen auf 30°. Nach Mitternacht wurde das ununterbrochene Flammen der Blitze schrecklich und grossartig, und der Sturm brauste wüthend von N und NO her. Aber um 1 Uhr Morgens am 11. wuchs die rasende Wuth des Windes, der Orkan wandte sich plötzlich von NO nach NW und den dazwischen liegenden Strichen des Compasses. Die oberen Regionen der Atmosphäre waren während dessen von ununterbrochenen Blitzen erleuchtet, aber diese lebhaften Blitze wurden an Glanz von den Strahlen elektrischen Feuers, welche nach allen Richtungen hin explodirten, übertroffen. Etwas nach 2 Uhr ward das Heulen des Orkans, der von NNW und NW hereinbrach, so, dass keine Sprache es zu beschreiben vermag. Oberstlieutenant Nickle, Befehlshaber des 36. Regiments, hatte unter einem Fensterbogen des unteren Stockwerkes nach der Strasse hin Schutz gesucht, und hörte

wegen des Sturmes nicht das Einstürzen des Daches und oberen Stockwerkes. Um 3 Uhr nahm der Wind ab, aber wüthende Stösse kamen abwechselnd aus SW, W und WNW. — «

»Einige Augenblicke hörten auch die Blitze auf, und die Dunkelheit, welche nun die Stadt einhüllte, war unbeschreiblich schrecklich. Feurige Meteore fielen nun vom Himmel, eins besonders von Kugelform und tiefrother Farbe, senkrecht aus einer bedeutenden Höhe. Diese Feuerkugel fiel ganz entschieden durch ihre eigene Schwere, nicht getrieben durch eine äussere Kraft. Als sie mit beschleunigter Geschwindigkeit sich der Erde näherte, wurde sie blendend weiss und von länglicher Gestalt. Als sie den Boden berührte, spritzte sie rings umher wie schmelzendes Metall und verlosch augenblicklich. Ihre Gestalt und Grösse war die einer Lampenglocke, und das Herumspritzen bei dem Aufstossen gab ihr das Ansehen einer Quecksilberkugel gleicher Grösse. Einige Minuten nach dieser Erscheinung sank das dumpfe Geräusch des Windes zu einem majestätischen Gemurmeln herab, und die Blitze, welche seit Mitternacht im Zickzack geleuchtet hatten, erschienen nun eine halbe Stunde lang mit neuer und erstaunlicher Thätigkeit zwischen den Wolken und der Erde. Die grosse Dunstmasse schien die Häuser zu berühren, und sendete Flammen niederwärts, die schnell wieder aufwärts von der Erde zurückschlugen. «

»Augenblicklich nachher brach der Orkan von Westen wieder herein mit unbeschreiblicher Gewalt, tausend Trümmer als Wurfgeschosse vor sich hertreibend. Die festesten Gebäude erbebten in ihren Grundmauern, ja die Erde selbst zitterte, als der Zerstörer über sie hinwegschritt. Kein Donner war zu hören, denn das grässliche Geheul des Windes, das Brausen des Oceans, dessen mächtige Wellen alles zu zerstören drohten, was die andern Elemente etwa verschonen möchten, das Gerassel der Ziegel, das Zusammenstürzen der Dächer und Mauern, und die Vereinigung von tausend anderen Tönen, bildeten ein Entsetzen erregendes Geräusch. Wer fern war von dieser Schreckensscene, kann keine Vorstellung haben von den Empfindungen, die sie erregte. «

»Nach 5 Uhr liess der Sturm einige Augenblicke nach, und da hörte man deutlich das Fallen der Ziegel und Bausteine, welche

durch den letzten Windstoss wahrscheinlich bis zu bedeutenden Höhen waren fortgerissen worden. Um 6 Uhr war der Wind S, um 7 Uhr SO, um 9 Uhr schönes Wetter. «

»Sobald als die Dämmerung die Gegenstände sichtbar machte, ging der Berichterstatter auf den Kay: Der Regen schlug so heftig herab, dass er die Haut verletzte, und so dicht, dass man nur bis zur Spitze des Dammes sehen konnte. Der Anblick war über alle Beschreibung erhaben. Die Wogen rollten so gigantisch herbei, als böten sie jeder Zerstörung Trotz, so wie sie aber an der Werfte sich brachen, verloren sie sich unter Trümmern jeglicher Art. Balken, Schiffstaue, Tonnen, Kaufmannsgüter bildeten eine zusammenhängende undulirende Masse. Nur zwei Schiffe waren aufrecht, viele umgekeuert oder lagen auf der Leeseite im seichten Wasser.«

»Vom Thurm der Kathedrale zeigte sich ein Bild allgemeiner Zerstörung, der Anblick der Gegend war der einer Wüste, nirgends eine Spur von Vegetation, einige Flecken welken Grüns ausgenommen. Der Boden sah aus, als wenn Feuer durch das Land gegangen wäre, welches alles versengt und verbrannt hätte. Einige wenige stehen gebliebene Bäume, ihrer Blätter und Zweige beraubt, gewährten einen kalten, winterlichen Anblick, und die zahlreichen Landsitze in der Umgebung von Bridgetown, früher von dichten Gebüschern beschattet, lagen nun frei in Trümmern. Aus der Richtung, in welcher die Cocosnussbäume umgestürzt lagen, erkannte man, dass die ersten durch einen NNO, die grössere Anzahl durch einen NW entwurzelt worden waren.«

361. Da der Wind sich gegen die Sonne drehte, aber sehr rasch, so muss das Centrum des Orkans nahe an Barbados vorbeigegangen sei, und zwar etwas nördlich von der Insel. Der Sturm setzte seinen Lauf in den folgenden Tagen weiter fort, indem sein Centrum am 12. und 13. Hayti, am 13. und 14. Cuba und am 16. bis 17. die Mündung des Mississippi passirte. Weiter hat man seinen Lauf nicht verfolgt.

362. In den tropischen Wirbelstürmen geht der grösste Theil der Bewegung der Luft wirklich im Kreislauf um das Centrum her-

um vor sich. Die Richtung des Windes weist weniger nach dem Mittelpunkte hinein, als dies bei unseren Stürmen der Fall ist, aber die grosse Geschwindigkeit hat doch den Erfolg, dass fortwährend eine ausserordentlich grosse Luftmasse von aussen nach dem Innern des Orkanes hineingepresst wird, während sie zu gleicher Zeit das Centrum umkreist. Grade so, wie in unsern Wirbeln, muss darum auch in den tropischen Wirbelstürmen ein aufsteigender Luftstrom stattfinden mit all den Phänomenen, die diesem eigenthümlich sind und ihn gleichzeitig unterhalten. Dazu rechnen wir namentlich die Verdichtung der Wasserdämpfe zu Wolken und Regen, die Erwärmung und Ausdehnung der Luft in den höheren atmosphärischen Schichten, und das Fallen des Barometers unter dem Einfluss des aufsteigenden Stromes und der Sturmwolke. Es ist nicht undenkbar, dass die Luft bei tropischen Wirbelstürmen sich mehrmals in Spiralbahnen um den Mittelpunkt bewegt, ehe sie emporsteigt; jedenfalls ist aber der aufsteigende Luftstrom in denselben viel stärker, als bei unseren Stürmen, denn die Luft in den tropischen Gegenden ist immer sehr warm, und die Cyklone bilden sich ja hauptsächlich grade in den heissesten Monaten. Ausserdem ist die Menge der Wasserdämpfe in den Tropen ganz beträchtlich grösser, als bei uns, wie man dies auf den Karten Fig. 16 und 17 sehen kann, wo man finden wird, dass der Druck der Wasserdämpfe in den Orkangegenden im Durchschnitt sich auf ungefähr 20^{mm} beläuft, während dort gleichzeitig die Temperatur auf mehr als 25° steigt (Fig. 6. 8). In den Zeiten, wo Orkane eintreten, ist aber die Luft immer ungewöhnlich warm für die Jahreszeit und ungewöhnlich reich an Wasserdämpfen. Von der Kraft des aufsteigenden Luftstromes der tropischen Stürme zeugen einmal die dicke Wolkenschicht und die grosse Regenmenge, welche dieselben begleiten, und ausserdem die vielen Berichte über Gegenstände, welche vom Orkan aufgehoben, und oft hoch emporgetrieben und an weit entfernten Orten niedergefallen sind. Einen weiteren Beleg für die grosse Geschwindigkeit des Windes in den tropischen Wirbeln sowohl in horizontaler als in lothrechter Richtung liefert ausserdem der niedrige Barometerstand, der während derselben herrscht. Im centralen stillen Raum geht die ganze Bewegung der Luft, oder mindestens die der höheren Schichten, nach

oben, während die horizontale Bewegung, welche wir vorzugsweise Wind nennen, unmerklich wird. Die Erscheinung eines »Auges des Sturmes« zeigt, dass die Luft hier in einzelnen Fällen sich in Ruhe befinden kann und ohne einen aufsteigenden Luftstrom, in welchem die Wasserdämpfe sich grade über dem Centrum verdichten. Die nach aussen eilenden Sturmwolken (356) bezeugen, wie die Luft sich bei der Wolkenbildung in der Höhe ausdehnt und über einen grösseren Raum ausbreitet. Die Bewegung der tropischen Wirbel über die Erdoberfläche hin, beruht darauf, dass auf der Seite, welche als Vorderseite auftritt, der stärkste aufsteigende Luftstrom, die stärkste Verdichtung des Wasserdampfes und der stärkste Fall des Barometers eingetreten ist. Ob die Luft, welche dies veranlasst, von dieser oder jener Weltgegend kommt, und ob sie sich mehr oder weniger, als ein Mal, um das Centrum herum bewegt, weiss man bis jetzt noch nicht. Dass dieselbe, ehe sie emporsteigt, einen grösseren Bogen um den Sturmmittelpunkt beschreibt, als die südlichen Winde in unsern Wirbeln zu thun pflegen (Fig. 54), ist wahrscheinlich. Die chinesischen Tyfons z. B. bewegen sich oft in westlicher Richtung, so dass ihre nördliche Hälfte über die Südküste China's hin, oder wenigstens derselben entlang geht. Hier könnte es somit den Anschein haben, als ob die Vorderseite ihre Winde vom Festlande bezöge, aber diese Winde würden kaum warm und dampfreich genug sein, um das Fortschreiten des Wirbels zu bewirken, während die von den südlich gelegenen Meeren herwehenden Winde dazu alle Bedingungen bieten. Wir sahen oben, wie die atlantischen Stürme gern dem Golfstrom folgen (341). In den tropischen Gegenden können wir aber noch nicht mit Sicherheit die Umstände nachweisen, auf welchen es beruht, dass jene Ursachen, welche den Wirbel erhalten und fortschreiten lassen, am stärksten auf der Seite des Wirbels auftreten, nach welcher hin erfahrungsmässig seine Bewegung gerichtet zu sein pflegt. Die langsame Bewegung der tropischen Sturmcentra, die bisweilen beinahe an Bewegungslosigkeit grenzt, zeigt jedoch deutlich genug, dass die Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse der verschiedenen Wirbelseiten in jenen Gegenden nicht so ungleich sein können, als bei uns. Der geringe Durch-

messer, welcher die tropischen Stürme im Gegensatz zu denen der gemässigten und kalten Zone auszeichnet, findet seine Erklärung in der geringen Ablenkung der Windbahn von der Richtung des Gradienten, welche den niedrigen Breitengraden entspricht, in denen diese Stürme auftreten (200). Ausserhalb des inneren, stärkeren Theiles des Wirbels werden nämlich die Luftmassen in diesen Gegenden ziemlich graden Weges auf die Luftverdünnung zuströmen können, ohne durch den Einfluss der Erdbewegung sehr berührt zu werden, und erst in der Nähe des Centrums fängt die eigentliche Wirbelbewegung an, indem die grosse Geschwindigkeit der Luft und die scharfe Krümmung ihrer Bahn eine starke Centrifugalkraft hervorruft, welche die Luft nach der Seite wirft und sie fast zum Kreislauf um das Centrum zwingt. In diesem inneren Theil des Wirbels fängt denn nun auch in den Tropen die zuströmende Luft, welche ursprünglich nicht völlig mit Wasserdämpfen gesättigt war, eigentlich erst an, sich auszudehnen und emporzusteigen und bis unter den Thaupunkt sich abzukühlen, während die Luft der Vorderseite unserer Wirbel, die schon gleich von Anbeginn ziemlich vollständig mit Wasserdampf gesättigt ist, bereits in grösserem Abstand vom Centrum in einen luftverdünnten Raum hineinströmt, um in ihm sich auszudehnen und ihren Wassergehalt fallen zu lassen. Die Kraft, welche in der latenten Wärme der Dämpfe gebunden lag, wird somit bei unseren Wirbeln über einen grösseren Raum zerstreut, und wirkt deshalb auch weniger intensiv, während dieselbe bei den tropischen Wirbeln sich auf einen kleineren Raum sammendrängt, und darum in dieser ihrer Beschränkung sich um so wirkungskräftiger entfaltet. Weshalb die tropischen Orkane vorzugsweis zu bestimmten Jahreszeiten auftreten (359), wird einleuchtend sein, wenn wir beachten, dass diese Jahreszeiten grade die heissesten und dampfreichsten Monate umfassen. Wodurch dieselben aber ursprünglich entstehen, können wir, bei dem dormaligen Stand unseres Wissens, ebensowenig erklären, als wir es bei den Wirbeln der gemässigten und kalten Zonen vermochten. So viel liegt auf der Hand, dass alle Wirbel ihre Entstehung einem barometrischen Minimum verdanken, welches sich irgendwo gebildet. Unter welchen näheren Umständen und Verhältnissen dies ge-

schiebt, ist noch nicht zur Genüge erforscht. Bei den tropischen Wirbeln lehrt die Erfahrung, dass sie in der Regel von Gegenden ausgehen, in welchen (nach den Karten Fig. 26 und 27) ein barometrisches Minimum herrscht, und in welchen demgemäss die Luft sich in unruhiger und aufsteigender Bewegung befindet. Die westindischen Orkane haben ihren Ursprung innerhalb oder in der Nähe des äquatorialen Windstillengürtels, und sind am häufigsten in der Zeit des Jahres, wo dieser am weitesten gegen Norden sich hinauf schiebt, und die Lufttemperatur und der Dunstdruck in den westindischen Gewässern am grössten (Fig. 17) ist. Die chinesischen Tyfons gehen von dem barometrischen Minimum aus, welches nach Süden und Osten von dem hohen Luftdruck in Australien und dem nördlichen stillen Ocean begrenzt wird und sich in das Innere Asiens hinein fortsetzt (Fig. 27). Die Wirbelstürme des bengalischen Meerbusens treten zu der Zeit auf, wo ein barometrisches Minimum sich über Ostindien südwärts herab verschiebt (Frühling und Herbst 359). Die Cyclone des indischen Meeres endlich bilden sich in dem Gebiete niederen Luftdruckes, gegen welches der Südostpassat anbläst und dem Nordostpassat oder Westmonsun begegnet (Fig. 26).

363. Die Summe lebendiger Kraft, welche in einem tropischen Orkan enthalten ist, und die mannigfache und grosse Arbeit erzeugt, welche der Orkan durch die Bewegung der Luft, die Erregung der Meereswellen und alle seine verheerenden Wirkungen ausführt, ist ausnehmend gross. Der Orkan, welcher am Morgen des 5. October 1844 über Cuba hinging, setzte seinen Lauf nach NO, ausserhalb der nordamerikanischen Ostküste fort, so dass er am Abend des 7. October bei Newfoundland war. In diesem Orkan bildete die Windrichtung durchschnittlich einen Winkel von 84 Grad mit dem Gradienten, wich also nur um 6 Grad (nach innen hin) von der vollkommenen Kreisbewegung um das Centrum ab. Indessen war die Geschwindigkeit des Windes so gross, dass, wenn man einen Cylinder von 100 Meter Höhe und einem Radius von 20 geographischen Meilen um das Centrum herum als die eigentliche Mitte des Sturmes ansieht, in jeder Secunde nicht weniger als $420\frac{1}{3}$ Millionen Cubikmeter Luft in diese Mitte hineinströmten. Dieser Sturmcyylinder be-

durfte nur 3 Stunden und 19 Minuten, um ganz mit neuer Luft erfüllt zu werden, und diese Luftmasse wiegt ungefähr 490 Millionen Kilogramm oder beinahe 10 Millionen Centner. Eine solche Luftmasse ist nun volle 3 Tage hindurch, und wahrscheinlich noch länger, von der Aussenseite nach dem Mittelpunkt des Sturmes hingeströmt. In unserem Sturmeylinder wurde in dieser Weise am 5., 6. und 7. October 1844 der ganze Luftinhalt mehr als 13 Mal erneuert. Wenn wir nun auch annehmen, dass die äussere Luft an der Grenze des Wirbels ursprünglich eine Geschwindigkeit von 6 geographischen Meilen in der Stunde oder 12 bis 13 Meter in der Secunde hatte, was hoch gegriffen sein dürfte, und dass sie im Orkan sich mit einer Geschwindigkeit von 20 geographischen Meilen in der Stunde oder 41 Meter pr. Secunde bewegt, so finden wir, dass der Cuba-Orkan allein zur Bewegung der einströmenden Luft in jenen 3 Tagen mindestens $473\frac{1}{2}$ Millionen Pferdekräfte angewendet hat, d. h. wenigstens 15 Mal so viel, als alle Windmühlen, Wasserräder, Dampfmaschinen, Locomotiven, Menschen- und Thierkräfte auf der ganzen Erde in jener Zeit leisten. Woher stammt diese ungeheure Kraft? Aus der latenten Wärme der Dämpfe, welche in der Mitte des Orkans emporsteigen und dabei verdichtet werden. Wenn auf einer Kreisfläche von 20 geogr. Meilen Radius gleichmässig eine Regenmenge von 1^{mm} in einem Tage niederfiele, so würde durch die Verdichtung der entsprechenden Dampfmenge zu tropfbarem Wasser eine Wärmemenge frei gemacht werden, die sechs Mal grösser ist als die Wärmemasse, welche, in Arbeit übertragen, den Kraftäusserungen des Orkans an der Erdoberfläche entspricht, und es bleibt mehr als genug Kraft übrig, um die aufsteigenden Bewegungen auszuführen. Eine Regenhöhe von 1^{mm} pr. Tag, auf einer Kreisfläche von 8 geographischen Meilen Radius, würde zureichend sein, um durch das Freiwerden der im Dampfe gebundenen Wärme die Kraft hervorzubringen, welche der Cuba-Orkan innerhalb des oben bezeichneten Luftcylinders entfaltet hat.

364. Gewaltsame Bewegungen der Luft, welche an Stärke nicht gegen die Orkane zurückstehen, aber einen viel geringeren Raum umfassen, sind ferner die sogenannten Tornados, welcher

Name schon die Bewegung eines Wirbelsturmes bezeichnet. Die Tornados werden von einem sehr kräftigen, aufsteigenden Luftstrom gebildet, der in der Höhe seine Wasserdämpfe verdichtet und dadurch stetig erneuert und über die Erde hin bewegt wird. Ihr Querschnitt ist kleiner, als derjenige der Cyklone, und sinkt von einigen Meilen bis auf einige tausend Fuss herab. In den meisten Tornados bewegt sich der Wind in Spiralwindungen nach derselben Seite, wie der Wind der grossen Wirbelstürme, doch ist bei ihnen die Bewegung nach dem Innern des luftverdünnten Cylinders im Allgemeinen viel stärker, als bei den Cyklonen, und in einzelnen Fällen so durchaus überwiegend, dass die drehende Bewegung fast gar nicht zum Vorschein kommt. Ueber dem Tornado schwebt regelmässig die Sturmwolke, aus verdichteten Wasserdämpfen gebildet. Dieselbe erweitert sich gewöhnlich trichterförmig nach oben hin und entsendet Blitze, Donner, Regen und bisweilen auch Hagel. Die Tornados bewegen sich über die Oberfläche der Erde fort. In Nordamerika, wo Landtornados oft Verwüstungen anrichten, welche ganz an die Seite der Verheerungen gestellt werden können, die von tropischen Orkanen angerichtet werden, geht die Richtung dieser Bewegung gemeiniglich von SW nach NO. Sie stürzen oft ein bis zwei Ellen dicke Bäume um, reissen die Dächer der Häuser fort und heben schwere Gegenstände mit sich empor, um sie nach weit entfernten Orten zu versetzen. See-Tornados trifft man am häufigsten in dem Bereich und der Nachbarschaft des äquatorialen Stillengürtels, doch auch anderwärts. Sie haben gewöhnlich einen grösseren Durchmesser, als die Landtornados, sind aber, wie diese, ausserordentlich heftig und sehr gefährlich für die Schiffe. Sie verathen ihr Nahen durch eine kleine schwarze Wolke, das sogenannte »Ochsenauge«, welche aber rasch zunimmt und sich nach oben hin in Trichterform ausweitert; dies ist die Sturmwolke, welche sich durch den aufsteigenden Luftstrom erzeugt, und diesen ihrerseits wieder unterhält. Eine ähnliche dunkle Wolke bezeichnet gleichfalls das Auftreten der Landtornados.

365. In einzelnen Tornados, besonders in der Nähe des Aequators, geht die Wirbelbewegung nach der entgegengesetzten Seite von der, welche den Orkanen der betreffenden Halbkugel eigen ist, vor sich.

Hier ist die Abweichung des Windes von der Richtung des Gradienten mehr durch locale Hindernisse der Bewegung als durch die Ablenkungskraft der Erdumdrehung veranlasst, da letztere bekanntlich unter dem Aequator verschwindet. Die starke saugende und hebende Kraft des Tornados rührt von der starken Luftverdünnung in ihrem Innern und dem starken aufsteigenden Luftströme her.

366. Aufsteigende Luftströme, mit oder ohne wirbelnde Bewegung, findet man auch in den sogenannten Tromben oder Windhosen (Wasserhosen, Sandhosen), welche Tornados in kleinem Massstabe darstellen. Sie bilden sich sowohl über dem Lande als dem Meere, und zeigen sich als eine finstere, oft ganz schmale Säule, die sich wie ein dunkler Trichter von den Wolken herabsenkt und an ihrem unteren Ende, wenn sie über das Land hinstreicht, Sand und andere leichte Gegenstände aufhebt, und in die Luft hinaufwirbelt, wenn sie über dem Wasser sich bildet, dieses aufpeitscht und dasselbe, oft unter wirbelnder Bewegung gegen den von den Wolken niederhängenden Trichter hinaufsaugt. Die Windhosen beschreiben mehr oder weniger regelmässige Bahnen über die Erde hin. Sie haben eine starke hebende und aufsaugende Kraft, so dass es nicht ohne Gefahr ist, mit ihnen in Berührung zu kommen. Häufig sind auch sie von starkem Regen, Hagel, Blitz und Donner begleitet. Die drehende Bewegung der Windhosen kann sowohl nach rechts, als nach links gerichtet sein, und ist demnach wohl nur von der Richtung abhängig, welche die ersten Luftströme, welche ihr zufließen, in Folge zufälliger Umstände einschlagen. Sie bilden sich vorzugsweise bei ruhiger und stark erwärmter Luft und zeigen sich fast ausschliesslich in der heissen Zeit des Jahres. Bisweilen reichen sie nicht bis in die untersten Luftschichten herab, sondern schweben über den Boden hin.

367. Zwischen den Orkanen und Tornados, sowie zwischen diesen und den Tromben bestehen nur Gradunterschiede und schwankende Grenzen. Alle verdanken starken aufsteigenden Luftströmen in einer dampfbeschwerten Luft ihre Entstehung und Erhaltung, ganz dem entsprechend, was wir über diese Verhältnisse beim Studium der Orkane und Wirbel ausführlicher besprochen haben. Die

Windhosen und, theilweise wenigstens auch, die Tornados entstehen, wenn die Luft im Zustande des unstäten (labilen) Gleichgewichtes sich befindet. Stätig (stabil) nennt man nämlich das Gleichgewicht der Luft, wenn ein Lufttheilchen, das man aus seiner Lage verrückt, dieselbe alsbald wieder einzunehmen sucht. Dies ist der Fall, so oft die Lufttemperatur nach obenhin verhältnissmässig langsam und gleichmässig abnimmt, denn alsdann wird ein Lufttheilchen, welches von unten nach oben hin verschoben wird, sich alsbald abkühlen und dadurch dichter werden, als die höheren Luftlagen, in welche es gerathen, und in Folge davon an seinen alten Platz zurücksinken. Ebenso wird aber auch ein Lufttheilchen, welches von einem höheren Punkt nach einem niedrigeren versetzt wird, zusammengedrückt und erwärmt werden, und, weil es dadurch leichter geworden ist, als seine neue Umgebung, auch alsbald darnach streben in seine frühere Lage zurückzukehren. Werden die unteren Schichten der Atmosphäre dagegen sehr erhitzt, wie dies an ruhigen Tagen bei starkem Sonnenschein und über einem Boden, der sich leicht erwärmen lässt, z. B. Wüstensand, häufig geschieht, so kann leicht der Fall eintreten, dass die untersten Luftschichten mehr ausgedehnt und somit wenig dichter, oder sogar minder dicht werden, als die über ihnen lagernden. Dies ist ein Zustand des unstäten (labilen) Gleichgewichtes, er entspricht einer sehr raschen Temperaturabnahme mit der Höhe. Die geringste Störung wird nämlich genügend sein, um den Gleichgewichtszustand aufzuheben und die unteren Luftschichten zu veranlassen, die sie überlagernden Schichten zu durchbrechen und sich den Platz in den höheren Regionen der Atmosphäre auszusuchen, der ihrer Dichtigkeit und ihrem Gewichte entspricht. So kann plötzlich ein aufsteigender Luftstrom entstehen. Ist die Luft reich an Wasserdunst, so wird dieses Aufsteigen noch leichter von Statten gehen, denn sobald die Luft die Höhe erreicht hat, wo in Folge ihrer Ausdehnung und Abkühlung die Dämpfe sich niederschlagen beginnen, wird ihre latente Wärme den Wärmegrad der Luft vermehren und sie noch leichter machen, als die sie umgebenden Luftmassen von gleicher Höhe über dem Erdboden. Feuchte Luft, ruhiges Wetter und starker Sonnenschein sind so-

mit die wesentlichsten Bedingungen für das Eintreten eines un-
 stäten Gleichgewichts der Atmosphäre und, in Folge davon, auch
 für die Bildung örtlicher aufsteigender Luftströme, die sich unter
 günstigen Umständen zu Windhosen, Tornados, ja möglicherweise
 auch zu Wirbelstürmen entwickeln können.

Achtes Capitel.

Elektrische und optische Erscheinungen in der Atmosphäre.

368. Wenn man einen Körper, welcher die Elektrizität gut leitet, der freien Luft aussetzt, so wird man fast jederzeit wahrnehmen können, dass derselbe elektrisch wird. Sobald man nur dafür sorgt, dass die eine der Elektrizitäten entweder durch leitende Verbindung mit der Erde abfließen, oder durch eine am Oberende angebrachte Spitze in die Luft ausströmen kann, breitet sich nämlich freie Elektrizität auf der Oberfläche des Körpers aus. Als Ursache dieser Erscheinung sieht man die Luftpolektrizität an, ohne jedoch zu wissen, wo diese Ursache eigentlich ihren Sitz hat. Sollte sich dieser in der Luft selbst befinden, so müsste man annehmen, dass die Luft in den meisten Fällen positiv elektrisch ist. Verlegt man ihn dagegen in die Erde, so wäre dieser negative Elektrizität zuzuschreiben. Die sogenannte Luftpolektrizität ist im Winter am stärksten, im Sommer am schwächsten, und nimmt an Stärke zu, je weiter man sich von der Erdoberfläche entfernt. Ueber ihren Ursprung und ihr weiteres Verhalten schweben wir noch in ziemlicher Ungewissheit.

369. So unbekannt aber auch die Quellen der Luftpolektrizität sein mögen, so bekannt ist, an den meisten Orten der Erde, das elektrische Phänomen der Atmosphäre, welches man mit dem Namen Gewitter bezeichnet. Das Gewitter geht von einer besonderen Art von Wolken, den sogenannten Gewitterwolken, aus, die aus dichtem Cumulusgewölke bestehen, deren Unterfläche eine eigenthümlich graublau Färbung zeigt. In diesen Wolken findet

man freie Elektricität, bald positive, bald negative. Die Gewitterwolken wirken, ebenso wie andere elektrisirte Körper, vertheilend in die Ferne. Die ihnen eigenthümliche Elektricität zieht in den Körpern, welche sich in ihrer Nähe befinden, die entgegengesetzte Art der Elektricität an und stösst die gleichnamige Art der Elektricität ab. Diese elektrische Vertheilung findet statt, sowohl zwischen den verschiedenen Wolken, als auch zwischen der elektrischen Wolke und der Erde. Sobald die Anziehungskraft der entgegengesetzten Elektricitäten den Widerstand der zwischenliegenden Luftschicht zu überwinden im Stande ist, verbinden sich dieselben miteinander. Diese Verbindung geschieht unter Entwicklung von Licht und Wärme, indem ein elektrischer Funke zwischen den beiden Körpern, deren entgegengesetzte Elektricitäten sich ausgleichen, überspringt. Ein solcher elektrischer Funke, welcher zwischen zwei Wolken, oder zwischen einer Gewitterwolke und der Erde überschlägt, ist auch der Blitz. Der erste, welcher den Beweis dafür lieferte, dass der Blitz ein solcher elektrischer Funke sei, war Benjamin Franklin, im Jahre 1752, indem er unter einer Gewitterwolke einen Drachen steigen liess, der mit Spitzen versehen war. Sobald die Schnur des Drachen durch den Regen nass geworden, begann sie als Leiter zu wirken. Die Elektricität der Gewitterwolke zog die entgegengesetzte Elektricität aus den Spitzen des Drachen an sich und trieb die gleichnamige Elektricität in die Schnur hinab, aus welcher Franklin daher Funken ziehen konnte, die ganz von derselben Natur waren, wie die, welche er mit einer Elektrisirmaschine hervorzubringen vermochte.

370. Man unterscheidet verschiedene Formen des Blitzes. Flächenblitze bestehen in einem Leuchten, welches sich gleichzeitig über einen grösseren Theil der Oberfläche der Gewitterwolke verbreitet, oder bisweilen auch nur ihre Seiten erhellt. Zickzackblitze gleichen den Funken, welche man aus einer Elektrisirmaschine hervorrufft. Sie haben die Gestalt eines Zweiges, der oft sehr zackig gebogen ist und in mehrere kleine Aeste sich zertheilt. Sie können bis eine Meile lang werden, wenn der Blitz gleichzeitig zwischen einer Reihe elektrischer Wolken überschlägt. Kugelblitze sind seltener. Sie erscheinen wie ein leuchtender runder Gegenstand

und explodiren mit entsetzlicher Wirkung (360 Mitte). Das Wetterleuchten entsteht durch ferne Blitze, welche schon unter dem Horizonte liegen, aber die höheren Wolkenschichten erleuchten, so dass ihre Helligkeit weithin gesehen wird.

371. Wenn der Blitz zwischen einer elektrischen Wolke und der Erde überspringt, sagt man: es hat eingeschlagen. Dies ist oft sehr gefährlich. Da die Elektricität der Wolke die entgegengesetzte Elektricität der Erde anzieht und sie auf der Oberfläche der Gegenstände anhäuft, sind besonders hervorragende, hohe Gegenstände, zumal wenn diese die Elektricität gut leiten, der Gefahr am meisten ausgesetzt, vom Blitze getroffen zu werden. Die Wirkung des einschlagenden Blitzes besteht vorzugsweise in Wärmeentwicklung, wie Anzünden brennbarer Stoffe, Schmelzung von Metallen, Verdampfung von Flüssigkeiten. Der Blitz wirkt aber auch tödtend, wenn er entweder unmittelbar einen Menschen oder ein Thier trifft, oder in ihrer Nähe vorbeigeht. Letzteres nennt man den Rückschlag, und seine Wirkung beruht darauf, dass die Elektricität der Gewitterwolken vor dem Blitzen die beiden entgegengesetzten Elektricitäten im menschlichen Körper von einander scheidet, d. h. die eine gegen den Kopf hinaufzieht und die andere in die Beine hinabdrängt. Sobald nun der Blitz neben dem Menschen einschlägt, verbindet die Elektricität der Wolke sich mit einem Theil der entgegengesetzten Elektricität im Erdboden, wodurch beider Wirkung aufgehoben wird. Im selben Augenblick, wo in dieser Weise die Ursache der Scheidung beider Elektricitäten innerhalb des Körpers beseitigt ist, verbinden diese sich plötzlich wieder mit einander. Dies veranlasst, so zu sagen, einen Blitzschlag im Innern des Körpers, der durch die ihn begleitende totale Zerrüttung des Nervensystemes tödtlich wirkt, ohne dass eine äussere Verletzung zu bemerken wäre. Es ist daher jedenfalls gefährlich beim Gewitter Schutz unter hohen hervorragenden Gegenständen zu suchen.

372. Um den gefährlichen Wirkungen des Blitzes vorzubeugen, braucht man Blitzableiter. Diese bestehen aus einer Metallstange, welche oben in einer Spitze endet, die aus einem nichtrostenden Metalle hergestellt ist, und nach unten hin durch eine Metalleitung von zureichender Dicke mit der Erde in Verbindung

steht. Die Blitzableiter werden auf den höchsten Punkten der Gebäude, welche man durch dieselben beschützen will, oder auf hohen Stangen neben denselben angebracht. Ihre Wirkung beruht darauf, dass die Elektricität der Gewitterwolke die ihr entgegengesetzte Elektricität durch die Spitze aus der Erde aufsaugt, sich allmählig mit ihr verbindet und dadurch neutralisirt wird, das will sagen: die Menge der freien, gefahrbringenden Elektricität wird kleiner und kleiner.

373. Der Donner ist das Geräusch, welches in den meisten Fällen den Blitz begleitet. Die Ursache desselben ist die plötzliche und starke Ausdehnung, welche die Luft durch die Warmwirkung des Blitzes erleidet, der aber unmittelbar ein Zusammenstürzen der Luft gegen den Ort der Verdünnung hin nachfolgt. Während der Blitz nur einen ganz geringen Bruchtheil einer Secunde währt, hört man das Krachen des Donners oft viele Secunden, ja bisweilen wohl eine Minute lang, und wird dasselbe von einem eigenthümlichen rollenden Getöse begleitet, da die Donnerschläge stossweise mit schwächeren Zwischenräumen ans Ohr gelangen. Letzteres kann theils ein Echo sein und in der Zurückwerfung des Schalles von den Wolken oder von den Gebirgen seinen Grund haben, theils aber auch daher rühren, dass der Schall sich viel langsamer fortpflanzt als das Licht. Das Licht bewegt sich mit einer Geschwindigkeit von 41000 geographischen Meilen in der Secunde, während der Schall in derselben Zeit nur 340 Meter zurücklegt. Bei einem Blitzstrahl, der von Wolke zu Wolke fährt, gelangt das Geräusch der zusammenschlagenden Luftmassen erst nach und nach zu dem Ohr des Beobachters und wird daher auch von diesem wie eine Reihe auf einander folgender Knalle aufgefasst. Aus der Anzahl Secunden, welche zwischen Blitz und Donner verstreicht, kann man leicht den Abstand des Blitzes bestimmen, da jeder Secunde eine Entfernung von 340 Meter entspricht. Der Abstand, in welchem man den Donner noch hören kann, beträgt durchschnittlich ungefähr 3 geographische Meilen. Kanonenschüsse hat man in viel grösserer Entfernung gehört. Der Unterschied liegt eben darin, dass das Geräusch des Donners sich von den oberen, dünnen Luftschichten nach den dichteren, unteren hin verbreitet, während der

Schall des Kanonendonners sich nur durch die tieferen, dichterem Lagen fortzupflanzen braucht. Bisweilen kann man es sogar oben in der Luft lebhaft blitzen sehen, ohne irgend welchen Donner zu hören.

374. Das Gewitter wird in der Regel von Regen begleitet, der während desselben häufig in ungewöhnlicher Stärke fällt; selten dagegen ist ein Gewitter mit Schneefall verbunden. Hagel gehört dagegen nicht zu den Seltenheiten und derselbe kann bisweilen, namentlich in Mittel- und Süd-Europa, in so grossen Stücken und so gewaltsam fallen, dass er die Fensterscheiben zerschlägt und das Getreide auf den Feldern gradezu abmäht, ja Menschen und Thiere auf das ernstlichste verletzt. Solche Hagelschauer, bei welchen die Schlossen so gross wie Nüsse sind, oder wohl gar Eisklumpen von der Grösse der geballten Faust herabfallen, treten nur im Sommer, in der heissesten Zeit des Jahres ein, (einer Periode, in welcher die Gewitter überhaupt am häufigsten sind) und gehen nicht selten in einem schmalen Streifen über die Erde hin. Man hat beobachtet, dass einzelne Landstriche vorzugsweis von Hagelschlag heimgesucht werden, während andere benachbarte in der Regel verschont bleiben. In den Ländern, wo derartige Hagelwetter häufig sind, wie in Frankreich und Deutschland, hat man eigene Hagelversicherungs-Gesellschaften eingerichtet, welche die Feldfrüchte gegen die Zerstörung durch Hagelschlag versichern.

375. Während des Gewitters ist die Luft gemeiniglich ungewöhnlich warm und in hohem Grad mit Wasserdampf erfüllt. Die drückende Schwüle, welche man vor dem Gewitter fühlt, rührt davon her, dass die Wasserdämpfe eine rasche Ausstrahlung der Körperwärme hindern.

376. Die Häufigkeit der Gewitter hat eine tägliche Periode. Sie sind am seltensten in der Nacht, und am häufigsten einige Stunden nach Mittag. In der kalten Jahreszeit ist ihre Häufigkeit zu allen Tageszeiten ungefähr die gleiche.

377. In den gemässigten Zonen hat die Häufigkeit der Gewitter ebenfalls eine jährliche Periode. In der Regel sind sie im Sommer, wo die Luft am wärmsten und dampfreichsten ist, am häufigsten, und im Winter verhältnissmässig selten. Auf Island und

im nordwestlichen Schottland sind dagegen die Gewitter im Winter am häufigsten. Auf ersterer Insel fällt durchschnittlich etwas mehr als ein Gewitter auf den Januar, während der Sommer keins aufzuweisen hat. Wintergewitter sind im Ganzen viel gefährlicher, als Sommergewitter, da die Wolken in der kalten Jahreszeit viel tiefer liegen, als in der warmen. Auf der norwegischen Westküste hat der Blitz bei Wintergewittern häufig eingeschlagen und ausser andern Gebäuden eine ganze Reihe Kirchen eingeäschert. Da Wintergewitter hier bei starken, besonders südwestlichen, westlichen oder nordwestlichen Stürmen zu entstehen pflegen, ist die Gefahr bei eintretender Feuersbrunst um so grösser.

378. Die Häufigkeit der Gewitter ist an den verschiedenen Orten der Erde sehr verschieden. Um zuverlässige Angaben über ihr durchschnittliches Vorkommen an einem bestimmten Punkte zu erhalten, müsste man Beobachtungen für eine lange Reihe von Jahren zur Verfügung haben, da die Häufigkeit der Gewitter, ebenso wie die Regenmenge, von einem Jahr zum andern sehr stark wechselt. Dergleichen Angaben mangeln indessen bis jetzt noch für den grössten Theil der Erde. Die Gegend, in welcher die Gewitter am häufigsten auftreten, ist der äquatoriale Stillengürtel zwischen den beiden Passaten. Hier gewittert es täglich vom Vormittag bis an den Abend, am stärksten am Nachmittage; dagegen sind die Nächte gewöhnlich klar. Starke Gewitter begleiten ebenfalls, wie wir schon gesehen haben, die tropischen Orkane. In der heissen Zone treten überhaupt überall, wo Wolkenbildung stattfindet, sehr häufige und starke elektrische Entladungen auf. In Ostindien sind die Gewitter während des Monsunwechsels besonders stark entwickelt. Im Ganzen nimmt die Häufigkeit dieser Erscheinungen ab, je mehr man sich vom Aequator entfernt und den Polen nähert. In den Polarregionen hört man keinen Donner. Die nördlichsten Gewitter trifft man unter dem 74. Breitengrad am Nordcap, in milden Wintern und in sehr warmen Sommern, und im karischen Meer, hier aber nur in heissen Sommern. Gegenden, in welchen Gewitter fehlen, sind, ausser den Polarregionen, die Erdstriche, in welchen sich nie Wolken und Regen zeigen, namentlich Peru und die grossen afrikanischen und asiatischen Wüsten.

Fig. 59.
Gewitter in Norwegen
am 16. August 1868.



379. In Europa ist das Auftreten der Gewitter, besonders nach den Beobachtungen und Studien der letzten Jahre, etwas genauer bekannt. Besonders sind es Frankreich, Norwegen und Schweden gewesen, wo diese Erscheinungen sorgfältiger untersucht wurden. Man hat gefunden, dass ein grosser Theil der Gewitter, ebenso wie die Wirbel einen ziemlich regelmässigen Weg über die Erde hin beschreibt. Die Karte Fig. 59 zeigt uns den Gang eines Gewitters, welches im gewitterreichen Jahr 1868 am 16. August über Norwegen hinzog. Nimmt man den Augenblick, welcher grade in der Mitte zwischen den Zeitpunkten des ersten und letzten Donners liegt, als die Mitte des Gewitters an, und legt man auf einer Karte Linien durch alle die Punkte, über welchen in einem und demselben bestimmten Augenblick die Mitte des Gewitters stand, so erhält man die dicken Linien der Karte 59, welche an den Enden mit der entsprechenden Stunde versehen sind. Man sieht, dass das Gewitter in Norwegen um 1 Uhr Morgens bei Lister und Jäderen begann und allmählig weiter nach Norden hinaufzog, während einzelne Partien desselben den andern voreilten, und das ganze Gewitter sich bald schneller, bald langsamer fortbewegte, und nach den Seiten hin sich bald ausdehnte, bald zusammenzog. Als das Gewitter am Morgen (6 Uhr) über Sogn hinging, war es sehr heftig, aber sein Vorrücken ist hier ein ziemlich verwickeltes und unregelmässiges. Am Mittag hatte es den Tronthjemsfjord erreicht, und zog am Nachmittag ziemlich regelmässig über Nordland hinauf, bis es um 10 Uhr Abends in Stegen, nördlich von Bodö, erlosch. Es hatte in 21 Stunden 1150 Kilometer, also durchschnittlich 55 Kilometer in einer Stunde zurückgelegt; eine Bewegung, die der Geschwindigkeit eines starken Windes entspricht. Die Schwankungen in der Geschwindigkeit sieht man am deutlichsten auf der Karte.

380. Die Geschwindigkeit, mit welcher Gewitter in Norwegen durchschnittlich sich fortpflanzen, beträgt 38 Kilometer (5 geographische Meilen) in der Stunde. Sie bewegen sich am häufigsten von SW nach NO. Während ihres Zuges über die Erde hin ist die Stärke der Gewitter, d. h. die Stärke der Blitze, des Donners und des Regens, sehr veränderlich. An einzelnen Punkten sind sie heftig,

an anderen schwach und fast ganz verschwindend, um dann wieder mit neuer Macht aufzutreten. Daraus erhellt, dass ein Gewitter nicht darin besteht, dass dieselbe Wolkenschicht über die Erde hin zieht und nach und nach ihre Elektrizität entladet, sondern dass es die für die Bildung der Gewitterwolken erforderlichen Zustände der Atmosphäre sind, welche sich von Ort zu Ort fortpflanzen. Dasselbe geht auch aus dem Umstand hervor, dass viele Gewitter sich auf sehr unregelmässige Weise bald vorwärts, bald rückwärts bewegen; so wie daraus, dass oft die Wolken in einer Richtung ziehen, während das Gewitter in der entgegengesetzten Richtung weiter rückt.

381. In Norwegen weht der Wind während der Gewitter am häufigsten von SW und S, am seltensten von Osten. Der Zug der Wolken folgt bei den Gewittern in der Regel der Richtung des Windes und geht somit gewöhnlich von S nach N oder von SW nach NO, und nur in den seltensten Fällen von NO nach SW. Gewitter ziehen meistens in SW oder S auf, und ziehen nach NO oder N hin ab. Nur ausnahmsweise gehen sie von N nach S über einen Ort hin.

382. Die meisten Gewitter unserer Gegenden entstehen dann, wenn ein Wirbel über das Land hin geht. Wie die vorherrschende Richtung der Gewitterwinde (SSW) beweist, bilden sie sich auf der Südostseite des Wirbels, wo die Luft warm und feucht ist. Ein grosser Theil der Sommergewitter im Innern des Landes entsteht an heissen Sommertagen. Diese Gewitter, welche man Wärmege- witter nennen könnte, zeigen in schwächerem Grade Blitze, Donner, Regen und Wind, als jene erste Art, welche wir als Wirbelgewitter bezeichnen möchten. Aehnliche Verhältnisse hat man in Frankreich und Schweden nachgewiesen. Die Wintergewitter an der norwegischen Westküste entstehen bei starken südwestlichen und westlichen Stürmen und sind also den Wirbelgewittern beizuzählen. Im Innern des Landes kommen dieselben so gut wie niemals vor.

383. Wenn man die Umstände, unter welchen Blitz und Donner auftreten, genauer ins Auge fasst, kommt man zu dem Schluss, dass sie da entstehen, wo man es mit warmen, dampfreichen, aufsteigenden Luftströmen zu thun hat. Die tägliche Periode der Ge-

witter (376) ist dieselbe, wie die tägliche Periode der Phänomene, welche dem aufsteigenden Luftströme (461) angehören, d. h. wie die tägliche Periode des Luftdruckes, der Lufttemperatur, der Bewölkung. Gewitter entstehen ferner vorzugsweise in der warmen Jahreszeit und in den warmen Erdstrichen, in welchen die Dampfmenge bedeutend ist. Die Wintergewitter Islands, Schottlands, Norwegens und Frankreichs gehören ausschliesslich den starken Stürmen an, in welchen die aufsteigende Bewegung des Windes durch eine sich steil erhebende Küste befördert wird. Gewitter sind endlich die unzertrennlichen Begleiter der Windhosen, Tornados, Cyklonen und der warmen Seite der Sommerwirbel in der gemässigten Zone, alles meteorologische Phänomene, in welchen starke aufsteigende Ströme eine bedeutende Rolle spielen. Auch in der Wolke, welche sich über den Vulkanen bildet, wenn diese bei ihrem Ausbruch ungeheure Massen von Wasserdampf in die Atmosphäre entsenden, pflegen sich örtliche Gewitter zu bilden.

384. Alle diese Verhältnisse deuten demnach darauf hin, dass es eigenthümliche Umstände bei der Wolkenbildung sind, welche den Wolken die freie Elektricität mittheilen, die sie zu Gewitterwolken macht. Wie und wo diese Elektricität entwickelt wird, ist uns unbekannt, und eine weitere Antwort auf die Frage nach der Entstehung der Gewitter kann daher noch nicht gegeben werden.

385. Das Nordlicht ist ein Phänomen, dessen Wesen zum grössten Theil noch unbekannt ist. Es besteht aus einem Lichtschein in der Luft, der unter verschiedenen Gestalten auftritt. Die gewöhnlichste Form, in welcher es sich zeigt, ist die eines leuchtenden Bogens am nördlichen Horizonte. Der untere Rand des Bogens pflegt schärfer begrenzt zu sein, als der mehr verschwommene obere. Unter dem Lichtbogen sieht der Himmel schwärzer aus, als gewöhnlich. Der höchste Punkt des Bogens liegt ziemlich nahe in der Richtung, nach welcher das Nordende der Compassnadel hinzeigt (im magnetischen Meridian). Der Nordlichtbogen ist häufig

aus einzelnen Strahlen zusammengesetzt, welche von seinem unteren Rand nach oben hin gerichtet sind. Diese Strahlen scheinen oft über den Bogen hinzuwandern, und die verschiedenen Strahlen sind von verschiedener Länge. Der Nordlichtbogen steht oft ziemlich hoch am Himmel, und man sieht ihn manchmal auch über dem südlichen Horizont. Bisweilen zeigen sich gleichzeitig mehrere Nordlichtbogen über einander. Dieselben sind nicht selten ziemlich unregelmässig und verändern ihre Form und Stellung am Himmelsgewölbe ziemlich rasch. Das Nordlicht ist bisweilen auch ohne Zusammenhang über einen grösseren oder kleineren Theil des Himmels zerstreut. Diese Art der Nordlichter, und nicht minder das Licht der Nordlichtbogen, zeigen häufig eine stark flackernde oder flammende Bewegung, indem sie bald hier, bald dort aufleuchten, oder indem ein Lichtschimmer wie eine Welle über den Himmel hinzugehen scheint. Zuweilen erfüllt sich der ganze Himmel, oder wenigstens ein Theil desselben, mit Nordlichtstrahlen, oft flammenden, welche in einen Punkt des Himmelsgewölbes zusammen zu laufen scheinen, der nach genaueren Untersuchungen in der Richtung der magnetischen Inclinations- (Neigungs-) Nadel liegt. Dieser strahlende Punkt wird die Krone des Nordlichtes genannt.

386. Die Farbe des Nordlichtes ist gewöhnlich weisslich oder gelblich; es giebt aber auch rothe Nordlichter, die sehr stark werden können. Auch andere Farben treten bisweilen auf.

387. Das Nordlicht erscheint am häufigsten in den nördlichen Ländern des Erdballs, seltener nur in südlichen Gegenden, und sehr selten in den Tropen. Auf der südlichen Halbkugel nimmt man eine entsprechende Erscheinung wahr, welche man Südlicht nennt. Möglicherweise tritt dieses immer zu gleicher Zeit mit dem Nordlicht unserer Halbkugel auf. Die Orte, wo man das Nordlicht am häufigsten sieht, liegen in einer Zone von ovaler Form, welche über die Hudsonsbay, Labrador, die grönländische Südspitze, Island, Finmarken, das karische Meer, das nördliche Sibirien, das nördlich von der Behringsstrasse gelegene Meer und den nördlichsten Theil von Nordamerika hingeht. Südlich von diesem Gürtel sieht man das Nordlicht in der Regel im Norden; nördlich von demselben erscheint dasselbe dagegen gewöhnlich im südlichen Theile des

Himmels. Bisweilen beobachtet man das Nordlicht gleichzeitig auf einem grossen Theil der nördlichen Halbkugel, z. B. in Nordamerika, dem nordatlantischen Meer, Europa und einem Theil von Asien. In selteneren Fällen ist das Nordlicht in niedrigen Breiten, wie Jamaika und Bombay (18. Grad N. B.), ja bis zum 45. Grad nördlicher Breite herab, als ein schwaches Leuchten am nördlichen Horizonte sichtbar geworden.

388. Die Häufigkeit des Nordlichtes hat eine jährliche Periode. Es ist in den Aequinoctien am häufigsten und in den Solstitien am seltensten. Ausserdem hat es eine Periode von 10 bis 11 Jahren, indem die Häufigkeit des Nordlichtes in gleichem Verhältniss mit der Häufigkeit der Sonnenflecke zu- und abnimmt. Darnach sind die Jahre 1844, 1855, 1866, 1877 u. s. w. besonders arm an Nordlichtern. Endlich zeigt sich im Auftreten des Nordlichts noch eine Periode von ungefähr 60 Jahren, indem die Jahre 1728, 1780 und 1842 sich durch ihren Reichthum an Nordlichtern ausgezeichnet haben. Die beiden letzten Perioden finden sich in den Phänomenen des Erdmagnetismus wieder.

389. Ueber die Höhe des Nordlichtes sind die Ansichten getheilt. Aus verschiedenen, von einander unabhängigen Bestimmungen, erhellt jedoch mit ziemlicher Sicherheit, dass viele Nordlichter sich in einer Höhe über der Erde befinden, welche über 20 geographische Meilen beträgt. In dieser Höhe ist die Atmosphäre äusserst verdünnt. Einzelne Forscher vermuthen, dass das Nordlicht bisweilen, namentlich in den Polargegenden, auch in den tieferen Luftschichten auftritt.

390. Dass das Nordlicht einen Einfluss auf den Zustand der unteren Luftschichten ausübt, geht daraus hervor, dass der Himmel beim Auftreten eines starken Nordlichtes, zumal wenn die Krone sich zeigt sich in ungewöhnlich schneller Wechselfolge bewölkt und wieder klärt. Das Verhalten des Nordlichtes zu den grossen Bewegungen der Atmosphäre ist noch nicht genauer untersucht. Bei starken Nordlichtern, welche das Himmelsgewölbe mit ihren zuckenden Strahlen erfüllen, kann man, nach dem Berichte glaubwürdiger Beobachter, bisweilen ein eigenthümliches knisterndes Geräusch, wie das Rascheln eines Seidenstoffes, vernehmen. Dass

dieses Geräusch nicht aus der Höhe der Atmosphäre, von den Orten, an welchen das Nordlicht sich erzeugt, herabdringen kann, liegt auf der Hand, denn dort ist die Luft zu dünn, um den Schall bis an die Erdoberfläche fortpflanzen zu können (373). Dieser Ton wird daher wohl der Wirkung derselben, ursprünglich von der Erde ausgehenden Ursache auf die unteren Schichten des Luftkreises zuzuschreiben sein, welche in den höheren verdünnten Schichten der Atmosphäre das Leuchten derselben hervorruft.

391. Was Gestalt und Lage des Nordlichtes im Raume betrifft, so sind unsere Kenntnisse dieser Verhältnisse recht mangelhaft. Aus dem, was wir über die scheinbare Gestalt und Höhe des Nordlichtes wissen, geht hervor, dass das Nordlicht, jedenfalls das regelmässig entwickelte Nordlicht, als ein breiterer oder schmalerer Ring, oder Abschnitt eines solchen Ringes, ungefähr parallel mit der Zone, in welcher die Nordlichter sich am häufigsten zeigen, in beträchtlicher Höhe über der Erde schwebt. Dieser Ring wird aus Strahlen gebildet, welche in ihrer Richtung mit der Richtung der erdmagnetischen Kraft am Orte des Strahles übereinstimmen. Bisweilen aber besteht das Nordlicht auch nur aus einem Lichtschein ohne regelmässige Form. Für den Beobachter an einem Punkte der Erdoberfläche, der weit südlich von diesem Ringe liegt, wird nur ein Stück desselben sichtbar werden, und sein höchster Punkt wird in der auf der geographischen Häufigkeitszone lothrechten Richtung sich zeigen, d. h. der, in welcher der Bogen den magnetischen Meridian schneidet. Hinter dem Nordrande des Bogens und unter demselben erblickt man den dunkeln Himmel. Dies ist das sogenannte dunkle Segment. Befindet sich der Beobachter grade unter einem Theil des Nordlichtringes, so werden die meisten der für ihn sichtbaren Strahlen die Richtung der magnetischen Kraft am Beobachtungsorte theilen, d. h. einander parallel sein, und also nach den Gesetzen der Perspective in einem Punkte des Himmelsgewölbes zusammen zu laufen scheinen, und zwar wird dies der Punkt sein, nach welchem die magnetische Neigungs-Nadel hinweist. So bildet sich die Krone des Nordlichts. Ein Beobachter, der im Norden des Nordlichtringes steht, sieht das Nordlicht wie einen Bogen auf der südlichen Himmelshälfte und das dunkle Himmelsgewölbe unter dem Südrand des Bogens.

392. Die genaue Verbindung, welche zwischen dem Nordlichte und dem Erdmagnetismus besteht, und die sich darin zeigt, dass das Nordlicht sich nach den magnetischen Kraftlinien ordnet und am häufigsten und stärksten auftritt, wenn die magnetischen Instrumente am unruhigsten sind, beweist deutlich, dass die Ursachen des Nordlichtes dieselben sein müssen, welche den Erdmagnetismus hervorrufen. Welches letztere aber sind, ist bis jetzt noch eine unbeantwortete Frage, und darum gehört auch das Nordlicht immer noch zu den unerklärten Erscheinungen.

393. Luftspiegelung (Kiemung, norw. Hildring) tritt ein, wenn die Dichtigkeit der Luft in verschiedenen Höhen sehr stark von der gewöhnlichen abweicht. Im Allgemeinen wird der Lichtstrahl, den ein Gegenstand ins Auge sendet, eine gekrümmte Linie vorstellen, die sich in der Mitte etwas nach oben beugt, so dass das Auge den Gegenstand etwas höher sehen wird, als er in gerader Richtung eigentlich liegt. Sind aber die untersten Luftlagen ungewöhnlich stark erhitzt und verdünnt, so wird ihr Brechungsvermögen geringer, als das der sie überlagernden Schichten, und ein Lichtstrahl, der vom Gegenstand zum Beobachter geht, nimmt seinen Weg in einem Bogen unterhalb der graden Linie zwischen Auge und Object, der ihm theils durch die Gesetze der Brechung, theils durch die der sogenannten totalen Reflexion an den untern verdünnten Luftschichten vorgeschrieben wird. In dieser Weise spiegeln sich die Gegenstände in der Luft ebenso, wie an der Oberfläche des Wassers, und man sieht dieses Spiegelbild in umgekehrter Lage unterhalb des wirklichen Gegenstandes. Solche Erscheinungen treten regelmässig über stark erhitzten Sandflächen ein, indem das Blau des Himmels sich in der Luft täuschend wie eine Wasseroberfläche abspiegelt, und den durstigen Wanderer in der Wüste täuscht. Die dabei statthabenden Verhältnisse sind offenbar dieselben, welche die Bildung von Wind- und Sandhosen begünstigen (367). Ueber dem Meere tritt bisweilen, wenn seine Oberfläche bedeutend kälter ist, als die Luft, der Fall ein, dass die untersten Luftlagen im Ver-

hältniss zu den überlagernden ungewöhnlich stark verdichtet sind. Unter solchen Umständen können verschiedene Lichtstrahlen von demselben Gegenstand auf etwas verschiedenen Wegen in das Auge des Beobachters gelangen, und derselbe wird, ausser dem Gegenstande selbst, auch noch die Spiegelbilder desselben erblicken, welche theils aufrecht, theils umgekehrt über dem Hauptbilde schweben. Diese Spiegelbilder werden durch Lichtstrahlen gebildet, welche eine höhere Bahn, als der gewöhnliche Strahl beschreiben, und durch eine totale Reflexion von den höheren, verhältnissmässig weniger lichtbrechenden Luftschichten zurückgeworfen werden. Unter solchen Umständen zeigt der Meereshorizont sich in einer von der gewöhnlichen abweichenden Höhe; und Sonnenhöhen, über einem solchen Horizont gemessen, fallen mehr oder minder fehlerhaft aus und sind untauglich für geographische Längen- und Breite-Bestimmungen. Diese Verhältnisse treten besonders in den Polar-meeren ein und können viele der Abweichungen erklären, welche man grade hier zwischen den verschiedenen Bestimmungen der Breite desselben Ortes antrifft. Luftspiegelungen können bisweilen auch nach der Seite hin stattfinden, indem eine Luftmasse, die an der Seite einer andern liegt, z. B. durch starken Sonnenschein, der die eine trifft, während die andere im Schatten liegt, ein von dem andern Masse nicht unbeträchtlich abweichendes Brechungsvermögen erlangen kann.

394. Das weisse Sonnenlicht erleidet beim Durchgang durch die Atmosphäre einige Veränderung. Die Menge des Wasserdampfes, des Staubes und anderer in der Luft schwebender Substanzen hat einen bedeutenden Einfluss auf die Leichtigkeit oder Schwierigkeit, mit welcher die einzelnen der verschiedenen Farben, aus welchen das weisse Sonnenlicht besteht, die Atmosphäre durchdringen. Im Allgemeinen gehen die rothen Strahlen am leichtesten durch die Atmosphäre, wie man dies am Eintreten der Abend- und Morgenröthe sehen kann, unter Umständen, wo die Sonnenstrahlen einen weiten Weg durch die Luft zurückzulegen haben. Morgen- und Abendröthe deuten auf einen grossen Wassergehalt der Atmosphäre.

395. Während die Luft die rothen Strahlen am leichtesten

durchlässt, wirft sie die blauen am leichtesten zurück. Dies ist die Ursache der blauen Farbe des Himmels. Die Stärke dieses Blauen ist grösser im Zenith als am Horizonte; nach dem Regen gewöhnlich grösser, als vor demselben, in der heissen Zone grösser, als in den gemässigten und kalten Zonen, und wird um so grösser, je weiter man sich von der Erdoberfläche entfernt. Auf sehr hohen Gebirgen sieht man den Himmel beinahe ganz schwarz. Ueberhaupt ist der Himmel um so tiefer blau, je dünner die Luft, oder die Luftschicht ist, welche das Sonnenlicht reflectirt. Dass es die Luft selbst ist, welche durch die Reflexion des Sonnenlichtes die blaue Farbe hervorruft, wird dadurch bewiesen, dass das blaue Licht des Himmels nach einer Ebene, welche durch die Sonne geht, polarisirt ist, und dass die stärkste Polarisation an den Punkten stattfindet, die 90 Grad von der Sonne entfernt liegen.

396. Die Zurückwerfung des Sonnenlichtes durch die Atmosphäre ist ebenfalls die Ursache der Dämmerung, welche man am Morgen und am Abend als einen erleuchteten Bogen über der unter dem Horizont stehenden Sonne wahrnimmt. Aus der Höhe des Dämmerungsbogens hat man berechnet, dass die höchsten Luftschichten, welche das Sonnenlicht zu reflectiren im Stande sind, in einer Höhe von ungefähr 8 geogr. Meilen liegen.

397. Der **Regenbogen** entsteht durch Brechung und Reflexion des Sonnenlichtes in den Regentropfen. Der gewöhnliche Regenbogen wird immer auf der Seite des Himmelsgewölbes gesehen, welche der Sonne gegenüber liegt, und zeigt sich als ein farbiger Bogen, der ungefähr 41 Grad von dem Punkte (Gegen-Sonnenpunkt) absteht, in welchem ein durch das Auge des Beobachters gehender Sonnenstrahl das Himmelsgewölbe (oder seine Fortsetzung unter dem Horizonte) treffen würde. Ausserhalb dieses Regenbogens sieht man bisweilen einen grösseren, viel matteren, in welchem die Farben in umgekehrter Ordnung — inwendig roth, aussen violett — auf einander folgen, und welcher um 52 Grad vom Gegen Sonnenpunkt absteht. Unter dem gewöhnlichen Regenbogen erscheinen manchmal einige abwechselnde rothe und grüne Streifen. Diese deuten an, dass die Regentropfen sehr klein sind. Um den Mond kann man auch Regenbogen beobachten, doch sind die Farben hier sehr blass.

398. Die **kleinen Ringe** oder Höfe, welche man um Sonne und Mond bemerkt, werden durch die sogenannte Beugung der Lichtstrahlen hervorgerufen, wenn das Licht durch die kleinen Oeffnungen passirt, welche zwischen den Nebelbläschen einer Wolke übrig bleiben. Man sieht dieselbe Erscheinung, wenn man einen stark leuchtenden Punkt durch einen Schirm oder ein Netz mit feinen und dichten Löchern betrachtet.

399. Die **grossen Ringe** um Sonne und Mond, die Lichtstreifen über und neben denselben, sowie die Nebensonnen und Nebenmonde, entstehen durch Brechung und Reflexion in und an den Eiskrystallen, welche die höchsten Wolken bilden. Grade diese Phänomene, welche man mit Hülfe der Optik vollständig erklären kann, liefern den Beweis dafür, dass jene Wolken aus derartigen Eisnadeln bestehen. Diese Eiskrystalle bilden nämlich regelmässige, sechseckige Säulen, und man kann daher genau berechnen, wie jeder Lichtstrahl, welcher einen solchen Krystall trifft, durch Spiegelung an seiner Oberfläche, oder durch Brechung beim Durchgang durch denselben aus seiner ursprünglichen Bahn abgelenkt wird. Da die Eiskrystalle wechselnde Stellungen gegen die Richtung der Sonnenstrahlen einnehmen, so schlagen diese verschiedene Wege ein und erreichen somit das Auge in verschiedener Richtung, so dass der Beobachter mannigfaltig gestaltete Kreise, Bogen und Streifen wahrnimmt. Der am gewöhnlichsten vorkommende Ring hat die Sonne in der Mitte, so dass ein dunklerer Raum zwischen der Sonne und demselben liegt. Der Innenrand zeigt etwas rothes, der Aussenrand etwas weisses Licht. Sein Abstand von der Sonne (sein Radius) beträgt 22 Grad. Wird dieser Kreis von Lichtbogen durchschnitten, welche an seinen Seiten liegen oder von der Sonne oder dem Monde nach oben laufen, so erscheinen die Kreuzungspunkte in stärkerem Licht. Dies sind die sogenannten Nebensonnen oder Nebenmonde.

Neuntes Capitel.

Praktische Meteorologie. — Klimatologie. — Vorausbestimmung des Wetters.

400. Für die Interessen des täglichen Lebens ist es von Wichtigkeit, sowohl den allgemeinen Zustand des Wetters in den verschiedenen Jahreszeiten, als auch seinen Zustand an den einzelnen Tagen eines bestimmten Jahres zu kennen. Der allgemeine Zustand des Wetters an einem bestimmten Ort oder in einer bestimmten Gegend, oder genauer gesprochen der Inbegriff der durchschnittlichen Grösse und Beschaffenheit aller meteorologischen Elemente ist aber nichts Anderes, als das, was man das Klima eines Ortes nennt, und die Lehre von den Klimaten der verschiedenen Gegenden bildet den Theil der Meteorologie (im weiteren Sinne), welchen man Klimatologie nennt. Die Klimatologie ist die Statistik der meteorologischen Elemente, welche durch Zahlen die durchschnittlichen, aus jahrelangen Beobachtungsreihen abgeleiteten Werthe der Lufttemperatur, der Feuchtigkeit, des Luftdruckes, der Windrichtung und Windstärke, der Bewölkung und der Niederschlagsmengen zu den verschiedenen Zeiten ausdrückt, und dadurch zugleich die täglichen und jährlichen Veränderungen dieser Elemente nachweist. Die praktische Meteorologie im engeren Sinne sucht das zukünftige Wetter für kürzere oder längere Zeiträume zu bestimmen. Diese Wissenschaft hat es somit zunächst mit der Bestimmung der Abweichungen von den durchschnittlichen Witterungsverhältnissen zu thun, wie dieselben durch die un're-

gelmässigen Veränderungen der meteorologischen Elemente bedingt werden. Der praktische Meteorolog bedarf also ebensowohl der Kenntniss aller klimatologischen Verhältnisse, als des Einblicks in die Gesetze für die Bewegung der Atmosphäre und in die dabei hervortretenden Phänomene.

Die wichtigsten Theile der Klimatologie haben wir bereits in den ersten fünf Capiteln kennen gelernt, indem wir aus den normalen Zuständen der Atmosphäre die Beispiele hernahmen, um das Verhalten der verschiedenen meteorologischen Elemente zu beleuchten. Eine vollständige Darlegung der klimatischen Verhältnisse der Erde, oder auch nur eines einzelnen Landes, würde indessen einen Umfang beanspruchen, welcher ihr in diesem Buche nicht eingeräumt werden kann. Das vollständige Verständniss der klimatischen Verhältnisse, und namentlich ihrer Ursachen, erfordert Bekanntschaft mit den Bewegungen der Atmosphäre und den dieselben begleitenden Phänomenen im Einzelfalle, wie wir uns solche in den letzten Capiteln zu erwerben suchten. Auf dieser Grundlage sind wir daher nun auch im Stande die klimatologischen Elemente nach ihrem wechselseitigen Ursachs- und Wirkungs-Verhältnisse zu überschauen. Hier folge solch eine Uebersicht in gedrängtester Kürze.

401. Die Zahlen, welche die klimatischen Verhältnisse oder die Grösse der meteorologischen Elemente zu verschiedenen Zeiten und an verschiedenen Orten angeben, sind, wie wir wissen, Mittelwerthe, die aus den Einzelwerthen berechnet wurden, welche diese Elemente zu verschiedenen Zeitpunkten während längerer Zeiträume nach einander gehabt haben. Diese Durchschnittszahlen (Normalwerthe) hängen davon ab, wie häufig grosse oder kleine Einzelwerthe stattgefunden haben. Soll demnach der Ueberblick über die klimatischen Verhältnisse eines Ortes u. s. w. auf Vollständigkeit Anspruch machen, so darf derselbe sich nicht bloss auf die Angabe jener Mittelwerthe beschränken, sondern muss auch die Grösse der Variationen berücksichtigen, d. h. angeben, bis auf welche grössten oder kleinsten Werthe das einzelne Element, sowohl durchschnittlich als absolut, steigen oder herabsinken kann.

402. Man kann zwischen tropischem Klima, temperirtem oder

gemässigtem Klima und kaltem Klima, sowie zwischen See- oder Küsten-Klima und continentalem oder binnenländischem Klima unterscheiden. Das tropische Klima findet man in der heissen Zone zwischen den beiden Wendekreisen. Seine auszeichnenden Merkmale sind eine sehr hohe Mitteltemperatur mit geringer jährlicher, aber bedeutender täglicher Veränderung, eine grosse Menge Wasserdampf, regelmässige Windverhältnisse und eine beträchtliche Regenmenge, welche in bestimmten Zeiten des Jahres fällt, und zwar dann, wenn die Mittagshöhe der Sonne am grössten ist. Die Jahreszeiten des tropischen Klimas sind demgemäss: die Regenzeit, welche mit dem höchsten Sonnenstand eintritt, und die Trockenzeit, welche mit dem niedrigsten Sonnenstand zusammenfällt. Nach der geographischen Lage eines Ortes (seiner grösseren oder geringeren Entfernung vom Aequator) wechseln diese beiden Zeiten ein oder zwei Mal im Jahre. Das tropische Klima umfasst die Region der Passate und der Monsune. Seine Hauptmittellinie bildet der Gürtel der äquatorialen Windstillen, in welchem ein aufsteigender Luftstrom eine beständige Regenzeit unterhält. Ursächlich bedingt ist diese Calmenzone des Aequators durch das hier stattfindende Maximum der Wärme und durch den grossen Reichthum an Wasserdämpfen, welche die Passate auf ihrem Wege über die tropisch erwärmten Gegenden zusammenführen. Der Stillengürtel verschiebt sich mit der Sonne nach Norden und nach Süden, aber viel weniger und viel langsamer, als die eigentliche Sonnenbahn. Er folgt vielmehr der Zone höchster Temperatur, welche, theils in Folge der langsameren Erwärmung der Erdoberfläche, die nicht mit dem Fortrücken der Sonne Schritt halten kann, theils wegen der verschiedenen Einwirkung der Sonnenwärme auf Land und Meer, sich nie sehr weit vom Aequator entfernt, und, namentlich im Atlantischen Meere, immer auf der Seite der nördlichen Halbkugel mit ihren überwiegenden Landmassen liegt. Der ostindische Südwestmonsun des Sommers wird durch das barometrische Minimum im Innern Asiens hervorgerufen, welches jedoch eine bedeutende Verstärkung durch die ausserordentliche Regenmenge erhält, die auf der Süd- und Westseite der Gebirge Hindostans fällt. Der Nordostmonsun jener Gegend weht von dem baro-

metrischen Maximum Innerasiens nach dem äquatorialen Stillengürtel des indischen Meeres hin.

403. Das **gemässigte Klima** zeigt eine Mitteltemperatur von 25 bis 0 Grad, und das kalte Klima von 0 Grad und darunter. In diesen Klimaten wird, je weiter man sich vom Aequator entfernt, die jährliche Veränderung der Temperatur durchschnittlich grösser, die Menge des Wasserdampfes durchschnittlich geringer, die Windverhältnisse unregelmässiger, der Niederschlag schwächer und ungleichmässiger vertheilt.

404. Das **See- oder Küsten-Klima** zeichnet sich aus durch relativ hohe Wintertemperatur, niedrige Sommertemperatur, geringe jährliche und tägliche Veränderung der Temperatur, grosse Feuchtigkeit, starke Winde, zumal im Winter, viel Niederschlag und dichte Bewölkung. Alle diese Verhältnisse erklären sich unmittelbar durch die Nähe des Meeres, welches als ein Regulator der Temperatur wirkt, und durch die Dämpfe desselben, deren Verdichtung über der Küste die zahlreichen Wolken und den häufigen Niederschlag, sowie durch das damit verbundene Freiwerden der latenten Wärme mannigfaltige Bewegungen der Atmosphäre veranlasst.

405. Das **continentale oder binnenländische Klima** zeichnet sich aus durch einen warmen Sommer, kalten Winter, trockne Luft, schwache und unregelmässige Winde, klaren Himmel und wenig Niederschlag. Hier sind die jährlichen und täglichen Veränderungen der Temperatur und der Feuchtigkeit bedeutend. Diese Verhältnisse haben ihren Grund in der starken Wärmewirkung der Sonne auf das Land während des Sommers, der starken Wärmeabstrahlung während des Winters, welche beide durch die Trockenheit der Luft, die natürliche Folge der Meeresferne, begünstigt werden. Aus der Trockenheit der Luft ergiebt sich auch unmittelbar die Klarheit des Himmels und das geringe Mass des Niederschlages.

406. Ueber den Festlanden verursacht die starke Sommerwärme barometrische Minima, und die starke Winterkälte barometrische Maxima. Deshalb haben die Küsten im Sommer Seewinde, welche die Luft abkühlen und Wasserdämpfe mit sich führen, aber im Winter Landwinde, welche aus dem kalten Binnenland Kälte und trockne Luft mitbringen. Dies ist besonders der Fall auf den

Ostküsten der Continente. An den Westküsten der Continente streichen dagegen auf der nördlichen Halbkugel warme Meeresströme hin, welche theils unmittelbar während des Winters die Luft erwärmen, theils durch die Dämpfe, welche sie abgeben, durch die Bildung aufsteigender Luftströme, durch das Freimachen der latenten Wärme, so wie durch Wolkenbildung und Niederschlag barometrische Minima hervorrufen und dadurch wieder Wirbel veranlassen, welche durch die wärmeren Winde ihrer Vorderseite wesentlich dazu beitragen, das Klima der Westküste zu mildern. Das barometrische Minimum um Island, welches die Januar-Isobaren nachweisen, ist ein Ausdruck für die Menge zum Theil starker barometrischer Minima, welche in dieser Gegend entstehen und über sie hingehen, in Folge des Gegensatzes zwischen den Wärmeverhältnissen des Atlantischen warmen Meeresstromes und des kalten Polarstromes. Durch die warmen Winde an der Vorderseite der Wirbel, welche um diese Minima wehen, erhält ganz Europa und das nordwestliche Sibirien ein Klima, welches viel milder ist, als dasjenige, welches die Ostseiten der Festländer unter entsprechenden Breiten aufzuweisen haben. Aehnlich, aber weniger charakteristisch ausgeprägt, sind die Verhältnisse an der nordamerikanischen Westküste. Die Westseiten der Festlande der südlichen Halbkugel haben ein verhältnissmässig kaltes Klima als Folge der kalten Meeresströme, welche vom südlichen Eismeer in diese Gegenden sich vordrängen. Uebrigens ist das Klima der ganzen südlichen Erdhälfte überwiegend ein See-Klima, wie dies der geringen Ausdehnung des Landes im Verhältniss zur Meeresfläche entspricht.

407. Die **praktische Meteorologie** im engeren Verstand stellt sich die Aufgabe, das Wetter vorherzusagen. Hiermit sind nicht solche Angaben der künftigen Witterung gemeint, die sich unmittelbar aus der Kenntniss der klimatischen Verhältnisse ergeben, sondern derartige, die bestimmen, in wie weit die verschiedenen Jahreszeiten von den normalen Verhältnissen abweichen werden, oder die gradezu die Witterung für einen bestimmten Tag im voraus feststellen. Nach dem, was wir bisher betrachtet, beruht die jedesmalige Witterung wesentlich auf der Vertheilung des Luftdruckes, von welchem in erster Linie der Wind und in zweiter dann auch

fast alle übrigen meteorologischen Elemente abhängig sind. Aber, wie schon früher ausgesprochen, ist die Bestimmung der Veränderungen des Luftdruckes eine Aufgabe, welche die Wissenschaft bis jetzt noch nicht gelöst hat, und die Vorherbestimmung des Wetters bleibt deshalb immer noch zum grössten Theil ein erfahrungsmässiges Gutachten, das sich nicht minder auf den praktischen Blick als auf Kenntniss der Gesetze für die Bewegungen der Atmosphäre stützt. Kennte man diese Gesetze vollständig, so würde man, vom Zustande der Atmosphäre in einem gegebenen Augenblick ausgehend, ihren Zustand für jeden andern früheren oder späteren Augenblick berechnen, und also auch das Wetter in derselben Weise vorausbestimmen können, wie die Astronomen den Ort am Himmelsgewölbe anzugeben vermögen, an welchem ein Himmelskörper sich zur bestimmten Zeit zeigen wird. So lange diese Gesetze aber uns noch unbekannt sind, wird man in anderer Weise verfahren müssen, wenn es sich darum handelt, das künftige Wetter voraus zu bestimmen. Von vornherein müssen wir darauf aufmerksam machen, dass die Aufgabe, den Charakter der verschiedenen Jahreszeiten vorherzusehen, also beispielsweise zu bestimmen, ob der kommende Sommer oder Winter verhältnissmässig warm oder kalt ausfallen wird, nach dem jetzigen Stande der meteorologischen Kenntnisse noch nicht zu lösen ist. Die gegenwärtige praktische Meteorologie beschäftigt sich ausschliessend damit, das Wetter für den nächsten Tag vorauszusagen, und das eigentlich auch nur in Betreff der Stürme, als der Witterungszustände, welche das grösste Interesse für die Schifffahrt und die Fischerei haben. Die Aufgabe der praktischen Meteorologie beschränkt sich somit dermalen wesentlich darauf, nahende Stürme vorauszusagen oder zu signalisiren. Solche Sturm-signale dürfen jedoch auch nicht einmal als sichere Vorausbestimmungen angesehen werden, sondern nur als Warnungen, dass der Zustand der Atmosphäre gefahrdrohend ist. Sie besagen eigentlich nur, dass ein barometrisches Minimum mit starken Gradienten in der Nähe ist, und dass die Möglichkeit vorhanden ist, dass der dazu gehörige Wirbel über den betreffenden Ort hingehen wird. Mehr kann man bei unserer unvollkommenen Kenntniss der Gesetze für die Veränderung des Luftdruckes vor der Hand nicht leisten.

408. Ein Sturm-Signal-System würde im Stande sein, der Entwicklung des Sturmes zu folgen und darum auch ziemlich sicher vor dem Ausbruch desselben am bestimmten Orte warnen können, wenn es aus einer Anzahl von meteorologischen Stationen bestände, die über ein grösseres Gebiet zweckmässig vertheilt, und mit der Hauptstation in der Weise durch Telegraphendrähte verbunden wären, dass die Instrumente der Aussenstationen in jedem Augenblick ihren Stand auf der Hauptstation anzeigen könnten. Man besitzt solche selbstregistrirende Instrumente, welche mit Hülfe des galvanischen Stromes die eignen Beobachtungen am andern Ort nicht nur anzeigen, sondern auch drucken können. Auf der Hauptstation würde man dann in jedem beliebigen Augenblick, bei Tag oder bei Nacht, eine Karte über den Zustand der Atmosphäre entwerfen und den Veränderungen aller meteorologischen Elemente Schritt vor Schritt folgen können. Man würde gleich übersehen können, wo und wie rasch ein barometrischer Gradient im Wachsthum begriffen wäre, und könnte rechtzeitig allen durch den verstärkten Wind bedrohten Orten Warnungen zugehen lassen. Man würde in dieser Weise überhaupt eine Uebersicht über die Veränderungen des Wetters bekommen, welche in Verbindung mit dem, was wir über die Ursachen derselben wissen, eine ausgezeichnete Grundlage für allgemeinere Wettersvoraussagungen abgeben würde.

409. Die Herstellung eines derartigen Systemes würde freilich nicht zu den Unmöglichkeiten gehören, aber jedenfalls einen sehr grossen Kostenaufwand erfordern. Man muss deshalb mit minder kostspieligen, aber freilich auch minder vollkommenen Einrichtungen vorlieb nehmen. Statt der ununterbrochen telegraphischen Verbindung mit einer grossen Menge zum Theil weit entfernter Stationen, muss man sich auf telegraphische Mittheilungen von einigen wenigen Stationen beschränken, die nur ein oder höchstens zwei Mal am Tage eintreffen. In der Nacht können dabei freilich die Vorboten des Sturmes ganz unbemerkt bleiben und treten oft in dieser Weise ein, so dass der Sturm am Morgen bereits da ist, ehe ein Signal abgegeben werden konnte. Statt der directen telegraphischen Verbindung durch eigens dazu bestimmte Leitungen, sieht man sich auf die gewöhnlichen Telegraphenlinien hingewiesen, die bereits

eine so grosse private und öffentliche Correspondenz zu befördern haben, dass die Meteorologie ihre Forderungen nicht so weit ausdehnen kann, wie das Bedürfniss des Sturm-Signal-Systemes es eigentlich erheischte. Um indessen eine Vorstellung von der Art zu liefern, in welcher zur Zeit von den meteorologischen Centralanstalten in Europa und Amerika Sturmsignale abgegeben werden, wollen wir in der Kürze eine Uebersicht über das norwegische System geben, welches seinen Centralpunkt im meteorologischen Institut in Christiania hat. Dies Institut empfängt täglich (mit Ausnahme des Sonntags, soweit es die britischen Inseln betrifft) Telegramme folgenden Inhalts:

Von den norwegischen Stationen Bodö, Christianssund, Florö, Skudesnes, Oxö, Sandösund und Dovre (für die Beobachtungsstunde 7 Uhr Morgens im Sommer, 8 Uhr Morgens im Winter) Barometerhöhe, Lufttemperatur, das feuchte Thermometer, Windrichtung und Stärke, Bewölkung und Niederschlag (Wetter), sowie Grösse des Seegangs an den Küstenstationen. Diese Telegramme treffen sehr präcis ein, ungefähr um 10 Uhr Vormittags. Gleichzeitig mit diesen liefern Christianssund, Skudesnes und Oxö Bericht über die Beobachtungen für 8 Uhr des vorangegangenen Abends.

Von den schwedischen Stationen Oeregrund, Ystad, Helsingborg und Warberg, sowie von Skagen (früher von Frederikshavn) in Jütland, Angabe über Wind und Wetter am Morgen. Diese kommen im Lauf des Vormittags an.

Von den dänischen Stationen Kopenhagen und Fanö an der Westküste Jütlands, von den schwedischen Stationen Haparanda, Hernösand, Stockholm und Wisby (auf Gothland), Angaben wie die von Christianssund u. s. w. nebst Barometer und Wind des vorhergehenden Abends. Diese treffen am Vormittag ein.

Von Thurso in Schottland, Yarmouth in England, Valentia an der Westküste Irlands und von Shetland, Beobachtungen, wie die von Christianssund, Skudesnes und Oxö, und ausserdem die höchste und niedrigste Temperatur der letzten 24 Stunden und Regenmenge, für 8 Uhr Morgens Greenwicher Zeit. Kommen gewöhnlich zwischen 12 und 4 Uhr.

Von Skudesnes für 4 Uhr Nachmittag und von Thurso für 2 Uhr Nachmittag von gleichem Inhalt, wie die Morgenbeobachtungen. Kommen am Nachmittag.

Von Paris eine Uebersicht über den Zustand des Wetters im grössten Theil Europas. Trifft am Nachmittag ein.

Je nachdem diese Meldungen einlaufen, werden die Beobachtungen auf eine Karte eingetragen, die Isobaren gezogen und die Veränderung des Luftdrucks vom vorigen Abend bis zum Morgen berechnet. Sobald man eine genügende Uebersicht über den Zustand hat, wird dieser, zugleich mit den Aussichten für das Wetter des kommenden Tages, durch öffentlichen Anschlag bekannt gemacht und den Zeitungen Christianias mitgetheilt. Ist ein Sturm zu befürchten, so werden gleich Warnungen an alle bedrohten Orte abgegeben, mit Beifügung der Richtung, aus welcher der Sturm muthmasslich blasen wird. Diese Warnung wird unverzüglich vom Telegraphenamte befördert, und ihr Inhalt nach Empfang den Hafenbeamten, Oberlootsen und Vorständen der Fischereien mitgetheilt, um denselben nach Bedarf weiter zu befördern. Sturmwarnungen werden von Christiania aus beinahe nur fürs südliche Norwegen versendet. Die Wirbelcentra, welche das nördliche Norwegen mit Sturm bedrohen, können nämlich in der Regel nicht mittelst der Stationen verfolgt werden, von welchen zur Zeit Meldungen eingehen. Hierzu würden Telegramme von den Färöern und von Island erforderlich sein. Letztere Orte sind aber noch nicht mit dem europäischen Telegraphennetz verbunden.

410. Die Beurtheilung der Aussichten für das Wetter des folgenden Tages geschieht nach einem Ueberschlag in Gemässheit der Ansichten über die meteorologischen Vorgänge in der Atmosphäre, welche ihren Hauptzügen nach in diesem Buche mitgetheilt sind. Da die norwegischen meteorologischen Telegramme in fast allen Städten des Landes öffentlich aushängen, wird ein jeder, der sich mit den Gesetzen des Wetters und seinen Veränderungen vertraut gemacht hat, mit Hilfe der Morgentelegramme sich selbst eine begründete Meinung über das zu erwartende Wetter bilden können.

411. Für den Seemann auf dem Meere, so wie für den Landmann, dem die Telegramme unzugänglich bleiben, sind die Ver-

änderungen des Barometers, in Verbindung mit denen der anderen meteorologischen Instrumente, und das Aussehen der Luft, so wie gewisse Witterungsvorzeichen, welche nach alter Erfahrung für den betreffenden Ort gelten, die Hülfsmittel, welche ihm für seine Vermuthungen über die kommende Witterung zu Gebote stehen. Ungleich vortheilhafter ist freilich derjenige gestellt, welcher durch Telegramme eine Uebersicht über die Vertheilung des Wetters über einen grossen Theil der Erdoberfläche erlangen kann, als der, welcher nur auf die Beobachtungsergebnisse eines einzelnen Ortes angewiesen ist. Unter allen Umständen wird aber eine gründliche Einsicht in die Lehre vom Wetter und Bekanntschaft mit den klimatischen Verhältnissen eine nothwendige Vorbedingung für das richtige Verständniss des Ganges der Instrumente, und das beste Hülfsmittel zur Beurtheilung des künftigen Wetters sein und bleiben.

412. Die Witterungsvorzeichen, welche man den Phasen des Mondes, der gegenseitigen Stellung des Mondes und der Planeten entnommen hat, oder die auf den Zustand des Wetters an einem bestimmten Tag des Jahres (z. B. Siebenschläfertag etc.) oder auf den Zustand des Wetters vor 19 Jahren, u. s. w. zurückgehen, können keinen Platz in der praktischen Meteorologie finden, welche sich auf wissenschaftliche Untersuchungen und Thatsachen gründet. Würde man gewissenhaft nachzählen, wie oft derartige Witterungsvorzeichen und Wetterpropheten trügen, und wie oft sie zutreffen, dann würde man finden, dass jenes die Regel und dieses die Ausnahme ist. Wenn man dagegen sich die Fälle merkt, wo solche Zeichen zutreffen, und diejenigen übersieht und vergisst, wo sie getäuscht, so lässt sich freilich wohl das entgegengesetzte Resultat erreichen. Eine solche Begründung einer praktischen Regel liegt indessen ausserhalb des Bereiches der Wissenschaft.



Tab. I.

Vergleichung der Thermometerscalen.

C. Celsius. R. Réaumur. F. Fahrenheit.

C.	R.	F.	C.	R.	F.	C.	R.	F.
40°	32°0	104°0	10°	8°0	50°0	-20°	-16°0	-4°0
39	31.2	102.2	9	7.2	48.2	-21	-16.8	-5.8
38	30.4	100.4	8	6.4	46.4	-22	-17.6	-7.6
37	29.6	98.6	7	5.6	44.6	-23	-18.4	-9.4
36	28.8	96.8	6	4.8	42.8	-24	-19.2	-11.2
35	28.0	95.0	5	4.0	41.0	-25	-20.0	-13.0
34	27.2	93.2	4	3.2	39.2	-26	-20.8	-14.8
33	26.4	91.4	3	2.4	37.4	-27	-21.6	-16.6
32	25.6	89.6	2	1.6	35.6	-28	-22.4	-18.4
31	24.8	87.8	1	0.8	33.8	-29	-23.2	-20.2
30	24.0	86.0	0	0.0	32.0	-30	-24.0	-22.0
29	23.2	84.2	-1	-0.8	30.2	-31	-24.8	-23.8
28	22.4	82.4	-2	-1.6	28.4	-32	-25.6	-25.6
27	21.6	80.6	-3	-2.4	26.6	-33	-26.4	-27.4
26	20.8	78.8	-4	-3.2	24.8	-34	-27.2	-29.2
25	20.0	77.0	-5	-4.0	23.0	-35	-28.0	-31.0
24	19.2	75.2	-6	-4.8	21.2	-36	-28.8	-32.8
23	18.4	73.4	-7	-5.6	19.4	-37	-29.6	-34.6
22	17.6	71.6	-8	-6.4	17.6	-38	-30.4	-36.4
21	16.8	69.8	-9	-7.2	15.8	-39	-31.2	-38.2
20	16.0	68.0	-10	-8.0	14.0	-40	-32.0	-40.0
19	15.2	66.2	-11	-8.8	12.2	-41	-32.8	-41.8
18	14.4	64.4	-12	-9.6	10.4	-42	-33.6	-43.6
17	13.6	62.6	-13	-10.4	8.6	-43	-34.4	-45.4
16	12.8	60.8	-14	-11.2	6.8	-44	-35.2	-47.2
15	12.0	59.0	-15	-12.0	5.0	-45	-36.0	-49.0
14	11.2	57.2	-16	-12.8	3.2	-46	-36.8	-50.8
13	10.4	55.4	-17	-13.6	1.4	-47	-37.6	-52.6
12	9.6	53.6	-18	-14.4	-0.4	-48	-38.4	-54.4
11	8.8	51.8	-19	-15.2	-2.2	-49	-39.2	-56.2
10	8.0	50.0	-20	-16.0	-4.0	-50	-40.0	-58.0

Tab. II.
Psychrometertafel.

Feuch- tes Therm. 0 C	Differenz der beiden Thermometer :								
	0°			1°			2°		
	Dunst- druck mm	Rel. Feucht. pCt.	Tau- punkt 0 C	Dunst- druck mm	Rel. Feucht. pCt.	Tau- punkt 0 C	Dunst- druck mm	Rel. Feucht. pCt.	Tau- punkt 0 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	83	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	18.8
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	3.0	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

Tab. II.
Psychrometertafel.

Feuch- tes Therm. 0C	Differenz der beiden Thermometer :								
	0°			4°			2°		
	Dunst- druck mm	Rel. Feucht. pCt.	Thau- punkt 0C	Dunst- druck mm	Rel. Feucht. pCt.	Thau- punkt 0C	Dunst- druck mm	Rel. Feucht. pCt.	Thau- punkt 0C
— 0	4.6	100	0.0	4.4	82	— 4.7	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	64	— 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	34	—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	34	—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						

Tab. II.
Psychrometertafel.

Feucht. Therm. 0 C	Differenz der beiden Thermometer.								
	3°			4°			5°		
	Dunst- druck mm	Rel. Feucht. pCt.	Tau- punkt 0 C	Dunst- druck mm	Rel. Feucht. pCt.	Tau- punkt 0 C	Dunst- druck mm	Rel. Feucht. pCt.	Tau- punkt 0 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

Tab. II.
Psychrometertafel.

Feuch- tes Therm. 0C.	Differenz der beiden Thermometer:								
	3°			4°			5°		
	Dunst- druck mm	Rel. Feucht. pCt.	Thau- punkt 0C	Dunst- druck mm	Rel. Feucht. pCt.	Thau- punkt 0C	Dunst- druck mm	Rel. Feucht. pCt.	Thau- punkt 0C
— 0	3.0	53	— 5.5	2.5	40	— 7.8	2.0	30	— 40.5
— 1	2.7	51	— 6.9	2.2	38	— 9.5	1.6	27	— 42.9
— 2	2.4	48	— 8.4	1.9	35	— 11.4	1.3	23	— 45.5
— 3	2.1	45	— 9.9	1.6	32	— 13.5	1.0	19	— 48.4
— 4	1.8	43	— 11.6	1.3	28	— 15.8	0.8	15	— 51.7
— 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							

Tab. II.
Psychrometertafel.

Feuchtes Therm. 0 C	Differenz der beiden Thermometer.								
	6°			7°			8°		
	Dunst- druck mm	Rel. Feucht. pCt.	Thau- punkt 0 C	Dunst- druck mm	Rel. Feucht. pCt.	Thau- punkt 0 C	Dunst- druck mm	Rel. Feucht. pCt.	Thau- punkt 0 C
27	22.8	61	24.4						
26	24.3	60	23.3	20.6	55	22.8			
25	49.8	59	22.4	49.2	54	24.6	48.6	50	24.1
24	48.5	59	24.0	47.9	53	20.4	47.2	49	49.9
23	47.2	58	49.8	46.6	53	49.2	46.0	48	48.6
22	46.0	57	48.6	45.4	52	48.0	44.7	47	47.3
21	44.8	56	47.5	44.2	51	46.7	43.6	46	46.0
20	43.7	55	46.2	43.4	49	45.5	42.5	44	44.7
19	42.7	54	44.9	42.4	48	44.2	41.4	43	43.4
18	41.7	53	43.7	41.1	47	42.9	40.5	42	42.0
17	40.8	52	42.5	40.4	46	41.5	9.5	40	40.6
16	9.9	50	41.1	9.3	44	40.2	8.7	39	9.2
15	9.4	49	9.8	8.4	43	8.8	7.8	37	7.7
14	8.3	47	8.4	7.7	41	7.3	7.0	36	6.4
13	7.5	46	7.4	6.9	40	5.8	6.3	34	4.5
12	6.8	44	5.6	6.2	38	4.3	5.6	32	2.8
11	6.2	43	4.1	5.6	36	2.7	5.0	30	1.0
10	5.5	41	2.6	4.9	34	1.0	4.3	28	— 0.8
9	5.0	39	4.1	4.4	32	— 0.7	3.8	26	— 2.7
8	4.4	37	— 0.6	3.8	30	— 2.5	3.2	24	— 4.7
7	3.9	35	— 2.2	3.3	28	— 4.4	2.7	21	— 6.9
6	3.4	33	— 4.0	2.8	25	— 6.4	2.2	18	— 9.3
5	2.9	30	— 5.8	2.3	22	— 8.6	1.7	16	— 12.2
4	2.5	28	— 7.7	1.9	19	— 11.0	1.3	13	— 15.7
3	2.1	25	— 9.8	1.5	16	— 13.9	0.9	9	— 20.0
2	1.7	22	— 12.3	1.1	13	— 17.5	0.5	6	— 26.2
1	1.4	18	— 15.4	0.8	10	— 21.8	0.2	2	
0	1.0	15	— 18.5	0.4	6	— 28.0			
— 0	1.4	20	— 15.4	0.9	12				
— 1	1.1	17	— 17.5						
— 2	0.8	13	— 21.5						

Tab. II.

Psychrometertafel.

Feuch- tes Therm. 0 C	Differenz der beiden Thermometer:								
	9°			40°			44°		
	Dunst- druck mm	Rel. Feucht. pCt.	Thau- punkt 0 C	Dunst- druck mm	Rel. Feucht. pCt.	Thau- punkt 0 C	Dunst- druck mm	Rel. Feucht. pCt.	Thau- punkt 0 C
24	16.6	44	49.3						
23	15.3	43	48.0	44.7	39	47.3			
22	14.4	42	46.7	43.5	38	46.0	42.9	34	45.2
21	13.0	44	45.3	42.4	37	44.6	41.7	33	43.8
20	11.9	40	43.9	41.3	36	43.4	40.6	32	42.3
19	10.8	39	42.5	40.2	34	41.6	9.6	30	40.7
18	9.9	37	41.1	9.2	33	40.4	8.6	29	9.1
17	8.9	36	9.6	8.3	31	8.5	7.7	27	7.4
16	8.1	34	8.1	7.4	30	6.9	6.8	26	5.6
15	7.2	33	6.5	6.6	28	5.2	6.0	24	3.8
14	6.4	31	4.8	5.8	26	3.4	5.2	22	4.8
13	5.7	29	3.0	5.1	25	4.4	4.5	20	— 0.3
12	5.0	27	1.2	4.4	22	— 0.6	3.8	18	— 2.5
11	4.4	25	— 0.7	3.7	20	— 2.7	3.1	16	— 5.0
10	3.7	23	— 2.8	3.1	18	— 5.0	2.5	14	— 7.7
9	3.2	20	— 4.9	2.5	16	— 7.6	1.9	11	— 10.9
8	2.6	18	— 7.3	2.0	13	— 10.5	1.4	9	— 14.9
7	2.1	15	— 10.0	1.5	10	— 14.2	0.9	6	— 20.4
6	1.6	13	— 13.2	1.0	7	— 18.9	0.4	3	— 29.2
5	1.1	10	— 17.4	0.5	4	— 26.0			

Tab. III.

Reduction der Barometerhöhe auf 0° C.

	Millimeter.		Celsius.				Messingscala.	
Temp.	Abgelesene Barometerhöhe :							
C.	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
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

Tab. IV.

Englische Zoll und Millimeter.

E. Z.	mm.	E. Z.	mm.	E. Z.	mm.	E. Z.	mm.		
27.0	685.8	28.0	711.2	29.0	736.6	30.0	762.0		
27.1	688.3	28.1	713.6	29.1	739.1	30.1	764.5		
27.2	690.9	28.2	716.3	29.2	741.7	30.2	767.1		
27.3	693.4	28.3	718.8	29.3	744.2	30.3	769.6		
27.4	696.0	28.4	721.4	29.4	746.8	30.4	772.2		
27.5	698.5	28.5	723.9	29.5	749.3	30.5	774.7		
27.6	701.0	28.6	726.4	29.6	751.8	30.6	777.2		
27.7	703.6	28.7	729.0	29.7	754.4	30.7	779.8		
27.8	706.1	28.8	731.5	29.8	756.9	30.8	782.3		
27.9	708.7	28.9	734.1	29.9	759.5	30.9	784.9		
28.0	711.2	29.0	736.6	30.0	762.0	31.0	787.4		
Eng. Zoll.	0.04	0.02	0.03	0.04	0.05	0.06	0.07	0.08	0.09
Millim.	0.3	0.5	0.8	1.0	1.3	1.5	1.8	2.0	2.3

Französische Zoll und Linien und Millimeter.

"	'''	mm.	"	'''	mm.	"	'''	mm.	"	'''	mm.
25	0	676.8	26	0	703.8	27	0	730.9	28	0	758.0
	4	679.0		4	706.1		4	733.1		4	760.2
	2	681.3		2	708.3		2	735.4		2	762.5
	3	683.5		3	710.6		3	737.7		3	764.7
	4	685.8		4	712.8		4	739.9		4	767.0
	5	688.0		5	715.1		5	742.2		5	769.2
	6	690.3		6	717.4		6	744.4		6	771.5
	7	692.5		7	719.6		7	746.7		7	773.8
	8	694.8		8	721.9		8	748.9		8	776.0
	9	697.1		9	724.1		9	751.2		9	778.3
	10	699.3		10	726.4		10	753.5		10	780.5
	11	701.6		11	728.6		11	755.7		11	782.8
26	0	703.8	27	0	730.9	28	0	758.0	29	0	785.0
Fr. Lin.	0.4	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9		
Millim.	0.2	0.5	0.7	0.9	1.1	1.3	1.6	1.8	2.0		

Tab. V.

Höhe — in Meter — einer Luftsäule, deren Druck ein Millimeter ausmacht.

Luft- druck	Temperatur der Luft — Celsius.							
	m. m.	30°	28°	26°	24°	22°	20°	18°
780	11.48	11.40	11.31	11.23	11.14	11.06	10.97	10.89
770	11.63	11.55	11.46	11.38	11.29	11.21	11.12	11.04
760	11.78	11.70	11.61	11.53	11.44	11.36	11.27	11.19
750	11.94	11.85	11.77	11.68	11.60	11.51	11.43	11.34
740	12.10	12.01	11.93	11.84	11.75	11.67	11.58	11.49
730	12.25	12.17	12.08	11.99	11.90	11.82	11.73	11.64
720	12.43	12.35	12.26	12.17	12.08	11.99	11.90	11.81
710	12.61	12.52	12.43	12.34	12.25	12.16	12.07	11.98
700	12.79	12.70	12.61	12.51	12.42	12.33	12.24	12.15
690	12.98	12.88	12.79	12.70	12.61	12.51	12.42	12.33
680	13.16	13.07	12.98	12.88	12.79	12.69	12.60	12.51
670	13.37	13.27	13.18	13.08	12.99	12.89	12.79	12.70

m. m.	14°	12°	10°	8°	6°	4°	2°	0°
780	10.82	10.74	10.66	10.57	10.49	10.41	10.32	10.24
770	10.96	10.88	10.80	10.71	10.63	10.55	10.46	10.38
760	11.11	11.02	10.94	10.85	10.77	10.69	10.60	10.52
750	11.25	11.17	11.08	11.00	10.91	10.83	10.74	10.66
740	11.41	11.32	11.23	11.15	11.06	10.97	10.89	10.80
730	11.55	11.47	11.38	11.29	11.20	11.12	11.03	10.94
720	11.72	11.63	11.55	11.46	11.37	11.28	11.19	11.10
710	11.89	11.80	11.71	11.62	11.53	11.44	11.35	11.26
700	12.06	11.97	11.87	11.78	11.69	11.60	11.51	11.42
690	12.23	12.14	12.05	11.96	11.86	11.77	11.68	11.59
680	12.41	12.32	12.22	12.13	12.04	11.94	11.85	11.75
670	12.60	12.51	12.41	12.32	12.22	12.13	12.03	11.93

Tab. V.

Höhe — in Meter — einer Luftsäule, deren Druck ein Millimeter ausmacht.

Luft- druck.	Temperatur der Luft — Celsius.							
	0°	—2°	—4°	—6°	—8°	—10°	—12°	—14°
m. m.	0°	—2°	—4°	—6°	—8°	—10°	—12°	—14°
780	10.24	10.16	10.07	9.99	9.91	9.82	9.74	9.66
770	10.38	10.30	10.21	10.13	10.05	9.96	9.88	9.80
760	10.52	10.44	10.35	10.28	10.20	10.11	10.03	9.94
750	10.66	10.58	10.49	10.41	10.32	10.24	10.15	10.07
740	10.80	10.71	10.63	10.54	10.45	10.37	10.28	10.19
730	10.94	10.85	10.76	10.68	10.59	10.50	10.41	10.33
720	11.10	11.01	10.92	10.83	10.74	10.65	10.57	10.48
710	11.26	11.17	11.08	10.99	10.90	10.81	10.72	10.63
700	11.42	11.33	11.24	11.15	11.06	10.97	10.87	10.78
690	11.59	11.50	11.41	11.32	11.22	11.13	11.04	10.95
680	11.75	11.65	11.56	11.46	11.37	11.28	11.18	11.09
670	11.93	11.83	11.73	11.64	11.54	11.45	11.35	11.26
m. m.	—16°	—18°	—20°	—22°	—24°	—26°	—28°	—30°
780	9.59	9.51	9.42	9.34	9.25	9.17	9.08	9.00
770	9.72	9.64	9.55	9.47	9.38	9.30	9.21	9.13
760	9.86	9.78	9.69	9.61	9.52	9.44	9.34	9.26
750	9.98	9.89	9.81	9.72	9.64	9.55	9.47	9.38
740	10.11	10.02	9.93	9.85	9.76	9.67	9.59	9.50
730	10.24	10.15	10.06	9.98	9.89	9.80	9.72	9.63
720	10.39	10.30	10.21	10.12	10.03	9.94	9.85	9.77
710	10.54	10.45	10.36	10.27	10.18	10.09	10.00	9.91
700	10.69	10.60	10.51	10.42	10.33	10.23	10.14	10.05
690	10.85	10.76	10.67	10.57	10.48	10.39	10.30	10.20
680	10.99	10.90	10.81	10.71	10.62	10.52	10.43	10.34
670	11.16	11.07	10.97	10.87	10.78	10.68	10.59	10.49

Tab. VI.

Reductionstafel für die Regenhöhe.

Milli- meter.	Engl. Zoll.	Franz. Linien.	Milli- meter.	Engl. Zoll.	Franz. Linien.
1	0.04	0.44	100	3.94	44.33
2	0.08	0.89	200	7.87	88.66
3	0.12	1.33	300	11.81	132.99
4	0.16	1.77	400	15.75	177.32
5	0.20	2.22	500	19.69	221.65
6	0.24	2.66	600	23.62	265.98
7	0.28	3.10	700	27.56	310.31
8	0.31	3.55	800	31.50	354.64
9	0.35	3.99	900	35.43	398.97
10	0.39	4.43	1000	39.37	443.30
20	0.79	8.87	2000	78.74	886.59
30	1.18	13.30	3000	118.11	1329.89
40	1.57	17.73	4000	157.48	1773.18
50	1.97	22.16	5000	196.85	2216.48
60	2.36	26.60	6000	236.22	2659.78
70	2.76	31.03	7000	275.60	3103.07
80	3.15	35.46	8000	314.97	3546.37
90	3.54	39.90	9000	354.34	3989.66
100	3.94	44.33	10000	393.71	4432.96

Druck von Breitkopf & Härtel in Leipzig.

S - 96

S. 61

Verlag von Dietrich Reimer in Berlin.

Dove, H. W., Die Verbreitung der Wärme auf der Oberfläche der Erde. Erläutert durch Isothermen, thermische Isanomalien und Temperaturcurven. Mit sieben Karten und zwei Temperatur-Tafeln. gr. 4. 1852. Cart. 14 Mark.

— — Die Verbreitung der Wärme in der Nördlichen Hemisphäre innerhalb des 40. Breitengrades. Mit zwei von H. Kiepert entworfenen Karten. hoch 4. 1855. Cart. 5 Mark.

— — Klimatologische Beiträge. Zweiter Theil. gr. 8. 1869. Geh. 7 Mark.

(Der erste Theil ist vergriffen.)

Atlas hierzu:

— — Die Monats- und Jahres-Isothermen in der Polar-Projection, nebst Darstellung ungewöhnlicher Winter durch thermische Isometralen. 20 Karten in Querfolio. Mit erläuterndem Text. 1864. Geh. 8 Mark.

— — Das Gesetz der Stürme in seiner Beziehung zu den allgemeinen Bewegungen der Atmosphäre. Mit Holzschnitten und zwei Karten. Vierte vermehrte Auflage. gr. 8. 1873. Geh. 6 Mark.

— — Ueber Eiszeit, Föhn und Scirocco. Mit Holzschnitten. gr. 8. 1867. Geh. 2 Mark.

— — Der Schweizer Föhn. Nachtrag zu „Eiszeit, Föhn und Scirocco.“ gr. 8. 1868. Geh. 0,60 Pf.

Neumayer, G., Die Erforschung des Süd-Polar-Gebietes. Nebst einer Karte. gr. 8. 1872. Geh. 1 Mark 50 Pf.

Kiepert, H., Uebersichtskarte der Nordpolar-Länder. Neue berichtigte Ausgabe. 1874. 1 Mark.

A. Erman u. H. Petersen, Die Grundlagen der Gaussischen Theorie und die Erscheinungen des Erdmagnetismus im Jahre 1829. Mit Berücksichtigung der Säcularvariationen aus allen vorliegenden Beobachtungen berechnet und dargestellt. Mit 13 Tabellen und 6 Karten. Herausgegeben im Auftrage der Kaiserl. Admiralität. 1874. gr. 4. Cart. 6 Mark.

Baron N. Schilling, Capitain der Russischen Marine, Die beständigen Strömungen in der Luft und im Meere. Versuch, dieselben auf eine gemeinsame Ursache zurückzuführen. 1874. gr. 8. Geh. 1 Mark 20 Pf.

E. Weiss, Professor an der Sternwarte in Wien. Zwei Sternkarten.

Inhalt: No.

In Umschlag:

Biblioteka Politechniki Krakowskiej

„dlicher Sternh' nmel.



100000298941

Umschlagdr

Grünstrasse 30.