

H. MOHN

METEOROLOGIE

VIERTE AUFLAGE

Biblioteka Politechniki Krakowskiej



100000297330

Doublet 155.269 $\frac{1}{4}$
185.

J. Śniezek

LEON FROMMER
w Krakowie, Szewska 7.

GRUNDZÜGE
DER
METEOROLOGIE.

~~~~~  
DIE LEHRE  
VON  
WIND UND WETTER

NACH DEN NEUESTEN FORSCHUNGEN

GEMEINFASSLICH DARGESTELLT

VON

**H. MOHN,**

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

— Alexander Czuczynski

DEUTSCHE ORIGINAL-AUSGABE.

VIERTE VERBESSERTE AUFLAGE.

~~~~~  
Mit 23 Karten und 36 Holzschnitten.
~~~~~

BERLIN,  
VERLAG VON DIETRICH REIMER.  
1887.

D/543

2891



do 155269. II

Übersetzungsrecht vorbehalten.

**BIBLIOTEKA POLITECHNICZNA  
KRAKÓW**

II 9514

Akc. Nr. 1507/49



## Vorwort zur ersten Auflage.

---

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 Teil, der wesentlich die 5 ersten Kapitel umfaßt, ist vorzugsweise als eine notwendige Einleitung zum Verständnis der späteren Kapitel, welche die Lehre vom Wetter behandeln, anzusehen, und weniger als eine selbständige 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 werden, 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 Institut 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 verwerten zu können. Praktische Regeln für die Vorherbestimmung des Wetters habe ich nicht aufgestellt, theils weil es 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 lokalen Witterungsverhältnisse, auf Grund der gemachten Beobachtungen, sich sein Urtheil über das bevorstehende Wetter zu bilden.

Die geographischen Kenntnisse, welche für das Verständnis meteorologischer Phänomene notwendig 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 wünschenswert 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 Verständnis 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 teilweise wenigstens gerade 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 konstruiert 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 Verzeichnis gäbe über den Inhalt der Bibliothek des norwegischen meteorologischen Instituts, welche ihre Vollständigkeit zumeist dem Wohlwollen meiner Kollegen im Auslande verdankt. Ein besonderes Verdienst um die Vollständigkeit und Genauigkeit der Karten haben indessen die klimatologischen Mitteilungen 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 danach zwischen beiden zu wählen, als den Versuch zu machen, eine Übereinstimmung zuwege zu bringen, die doch nicht bestehen kann.

Bei der Ausarbeitung dieses Buches ist es mein beständiges Bestreben gewesen, die sicheren Schlüsse und die losen Vermutungen 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.**

---

## Vorwort zur vierten Auflage.

---

Bei Herausgabe dieser vierten Auflage meiner Grundzüge der Meteorologie habe ich die mir vom Verleger gebotene Gelegenheit, das Buch einer vollständigen Durchsicht zu unterwerfen, gern benutzt, und es hat dies zu mehrfachen Verbesserungen der im Jahre 1883 erschienenen dritten Auflage Anlaß gegeben. An vielen Stellen sind kleine Veränderungen und Zusätze im Texte vorgenommen. Die Isothermen-, Isobaren- und Wind-Karten sind nach den Resultaten der neuesten Untersuchungen korrigiert. Einige Figuren sind neu gezeichnet. Die Anordnung der einzelnen Paragraphen, sowie auch diejenige der Figuren und Karten ist unverändert die alte geblieben. Tab. V letzte Hälfte ist neu.

Christiania, December 1886.

**H. Mohn.**

---

# Inhalt.

|                                                                              | Seite |
|------------------------------------------------------------------------------|-------|
| <b>Einleitung</b> . . . . .                                                  | 1     |
| <b>Erstes Kapitel. Die Wärme der Luft, des Meeres und der Erde</b> . . . . . | 6     |
| Das Thermometer . . . . .                                                    | 6     |
| Die Wärmewirkung der Sonne . . . . .                                         | 14    |
| Die Wärmestrahlung der Erde . . . . .                                        | 17    |
| Die Temperatur der Luft . . . . .                                            | 20    |
| Die Aufstellung des Thermometers . . . . .                                   | 20    |
| Die tägliche Periode der Lufttemperatur . . . . .                            | 22    |
| Die Mitteltemperatur . . . . .                                               | 28    |
| Die jährliche Periode der Lufttemperatur . . . . .                           | 35    |
| Abnahme der Lufttemperatur in der Höhe . . . . .                             | 41    |
| Die Verteilung der Lufttemperatur über die Erdoberfläche . . . . .           | 45    |
| Thermische Anomalie . . . . .                                                | 55    |
| Die Temperatur des Meeres . . . . .                                          | 58    |
| Die Verteilung der Temperatur über die Meeresoberfläche . . . . .            | 60    |
| Die Temperatur des Meeres in der Tiefe . . . . .                             | 66    |
| Die Temperatur der Erde . . . . .                                            | 76    |
| <b>Zweites Kapitel. Die Wasserdämpfe in der Luft</b> . . . . .               | 79    |
| Verdunstung . . . . .                                                        | 80    |
| Absolute und relative Feuchtigkeit . . . . .                                 | 86    |
| Feuchtigkeitsmesser . . . . .                                                | 89    |
| Daniells Hygrometer . . . . .                                                | 90    |
| Das Psychrometer . . . . .                                                   | 91    |
| Das Haarhygrometer . . . . .                                                 | 99    |
| Die tägliche Periode im Druck des Wasserdampfes . . . . .                    | 99    |
| Die jährliche Periode im Druck des Wasserdampfes . . . . .                   | 102   |
| Das Verhalten des Wasserdampfes in der Höhe . . . . .                        | 103   |
| Die Verteilung der Wasserdämpfe auf der Erde . . . . .                       | 104   |
| Die tägliche Periode der relativen Feuchtigkeit . . . . .                    | 105   |
| Die jährliche Periode der relativen Feuchtigkeit . . . . .                   | 106   |
| Die relative Feuchtigkeit in verschiedenen Höhen . . . . .                   | 107   |
| <b>Drittes Kapitel. Der Druck der Luft</b> . . . . .                         | 109   |
| Das Barometer . . . . .                                                      | 110   |
| Kapselbarometer . . . . .                                                    | 115   |

|                                                                      | Seite      |
|----------------------------------------------------------------------|------------|
| Heberbarometer . . . . .                                             | 117        |
| Seebarometer . . . . .                                               | 120        |
| Aneroidbarometer . . . . .                                           | 121        |
| Das Abnehmen des Luftdruckes mit der Höhe . . . . .                  | 123        |
| Reduktion der Barometerhöhe auf den Meeresspiegel . . . . .          | 125        |
| Reduktion für die Schwere . . . . .                                  | 126        |
| Tägliche Periode des Luftdruckes . . . . .                           | 127        |
| Jährliche Periode des Luftdruckes . . . . .                          | 135        |
| Verteilung des Luftdruckes über die Erde . . . . .                   | 136        |
| <b>Viertes Kapitel. Die Bewegung der Luft und des Meeres.</b>        |            |
| <b>Wind- und Meeresströme . . . . .</b>                              | <b>142</b> |
| Richtung des Windes . . . . .                                        | 142        |
| Geschwindigkeit des Windes . . . . .                                 | 144        |
| Druck des Windes . . . . .                                           | 147        |
| Stärke des Windes . . . . .                                          | 147        |
| Häufigkeit der Winde . . . . .                                       | 152        |
| Verteilung der Winde auf der Erde . . . . .                          | 155        |
| Luftdruck und Windrichtung . . . . .                                 | 159        |
| Richtung des Windes in den oberen Luftschichten . . . . .            | 165        |
| Tägliche Periode des Windes. Land- und Seebrise . . . . .            | 167        |
| Meeresströme . . . . .                                               | 169        |
| Windverhältnisse und Segelrouten . . . . .                           | 173        |
| <b>Fünftes Kapitel. Niederschlag . . . . .</b>                       | <b>176</b> |
| Tau . . . . .                                                        | 177        |
| Nachtfrost . . . . .                                                 | 178        |
| Nebel . . . . .                                                      | 179        |
| Aufsteigende und niedersteigende Luftströme. Wolkenbildung . . . . . | 181        |
| Föhn . . . . .                                                       | 186        |
| Gestalt der Wolken . . . . .                                         | 187        |
| Größe der Bewölkung . . . . .                                        | 189        |
| Regen und Schnee . . . . .                                           | 191        |
| Regenmesser . . . . .                                                | 191        |
| Verteilung der Regenmenge auf der Erde . . . . .                     | 195        |
| Schneegrenze . . . . .                                               | 203        |
| Gletscher . . . . .                                                  | 203        |
| Eisberge . . . . .                                                   | 204        |
| Regenarme und regenlose Gebiete . . . . .                            | 205        |
| Hagel . . . . .                                                      | 205        |
| <b>Sechstes Kapitel. Das Wetter . . . . .</b>                        | <b>206</b> |
| Windrosen für die Lufttemperatur . . . . .                           | 208        |
| Windrosen für den Dunstdruck . . . . .                               | 210        |
| Windrosen für die relative Feuchtigkeit . . . . .                    | 211        |
| Windrosen für die Bewölkung . . . . .                                | 212        |
| Windrosen für die Häufigkeit des Niederschlages . . . . .            | 213        |

|                                                                       | Seite      |
|-----------------------------------------------------------------------|------------|
| Windrosen für den Luftdruck . . . . .                                 | 214        |
| Windrosen für die Barometerveränderungen . . . . .                    | 215        |
| Wechselwirkung der meteorologischen Elemente . . . . .                | 216        |
| Ursachen für das Fallen und Steigen des Barometers . . . . .          | 219        |
| Wetterkarten von Europa . . . . .                                     | 221        |
| Der barometrische Gradient . . . . .                                  | 223        |
| Die Windrichtung . . . . .                                            | 224        |
| Wirbel. Wirbelcentrum . . . . .                                       | 225        |
| Stärke des Windes . . . . .                                           | 226        |
| Das Windgesetz . . . . .                                              | 226        |
| Cyklonische und anticyklonische Luftbewegung . . . . .                | 232        |
| Hoher Luftdruck mit Winterkälte . . . . .                             | 234        |
| Hoher Luftdruck mit Sommerhitze . . . . .                             | 237        |
| Die barometrischen Minima . . . . .                                   | 239        |
| Veränderung des Wetters . . . . .                                     | 241        |
| Fortrücken der barometrischen Minima . . . . .                        | 246        |
| Veränderung des Luftdrucks im barometrischen Minimum . . . . .        | 248        |
| Drehung des Windes beim Übergang des Wirbels . . . . .                | 250        |
| Veränderung des Luftdrucks beim Übergang des Wirbels . . . . .        | 255        |
| Veränderung der Temperatur beim Übergang des Wirbels . . . . .        | 260        |
| Veränderung des Dunstdrucks beim Übergang des Wirbels . . . . .       | 260        |
| Veränderung in Bewölkung und Niederschlag . . . . .                   | 261        |
| Witterungswechsel beim Übergang von einem Wirbel zum andern . . . . . | 262        |
| Der Wirbel ist keine rotierende Luftmasse . . . . .                   | 263        |
| Erklärung der Fortbewegung des Wirbels . . . . .                      | 265        |
| Der aufsteigende Luftstrom im Wirbel . . . . .                        | 271        |
| Das Fortschreiten des Witterungsumschlages . . . . .                  | 272        |
| Allgemeine Verhältnisse bei den Wirbeln . . . . .                     | 272        |
| Teilminima . . . . .                                                  | 278        |
| Die barometrischen Maxima und ihre Bewegung . . . . .                 | 278        |
| Bewegung und Veränderung der barometrischen Minima . . . . .          | 279        |
| Die Wirbel im atlantischen Meere . . . . .                            | 283        |
| Veränderungen des Wetters in Amerika . . . . .                        | 284        |
| Bahnen der Wirbelcentra. Dove's Drehungsgesetz . . . . .              | 285        |
| Häufigkeit der Wirbel . . . . .                                       | 286        |
| Der hohe Luftdruck der Wendekreise . . . . .                          | 287        |
| <b>Siebentes Kapitel. Stürme . . . . .</b>                            | <b>289</b> |
| Wirbelstürme oder Cyklone . . . . .                                   | 290        |
| Stürme der gemäßigten und kalten Zonen . . . . .                      | 291        |
| Stürme des nordatlantischen Meeres . . . . .                          | 293        |
| Häufigkeit der Stürme und ihre jährliche Periode . . . . .            | 294        |
| Westindische Stürme . . . . .                                         | 295        |
| Beschreibung der tropischen Stürme . . . . .                          | 297        |
| Häufigkeit der tropischen Stürme . . . . .                            | 303        |

|                                                                         | Seite      |
|-------------------------------------------------------------------------|------------|
| Der Barbados-Orkan vom 10. August 1831 . . . . .                        | 305        |
| Vergleichung zwischen den tropischen und europäischen Stürmen . . . . . | 308        |
| Die mechanische Arbeit eines Orkans . . . . .                           | 311        |
| Tornados . . . . .                                                      | 314        |
| Windhosen . . . . .                                                     | 317        |
| <b>Achtes Kapitel. Elektrische und optische Erscheinungen in der</b>    |            |
| <b>Atmosphäre . . . . .</b>                                             | <b>320</b> |
| Luftelektricität . . . . .                                              | 320        |
| Gewitter . . . . .                                                      | 321        |
| Blitz . . . . .                                                         | 323        |
| Blitzableiter . . . . .                                                 | 323        |
| Donner . . . . .                                                        | 325        |
| Häufigkeit der Gewitter . . . . .                                       | 325        |
| Wanderung der Gewitter . . . . .                                        | 327        |
| Witterungsverhältnisse während der Gewitter . . . . .                   | 328        |
| Nordlicht . . . . .                                                     | 330        |
| Luftspiegelung . . . . .                                                | 336        |
| Abend- und Morgenröte . . . . .                                         | 337        |
| Farbe des Himmels . . . . .                                             | 337        |
| Dämmerung . . . . .                                                     | 338        |
| Regenbogen . . . . .                                                    | 338        |
| Ringe um Sonne und Mond . . . . .                                       | 339        |
| <b>Neuntes Kapitel. Praktische Meteorologie. Klimatologie. Vor-</b>     |            |
| <b>ausbestimmung des Wetters . . . . .</b>                              | <b>340</b> |
| Klimatologie . . . . .                                                  | 340        |
| Tropisches Klima . . . . .                                              | 342        |
| Gemäßigtes und kaltes Klima . . . . .                                   | 343        |
| Seeklima . . . . .                                                      | 343        |
| Kontinentalklima . . . . .                                              | 343        |
| Einfluß der Meeresströme . . . . .                                      | 344        |
| Thermische Anomalie . . . . .                                           | 344        |
| Praktische Meteorologie . . . . .                                       | 346        |
| Sturmwarnungen . . . . .                                                | 347        |
| Witterungszeichen . . . . .                                             | 351        |
| <b>Tabellen . . . . .</b>                                               | <b>353</b> |



## 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 Bestandteile ist der Sauerstoff, der als Träger der Atmung und anderer Verbrennungsprocesse eine durchgreifende Rolle bei der Erhaltung des organischen Lebens auf der Erde spielt. Hundert Raunteile Luft enthalten 21 Teile Sauerstoff und 79 Teile Stickstoff. Dies Mischungsverhältnis 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 Hauptbestandteil der Atmosphäre unbedenklich als selbständigen Stoff betrachten.

3. Neben der reinen Luft enthält die Atmosphäre immer einen Anteil Wasserdampf, dessen Menge, im Verhältnis zum ganzen Luftkreis, jedoch nur klein genannt werden kann, da 100 Teile Luft höchstens 3—4 Anteile 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, aber ganz kleine Beimischung von Kohlensäure. Eine meteorologische Bedeutung dieses Bestandtheiles ist jedoch nicht bekannt.

4. Die atmosphärische Luft gehört zu den Gasarten, welche nur durch besondere Kombinationen von Druck und Kälte in den flüssigen Zustand übergeführt werden können. 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 infolge 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, in der Natur häufig vorkommenden Umständen die Gasform aufgeben und in den tropfbar flüssigen oder festen 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 Gesamtheit 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, wird mit dem Ausdruck Klima bezeichnet, und die Lehre davon heisst die Klimatologie. Die an jedem Tage 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 Verständnis der Lehre vom Wetter wird naturgemäss Bekanntschaft mit der Klimatologie erfordert, und ebenso wird das volle Verständnis 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 nothwendigerweise eine allgemeine Bekanntschaft mit der Gestaltung der Erdoberfläche, der Verteilung 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 Verständnis der dabei vorkommenden Ausdrücke Notwendige 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 Wert (sein Maximum und sein Minimum) erlangt, so wie ferner die beiden Augenblicke, wo es seinen Mittelwert 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 Wert (Maximum und Minimum) nicht blofs nach ihrer Gröfse, d. h. nach ihrer Abweichung vom Mittelwerte, sondern auch nach ihrem gegenseitigen Unterschied ins Auge zu fassen. Diesen Unterschied zwischen dem höchsten und dem niedrigsten Werte nennt man die Amplitude. Sehr häufig kommen, zumal in der Klimatologie, Mittelwerte oder Mittelzahlen einer ganzen Reihe einzelner Gröfsen vor. Ein solches Mittel wird berechnet, indem man die Summe der einzelnen Gröfsen nimmt, und diese durch die Zahl der einzelnen Gröfsen 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 Teil der Erdoberfläche gleichzeitigen Bericht bringen kann, hat diese Wissenschaft sich selbständig 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 Hilfe des Telegraphen wurde diese Schwierigkeit überwunden, und dazu kam das vermehrte Interesse, welches die Übersicht 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, das künftige Wetter vorauszusagen und vor kommenden Stürmen zu warnen.

---

## Erstes Kapitel.

### Die Wärme der Luft, des Meeres und der Erde.

---

10. Um den Wärmestand 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 Teil 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 Thermometeröhrchens 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 Skala, d. h. einer Art von Maßstab, dessen Teile als Grade bezeichnet werden.

Diese Skala 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 Teilstrich eine 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 geradeaus auf die Kuppe und Skala blickt. Die so abgelesene Zahl giebt ein bestimmtes Maß für den Wärmegrad oder die Temperatur des Thermometers.

12. Die Thermometer-Skala wird in verschiedener Weise eingeteilt. Die Einteilung, welche gegenwärtig in den meisten Ländern gebräuchlich ist, wird die centigrade oder hunderttheilige oder nach dem Schweden Celsius, der sie zuerst vorgeschlagen, benannt. Ihrer werden wir uns auch überall in diesem Buche bedienen, um die verschiedenen Wärmezustände 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-Skala diesen Zwischenraum zwischen 0 und 100 Grad durch Striche in hundert gleichgroße Teile einteilt, dieselbe Einteilung mit gleichgroßen Zwischenräumen auf beiden Seiten über 100 Grad und über 0 Grad hinaus fortführt, und die Teilstriche unter der Null ebenso mit fortlaufenden Zahlen versieht, wie dies oberhalb derselben geschehen, so hat man die Skala 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.

**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 10° 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  $\frac{10}{8}$  multipliciert. Am einfachsten ist es, erst mit 8 zu dividieren und dann mit 10 zu multiplicieren. Da  $\frac{5}{4}$  dasselbe ist, wie  $1\frac{1}{4}$ , lassen Réaumur'sche Grade sich auch dadurch in Celsius'sche verwandeln, dafs man sie um den vierten Teil vermehrt. Umgekehrt werden Celsius'sche Grade in Réaumur'sche übersetzt durch Multiplikation mit 8 und Division durch 10, oder, da  $\frac{8}{10}$  oder  $\frac{4}{5}$  dasselbe ist wie 1 weniger  $\frac{1}{5}$  durch Verminderung um den fünften Teil:

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

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

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

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

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



Réaumur's Thermometer wird noch im gewöhnlichen Leben viel gebraucht. Es wäre wünschenswert, daß dasselbe nach und nach allgemein 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  $32^{\circ}$  und beim Siedepunkt  $212^{\circ}$ . 100 Celsiusgrade entsprechen also  $212^{\circ}$  weniger  $32^{\circ}$  d. h. 180 Fahrenheitgrade. Ein Steigen oder Sinken um  $1^{\circ}$  C entspricht also einem Steigen oder Sinken um  $\frac{180}{100}$  oder  $\frac{9}{5}$  Grad Fahrenheit, wobei nicht zu vergessen, daß  $0^{\circ}$  C gleich  $32^{\circ}$  Fahrenheit ist. Um Fahrenheit'sche Grade in Celsius'sche Grade zu verwandeln, muß man also erst  $32^{\circ}$  abziehen und dann den Rest mit 5 multiplicieren und durch 9 dividieren.

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

Fahrenheit's Thermometer hat den Vorteil, daß alle Kältegrade über  $0^{\circ}$  F oder  $-17^{\circ},8$  C ohne vorgeseztes 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. 1.

16. Ein Thermometer, welches durchaus richtig zeigt, heißt ein Normalthermometer. Ein solches muß also in schmelzendem Eis  $0^{\circ}$  und im Dampfe des bei einem Luftdruck von 760 Millimetern kochenden Wassers  $100^{\circ}$  angeben. Der innere Querschnitt der Röhre muß auf der ganzen Länge der Skala 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 feingestofsenem oder besser geschabtem 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, welches mit Wasser zu einem Brei gemischt ist, benutzen. Der Versuch wird in einem warmen Raume gemacht, wo die Temperatur der Luft über  $0^{\circ}$  steht. Das Thermometer wird so tief in das Eis eingesenkt, dafs die ganze Kugel und das Rohr bis an den Nullpunkt dicht von demselben umgeben ist. Wenn man nach verschiedenen Ablesungen gefunden, dafs die Quecksilberkuppe auf demselben Punkte stehen bleibt, so wird dieser Thermometerstand notiert. 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 Gröfse des Fehlers bei  $0^{\circ}$  gefunden und auch gesehen, ob dieser Fehler addiert oder subtrahiert werden mufs, um den wahren Thermometerstand zu erhalten. Ebenso läfst sich der Siedepunkt berichtigen. Ein gutes Thermometer hat für alle anderen Grade denselben Fehler, den es bei  $0^{\circ}$  zeigt. Die meisten Thermometer, welche zu meteorologischen Zwecken benutzt werden, haben indessen eine Skala, welche nicht bis zum 100sten Grade reicht. Um ein solches Instrument einer vollständigen Probe zu unterwerfen, mufs 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 mufs. 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 allmähliche Verkleinerung der Kugel, wodurch der Nullpunkt erhöht wird. Man thut deshalb wohl daran, den Nullpunkt seines Thermometers öfters wieder zu prüfen, etwa jährlich einmal, wenn man Eis oder Schnee zur Hand hat.

18. Da das Quecksilber bei einer Temperatur von ungefähr  $-40^{\circ}$  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 Nachteil, daß die Teilstriche der Skala nicht in gleichen Abständen von einander stehen können, da der Alkohol sich nicht im selben Verhältnis, wie das Quecksilber, ausdehnt und zusammenzieht. Je niedriger die Temperatur, um so dichter müssen die Teilstriche auf der Skala eines Alkoholthermometers neben einander liegen, vorausgesetzt, daß der Röhrenquerschnitt überall gleich ist. Außerdem geht oft ein Teil 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 addiert oder von derselben subtrahiert 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 gerade 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.  $+10^{\circ},5$  gezeigt, am selben Ort und zur selben Zeit, wo ein genaues Quecksilberthermometer  $+10^{\circ},0$  zeigte. Der Fehler des Alkoholthermometers ist also  $0,5$  oder ein halb Grad zu hoch. Hätte man nun in einem anderen Fall am Alkoholthermometer die Temperatur  $+9^{\circ},0$  abgelesen, so wird dem als richtige Temperaturangabe  $+8^{\circ},5$  entsprechen. Gesetzt aber, daß dasselbe Alkoholthermometer  $-10^{\circ},5$  gezeigt habe, während das Quecksilberthermometer auf  $-10^{\circ},0$  stand, so hätte bei dieser Temperatur das erste Instrument  $0^{\circ},5$  zu niedrig gezeigt. Einer Ablesung von  $-9^{\circ},0$  am Alkoholthermo-

meter 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 verhältnismäßig 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. Infolge 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 infolge davon der Weingeist sich zusammenzieht, führt derselbe, so lange das Thermometer fällt, den Schwimmer mit sich gegen die Kugel hin. Sobald aber das Instrument infolge 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 Übrigen 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 Quecksilber-

säule durch irgend ein Mittel in 2 Teile geteilt ist. Der Teil, welcher der Kugel zunächst liegt, zieht sich bei sinkender Temperatur zusammen, läßt aber den anderen entfernteren Teil liegen, so daß sein Ende die höchste Temperatur anzeigt, welcher das Thermometer ausgesetzt gewesen. Diese Teilung 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 Hindernis überwindet und dasselbe am Splitter vorbei in die Röhre hineindrängt, wenn das Quecksilber mit steigender Temperatur sich ausdehnt. Die Teilung 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 Teil der Quecksilbersäule 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 Teil 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 ver-

flossenen 24 Stunden ablesen. Ebensogut 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 Teil 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 aufserhalb der Erde nimmt diese im Laufe des Jahres ebensoviel Wärme auf, als sie dadurch verliert, dafs die Wärme von der Erde nach allen Richtungen in den Weltraum hinausstrahlt. Die innere Erdwärme verursacht also keine Veränderung in der Menge oder Verteilung der Wärme auf der Erde.

23. Man hat früher geglaubt, dafs die Erde von den Sternen, als leuchtenden und wärmenden Himmelskörpern nach Art unserer Sonne, eine große Wärmemenge empfinde, die um wenig von derjenigen übertroffen würde, welche sie in gleicher Zeit von der Sonne erhält. Nach den neueren Untersuchungen ist dies nicht der Fall. Die Sonnenwärme ist hinreichend, um die Wärmemenge auf der Erdoberfläche zu erklären, und die Wärme der Sterne ist für uns ganz unmerklich.

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 Teile 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,

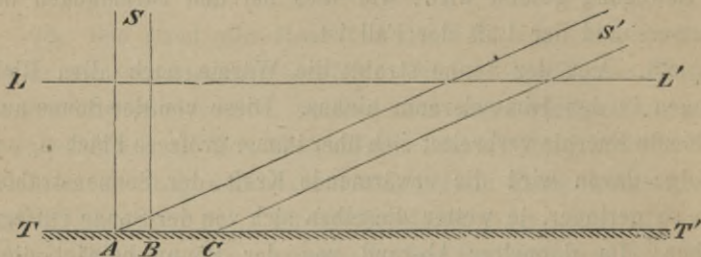
durchdringt sie einen Körper, ohne ihn zu erwärmen. Bei der Fortpflanzung durch Leitung wird der Körper, welcher die Fortpflanzung vermittelt, selbst mit erwärmt. Endlich verbreitet sich auch die Wärme dadurch, daß der erwärmte Körper selbst in Bewegung gesetzt wird, wie dies bei den Strömungen des Wassers 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 Energie verbreitet sich über immer gröfsere Flächen, und infolge 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 ( $\frac{1}{2 \times 2}$ ), im dreifachen nur ein Neuntel ( $\frac{1}{3 \times 3}$ ) u. s. f. Jenachdem die Erde bei ihrem jährlichen Umlauf um die Sonne sich dieser nähert oder von ihr entfernt, wird demgemäfs auch die erwärmende Kraft der Sonne zunehmen. 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. Ein Teil der Wärme strahlt unverändert durch die Luft, ein anderer Teil wird von dieser aufgenommen und dient mit dazu, dieselbe zu erwärmen, und ein dritter Teil wird von der Luft oder von den darin schwebenden Körperchen nach der Erde und nach dem Welt-raum zurückgeworfen. 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 dunstreicher 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. 1)

Fig. 1.



ein Stück der Erdoberfläche 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 verhältnismäßig längeres Stück der untersten Schicht der Atmosphäre durchlaufen muß, wo die dichtere und dunstigere Luft und die größere Menge von Wasserdampf einen bedeutenden Teil 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 imstande ist, sowohl bei hohem als bei niederem Stand der Sonne, und sowohl in Orten in geringer als in großer Höhe über dem Meere gemessen. Daraus hat man berechnet, daß ein Sonnenstrahl, welcher lotrecht auf die Erdoberfläche einfällt, bei seinem Durchgang durch die Luft mindestens 4 Zehntel seiner erwärmenden Kraft einbüßt, und



also bei seiner Ankunft auf der Erdoberfläche nur noch kaum 6 Zehntel seiner ursprünglichen Kraft besitzt. Steht die Sonne dagegen niedrig, so verlieren ihre Strahlen den allergrößten Teil ihrer wärmenden Kraft. An der Aufsgrenze der Atmosphäre würden die Sonnenstrahlen die Temperatur eines Kubikcentimeters Wasser, mit einer Fläche von einem Quadratcentimeter denselben senkrecht ausgesetzt, in der Zeit von einer Minute um 3 Grad Celsius erhöhen. 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 verteilen könnte, dazu ausreichen würde, um eine Eislage von 54 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 lotrecht 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. 1) erwärmt nämlich nur die Fläche *AB*, während das ebenso dicke Bündel *S'* sich über die ganze Fläche *AC* zu verteilen hat. Je niedriger also die Sonne steht, und je schiefer somit ihre Strahlen einfallen, desto größer werden die Flächen, über welche ihr Wärmevermögen sich verteilen 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 Teil 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 Teil derselben zurückgeworfen, während der größte Teil verschluckt wird und dazu dient, ihren Wärmegrad zu erhöhen. Wenn die Sonnenstrahlen dagegen die Oberfläche des Wassers treffen, so wird einmal schon ein bedeutender Anteil derselben zurückgeworfen, ohne ins Wasser einzudringen, und vom Reste strahlt wiederum ein Teil weiter durch das Wasser hindurch, so daß nur ein kleiner Teil 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 Teil der Wärme, welche dem Wasser zugeführt wurde, dazu verbraucht wird, um einen Teil 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 entgegentritt. 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 früher auf  $-140^{\circ}$  veranschlagt, aber sie ist aller Wahrscheinlichkeit nach tiefer als  $-200^{\circ}$ . 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 Abwechselungen 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 ganz andere Beschaffenheit erlangt, als die ursprünglichen Sonnenstrahlen sie hatten. Die Wärmestrahlen der Erde gehen von einem dunkeln Körper aus und werden 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 ähnlicher 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 (reflektieren), 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 zu-

gleich 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 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 gröfsere 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. Das Thermometer soll nur durch Leitung, nicht durch Strahlung, Wärme von der umgebenden Luft aufnehmen oder an sie abgeben.

**35.** Am besten ist es, das Thermometer in einem Häuschen aus Metall aufzustellen, dessen Wände und Boden aus Jalousien bestehen, das nach oben hin mit einem Dach versehen ist, und dessen nördliche oder südliche Seite als Thür dient. Das Häuschen steht in einem geräumigen, etwa  $1\frac{1}{2}$  Meter hohen, breiten und langen, gegen Norden offenen, mit Jalousiewänden und schrägem Dache versehenen, unten offenen Hause aus Holzbrettern, welches zu jeder Zeit das Metallhäuschen vor der Sonne schirmt. Die Höhe des Thermometers über der Erdoberfläche darf nicht unter

2 Meter sein, und das ganze Haus muß auf einem freien Platz über Rasen aufgestellt werden. Siehe übrigens § 117.

**36.** Ungleich bequemer ist es aber, das Thermometer aufserhalb 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 schließeln, daß keine warme Luft aus dem Innern des Zimmers zum Thermometer hinausströmen kann. Unterhalb des Thermometers dürfen sich keine Fenster oder andere Öffnungen 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 Teil 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 Süden abhängt, 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 unverhältnismäßig stark erwärmen könnte.

**37.** Soll das Thermometer die Temperatur der Luft richtig angeben, so muß seine Kugel trocken und rein sein. Wäre

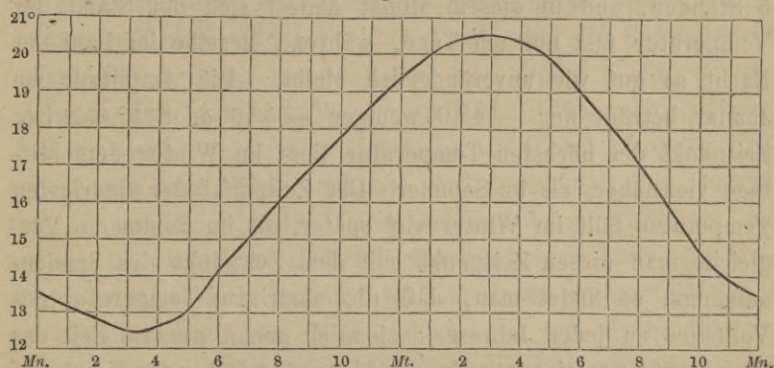
dies nicht der Fall, so wird die Kugel erst vorsichtig mit einem reinen Tuche abgetrocknet; dann darf man aber die Ablesung erst nach einer Weile vornehmen, nachdem das Thermometer wirklich die Temperatur der Luft angenommen hat.

**38. Die tägliche Periode der Lufttemperatur.** Beobachtet man die Lufttemperatur stündlich einen vollen Tag (24 Stunden) hindurch, so wird man in der Regel finden, dafs 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 gröfser sein, als am anderen, ja an einzelnen Tagen kann es sogar geschehen, dafs 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, dafs man das Mittel aus allen den Beobachtungen nimmt, welche im Laufe eines ganzen Monats zur selben Stunde gemacht sind. Die Wirkung 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 Übersicht über den täglichen Gang der Temperatur erhält man durch Betrachtung einer Darstellung wie Fig. 2 sie 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

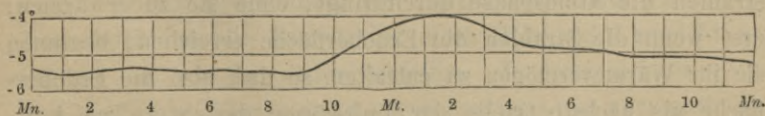
der Schneidepunkt liegt. Z. B. der Stunde 7 Uhr morgens entspricht  $15^{\circ}$ , 5 Uhr nachmittags entspricht  $20^{\circ}$ , 11 Uhr abends

Fig. 2.



entspricht  $14^{\circ}$ . 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 in langsamem 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.

Fig. 3.



$8^{\circ},1$ . Fig. 3 zeigt den täglichen Gang der Lufttemperatur des Januars in Christiania. Die niedrigste Temperatur ( $-5^{\circ},6$ ) tritt  $8\frac{1}{4}$  Uhr morgens und die höchste Temperatur ( $-4^{\circ},0$ )

1¼ 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 Mit-tage 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 Sonnen-aufgangs, so findet man, dafs 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 Tempe-ratur tritt ein 3 Uhr 28 Min. Am selben Orte fällt der Son-nenaufgang im Januar auf 8 Uhr 46 Min. und das Temperatur-minimum auf 8 Uhr 10 Min.

**40.** Die tägliche Bewegung der Temperatur der Luft voll-zieht 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, dafs teils die Amplitude gröfser oder kleiner ist, teils die Zeitpunkte der höchsten und niedrigsten Wärme etwas früher oder später eintreten. Ehe wir einige Beispiele dieser Ver-schiedenheit betrachten, wollen wir indessen erst die Ursachen der täglichen Periode der Lufttemperatur ins Auge fassen.

**41.** Wir haben gesehen, dafs ein Teil der Sonnen-strahlen die Atmosphäre durchdringt, ohne sie zu erwärmen; erst wenn die Strahlen die Erdoberfläche erreichen, beginnen sie ihr Wärmevermögen zu entfalten, so dafs also die Erdober-fläche als nächste Quelle der Luftwärme dasteht. Die Luft-schichten, welche unmittelbar auf der Erdoberfläche ruhen, er-hitzen sich somit durch die Wärme, welche ihnen von der Erde zugeführt wird, und die niedrigsten Schichten werden am



schnellsten und 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 allmählich 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 gerade 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 Übergewicht der Ausstrahlung, d. h. desto rascher wird die Temperatur abnehmen. Nach Untergang der Sonne geht die Abkühlung durch Strahlung un-

unterbrochen weiter, und infolge 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, dafs die Sonne, deren verschiedene Höhe über dem Horizonte so wesentlich auf die Temperatur einwirkt, in der Dunkelzeit ganz aufser Betracht bleibt. Die Temperatur bleibt daher, infolge der fortwährenden Ausstrahlung, im gleichmäfsigen 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 existiert also eine tägliche Bewegung der Lufttemperatur. So tritt z. B. in Vardöe im Laufe des Juli die niedrigste Temperatur ( $7^{\circ},2$ ) bereits um 1 Uhr 9 Min. morgens und die höchste Temperatur ( $10^{\circ},7$ ) um 2 Uhr 49 Min. nachmittags ein. Die Amplitude des Juli beträgt also  $3^{\circ},5$ . In ähnlicher Weise erklärt es sich, dafs die tägliche Wandelung der Lufttemperatur in Christiania und an anderen Orten der gemäfsigten Zone im Sommer gröfser ist, als im Winter. Im Winter ist nämlich die Zeit, in welcher die Sonne wirkt, so kurz, und die Höhe der Sonne so klein, dafs ihre erwärmende Wirkung nur gering ausfällt. Diese erwärmende Wirkung der

Sonne ist es aber allein, welche die tägliche Veränderung der Temperatur hervorrufft. 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 Änderung 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 Temp. | Amplitude | Niedrigste Temperatur | Höchste Temp. | Amplitude |
| Bergen                | 0°,1          | 1°,2      | 11°,9                 | 17°,1         | 5°,2      |
| Barnaul               | — 21°,5       | — 16°,0   | 13°,5                 | 24°,1         | 10°,6.    |

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 4°,4 und im Juli 5°,4 größer als in Bergen, oder mit anderen Worten: in Barnaul ist die Amplitude des Januars 5mal, und die des Juli über 2mal so groß, als die entsprechende Amplitude in Bergen. Bei Kap Horn ist im Januar die Amplitude 5°,1, im Juli 2°,7. Der Januar ist hier Sommermonat, und Juli Wintermonat. Über dem Atlantischen Meere in der Nähe des Äquators,

zwischen Südamerika und Afrika, ist die tägliche Amplitude der Lufttemperatur wenig verschieden in den verschiedenen Monaten, und beträgt durchschnittlich nur  $1^{\circ},5$ . Im Norwegischen Meere, zwischen Island und Norwegen, ist dieselbe in den Sommermonaten nur  $0^{\circ},9$ . Auf beiden Meeren stellt sich die höchste Temperatur des Tages schon um 1 Uhr nach Mittag ein, und die niedrigste um 4 Uhr morgens.

44. Die tägliche Änderung der Lufttemperatur ist bei klarem Wetter mit Sonnenschein gröfser, 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 Innern des Landes. Hierin liegt ebenfalls eine Ursache der gröfseren Veränderlichkeit, welche die Temperatur der Binnenländer vor derjenigen der Küstenländer auszeichnet. In Trevandrum, in der warmen Zone, an der Südspitze Vorderindiens, 8 Grad nördlich vom Äquator gelegen, ist die tägliche Amplitude der Lufttemperatur im Januar  $8^{\circ},6$ , im Juli dagegen nur  $4^{\circ},7$ , obwohl die Sonne im Januar durchschnittlich niedriger steht, als im Juli. Im Juli wehen hier aber südwestliche Winde, die viel Regen und wolke Luft mitführen, während im Januar nördliche Landwinde mit klarem Wetter herrschen. In Batavia auf der Insel Java ist die tägliche Amplitude im Februar  $4^{\circ},4$ , aber im August  $7^{\circ},3$ . Der Februar hat 20 Regentage mit einer Regenhöhe von 364 Millimeter, der August nur 6 Regentage mit 47 Millimeter Regen.

In der Höhe ist die tägliche Amplitude im allgemeinen kleiner, besonders auf Berggipfeln. Auf den Hochebenen ist sie jedoch oft eben so groß wie in den Niederungen.

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 Wert 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 sämtlicher 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 Mittelwert 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 selbstregistrierenden 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 31 Observationen, welche im Juli 1871 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 1871 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 Werte für die Mitteltemperatur des Monats werden einander sehr nahe kommen, und nimmt man vollends noch das Mittel aus diesen Werten, so erhält man einen ziemlich genauen Wert 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 ergibt sich als Mitteltemperatur des Monats  $15^{\circ},4$ ; genau derselbe Wert, 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 Korrekturen (Berichtigungen) benutzt, welche zum Mittel aus den Beobachtungen für die bestimmte Stunde addiert, oder von demselben subtrahiert werden, jenachdem die Temperatur dieser Stunde niedriger oder höher ist, als die Mitteltemperatur des Tages.

47. Diese Korrekturen 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 wechsell-

den Gröfsen dieser Korrekturen sind es ja gerade, welche diese Periode bezeichnen. Für die Stunden der höchsten Temperatur hat man die grössten Korrekturen abzuziehen; für die Stunden der niedrigsten Temperatur sind sie dagegen hinzuzufügen. Für die Stunden, in welchen die Temperatur mit dem Tagesmedium übereinstimmt, fallen die Korrekturen weg. Für solche Orte, an welchen mindestens jede dritte Stunde Tag und Nacht hindurch beobachtet wurde, können diese Korrekturen genau berechnet werden. Für andere Orte mufs man durch Vergleichung mit benachbarten Orten, deren Korrekturen man kennt, dieselben zu bestimmen suchen. In Norwegen sind diese Werte aus mehrjährigen, Tag und Nacht umfassenden Beobachtungen für Christiania, Bergen, Drontheim, Alten und Vardöe genau berechnet.

48 Mufs 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 verteilt, 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 Korrekturen 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 Gröfse 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 Korrekturen 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 Kongress in Wien folgende Stunden und Beobachtungsweisen angeraten, als diejenigen, deren Kombination 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 Kombination 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        |             |

Eine sehr gute Kombination ist  $\frac{7^m + 2^n + 2 \times 9^a}{4}$ .

In der Dunkelzeit darf man die Angabe des Minimums-thermometer nicht mitnehmen, sondern man muß das Mittel nur aus den drei festen Beobachtungsstunden berechnen.



**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 Wert erhalten. Der Fehler beträgt indessen gewöhnlich nur einen Bruchteil des Grades.

**51.** Nimmt man das Mittel aus der Mitteltemperatur aller Tage des Jahres, so ergiebt dies die Mitteltemperatur des Jahres. Diese findet man gleichfalls, wenn man die Mitteltemperatur jedes Monats mit der Zahl der Monatstage multipliciert, die erhaltenen Produkte addiert und diese Summe wieder durch die Zahl der Tage in Jahre dividiert. 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 ziemlich genau die Mitteltemperatur jedes Tages, jedes Monats und des ganzen Jahres berechnen. Diese Werte werden alsdann Normaltemperaturen genannt. Diese gewähren eine genaue Vorstellung von der Höhe der Temperatur, welche an dem betreffenden Orte herrscht, und den regelmäßigen Veränderungen, denen sie 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 11 Tagen ( $\frac{1}{3}$  Monat).

**53.** Wenn für einen Ort nur kürzere Beobachtungsreihen existieren, muß man die Normaltemperatur desselben durch Be-

rechnung zu finden suchen. Man benutzt dazu ein Verfahren, welches besonders zur Bestimmung der Normaltemperatur der verschiedenen Monate geeignet ist, aber auch auf andere Zeiträume angewendet werden kann. Untersucht man nämlich die gleichzeitige Verteilung der Temperatur über einen größeren Teil 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 an andern nahe um ebensoviel zu hoch, denn die Ursachen, welche derartige Abweichungen hervorrufen, wirken in fast gleicher Stärke über weitere Gebiete. Wie man nun durch Korrektion 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 addiert, oder jene von dieser abzieht, jenachdem sich der zeitweilige Wärmegrad 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 Korrektion auf die Normaltemperatur verwenden. Bei größeren Entfernungen muß man durch Vergleichung mit anderen Orten, deren Normaltemperatur bekannt ist, 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  $7^{\circ},1$ . Die Mitteltemperatur desselben Monats in Christiania betrug  $13^{\circ},0$ , während die Normaltemperatur des August für Christiania (aus 30jährigen Beobachtungen berechnet)  $15^{\circ},3$  ist. 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  $7^{\circ},1 + 2^{\circ},3$ , d. h. auf  $9^{\circ},4$  berechnet. Gründet man die Rechnung aber nicht blofs auf das einzelne Jahr 1864, welches zufällig einen besonders kalten August hatte, sondern auf die Mittelwerte 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 und stimmt mit dem Mittel aus einer 19jährigen Beobachtungsreihe, welche für den August  $10^{\circ},6$  giebt, bis auf  $0^{\circ},1$  überein. Daraus läßt sich nun aber auch ersehen, dafs der August 1864 auf Dombaas nicht nur  $9^{\circ},4 - 7^{\circ},1$  oder  $2^{\circ},3$ , sondern vielmehr  $10^{\circ},6 - 7^{\circ},1$  oder  $3^{\circ},5$  zu kalt gewesen ist, oder mit anderen Worten, dafs Dombaas einen verhältnismäfsig noch kälteren August gehabt hat als Christiania\*).

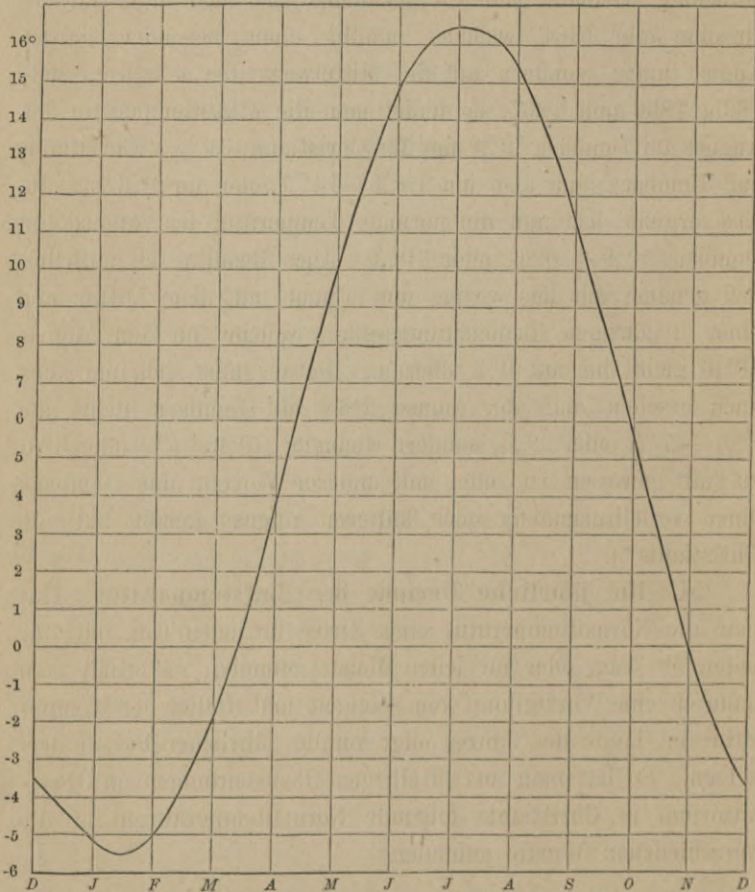
**54. Die jährliche Periode der Lufttemperatur.** Hat man die Normaltemperatur eines Ortes für jeden Tag, oder für jeden 5<sup>ten</sup> Tag, oder für jeden Monat gefunden, so erhält man dadurch eine Vorstellung vom Steigen und Fallen der Temperatur im Laufe des Jahres oder von der jährlichen Periode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

|          |                |       |                |        |                |           |                |
|----------|----------------|-------|----------------|--------|----------------|-----------|----------------|
| December | $-3^{\circ},5$ | März  | $-1^{\circ},8$ | Juni   | $14^{\circ},8$ | September | $11^{\circ},3$ |
| Januar   | $-5^{\circ},1$ | April | $3^{\circ},8$  | Juli   | $16^{\circ},5$ | Oktober   | $5^{\circ},5$  |
| Februar  | $-5^{\circ},0$ | Mai   | $9^{\circ},9$  | August | $15^{\circ},3$ | November  | $-0^{\circ},1$ |

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

Bezeichnet man in einem rechtwinkligen Liniennetze, wie Fig. 4, die unterste Horizontale mit den Namen der 12 Monate und die äußerste Senkrechte mit der Zahl der Grade, trägt dann

Fig. 4.



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 Übersicht 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. Oktober. Vom 14. November bis zum 25. März (also 131 Tage) ist die tägliche Mitteltemperatur unter  $0^{\circ}$ .

In meteorologischer Beziehung teilt 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, Oktober 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 Christiania's 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 temperierten 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  $2^{\circ},0$  und im Januar  $-36^{\circ},0$  betragen dürfte, was einer jährlichen Amplitude von 38 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 Äquator entfernt liegt, ist die Temperatur durchschnittlich  $19^{\circ}$  im Januar und  $28^{\circ}$  im Juli, die jährliche Amplitude also nur  $9^{\circ}$ .

56. In der heißen Zone sind die Sommermonate nicht mehr die wärmsten. Je näher man dem Äquator kommt, desto mehr fallen die wärmsten Zeiten des Jahres auf die Frühlings- und Herbst-Monate, 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. In Batavia, das nur  $6^{\circ}$  südlich vom Äquator liegt, ist z. B. die Temperatur durchschnittlich im Januar am niedrigsten und zeigt  $25^{\circ},2$ , dann steigt sie bis auf  $26^{\circ},4$  im Mai, fällt nochmals bis auf  $25^{\circ},7$  im Juli, steigt wieder bis auf  $26^{\circ},4$  im Oktober, um endlich auf  $25^{\circ},2$  im Januar zurückzukehren. Die ganze jährliche Amplitude beträgt somit nur  $26^{\circ},4 - 25^{\circ},2$  d. h.  $1^{\circ},2$ .

57. Die jährliche Periode der Lufttemperatur folgt demnach, gerade 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 steigert. 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 ist und der Tag soweit abgenommen hat, daß die Erwärmung gerade der Erkaltung 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 Äquator absteht, um so näher liegen die beiden Maxima der Zeit der Sonnenwende. Unter

dem Äquator selbst steht die Sonne in den beiden Äquinoktien am höchsten und in den beiden Solstitien am niedrigsten. Das erklärt, warum hier die Wärme im Frühling und im Herbst am größten, im Sommer und Winter dagegen geringer ist. In den tropischen Gegenden besteht ferner nur ein unbedeutender Unterschied zwischen den Längen des Tages zu verschiedenen Zeiten des Jahres. Dem entspricht die geringe jährliche Amplitude, die unter dem Äquator, wo jeder Tag des Jahres gleiche Länge hat, auch am kleinsten wird. In Ostindien fällt die höchste Temperatur in den Mai; im Juli ist die Regenzeit.

59. Wir sehen, wie die jährliche Veränderung der Temperatur im Allgemeinen nach den Polen hin zunimmt und nach dem Äquator hin abnimmt. Dies gilt aber nur, wenn man die Durchschnittswerte 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) . . . . .          | 8°   |
| Ona (norweg. Westküste) . . . . .              | 11°  |
| Udsire (norweg. Westküste) . . . . .           | 13°  |
| Christiania (mitten in Skandinavien) . . . . . | 22°  |
| St. Petersburg (westliches Rußland) . . . . .  | 27°  |
| Kasan (östliches Rußland) . . . . .            | 33°  |
| Barnaul (westliches Sibirien) . . . . .        | 39°  |
| Irkutsk (östliches Sibirien) . . . . .         | 40°  |
| Jakutsk . . . . .                              | 62°  |
| 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 Innern desselben. An dem Jana-Fluss, im nordöstlichen Sibirien, unter dem Polarkreis, steigt sie bis zu 66°. Erst in Japan, etwas südlicher und unmittelbar am großen Ocean sinkt sie wieder auf den Wert herab, den sie an der Ostsee hatte, ohne jedoch auch nur annähernd so sehr einzuschumpfen, wie dies über dem atlantischen Ocean der Fall war. An den Küstenstationen erreicht die Luftwärme sowohl ihren höchsten als ihren niedrigsten Wert später im Jahre als im Binnenlande. Die Verspätung kann bis auf einen Monat heraufgehen. Dasselbe findet auch in den arktischen Gegenden statt.

**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 und rascher ist, als auf den Meeren. Außerdem herrscht im Inneren der Kontinente 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 Abwechslungen 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

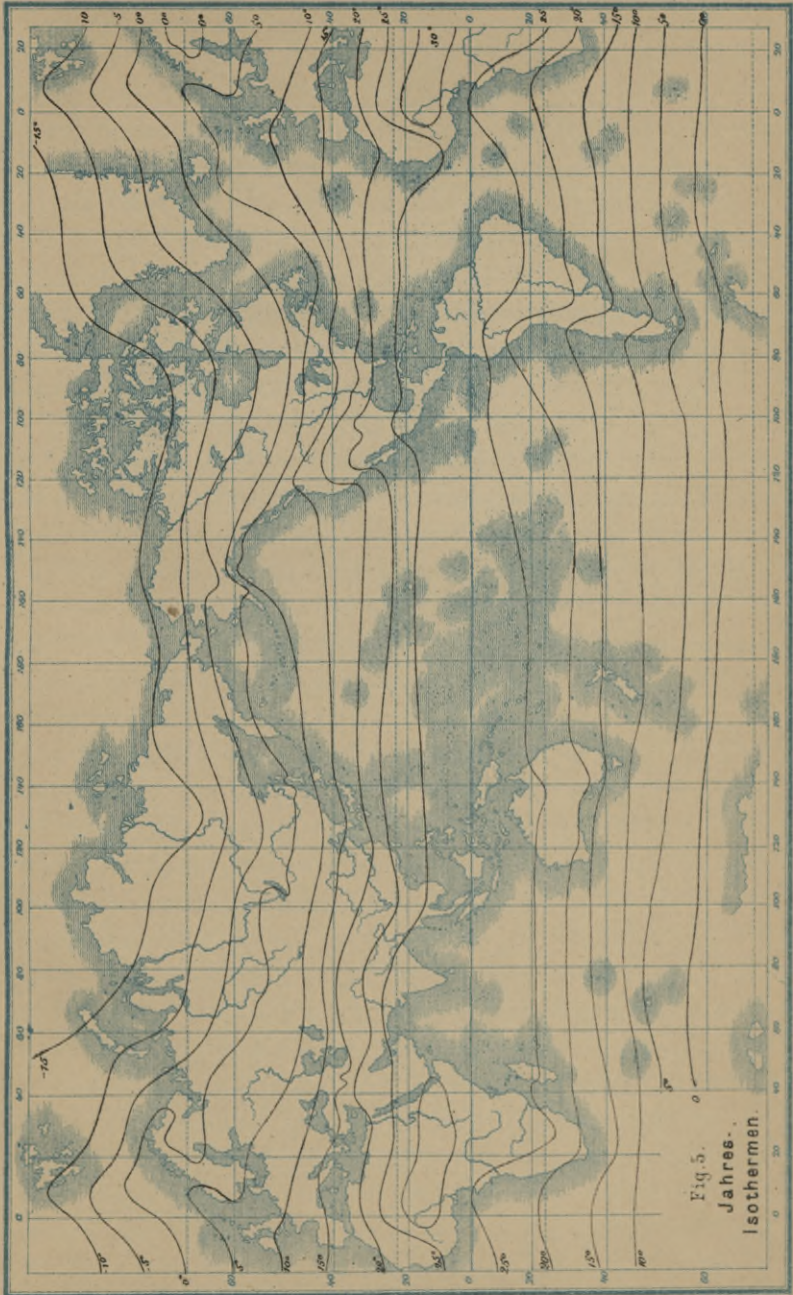
durch Vermittelung der erhitzten Erdoberfläche. Da nun aber die Luft ein sehr schlechter Wärmeleiter ist, würden die höheren Luftschichten von dieser Wärme der unteren Lagen nur sehr wenig Gewinn haben, wenn dieselbe blofs durch Leitung ihnen zugeführt werden müfste. Die Verbreitung der Wärme in den 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 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 Teile 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, dafs ein Teil der in ihr enthaltenen Wärme dazu verwendet wurde, ihre Teilchen weiter von einander zu rücken. Da nun von anderen Körpern keine neue Wärme zugeführt ward, so wird der zurückgebliebene Wärme-Rest der Luft nicht mehr denselben Wärme-grad mitteilen können, den sie früher hatte, mit anderen 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 gerät dieselbe dabei unter einen gröfseren Druck, wird verdichtet und nimmt folglich einen geringeren Raum ein, indem ihre Teilchen 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 beigemischt wären, so würde ihre Temperatur mit der Höhe gleichmäßig abnehmen und für jede 101 Meter um  $1^{\circ}$  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 feuchter die Luft ist, das heisst, je mehr Wasserdampf sie enthält. 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  $1^{\circ}$  für 276 Meter, während am Nachmittag und im August die Temperatur schon für 147 Meter um  $1^{\circ}$  sinkt. Wenn man das Verhältnis, 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 Meerespiegel hinabdrücken könnte. Dies nennt man: die Temperatur des Ortes auf die Meeresfläche reducieren.

**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. Über 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 eigentümliche 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 Winterklima's vieler an Fluszufern liegenden Orte. In einer weiten Thalmulde mit flachem Boden ist der Abschnitt des Himmels, welcher sich von einem Punkt aus überschauen läßt, und gegen welchen sich die Wärmestrahlung hauptsächlich richtet, in der Mitte des Thales größer, als auf den Seitenabhängen. Über dem Thalgrunde wird demgemäß eine stärkere Wärmestrahlung statthaben, als an den Thalwänden, so daß in klaren Nächten und an wolkenlosen Wintertagen die Temperatur unten in der Thalsole merkbar niedriger sein kann, als höher oben an den Bergseiten. Durch die Abkühlung entstehen regelmäßig Nebel (219), welche sich über die Thalsole lagern, während die Höhen im Sonnenschein liegen. Bisweilen können die Höhen auch noch von milden Winden umspielt werden, welche aus fernen Gegenden Wärme zuführen, während der Thalboden noch immer von einem unbewegten, aber abgekühlten Luftmeere bedeckt liegt. Unter Kälteperioden mit hohem Luftdruck und anticyklonischem Windsystem (§ 295), wie solche im Winter eintreten, kommt die Wärmeentwicklung des niedersteigenden Luftstroms den auf Bergspitzen oder Gebirgrücken liegenden Orten zu gute, während die Thalpartien und Ebenen





unter der Herrschaft der durch die Wärmestrahlung erzeugten Kälte sich befinden. In solcher Weise ist es zu erklären, daß die Temperatur in den untersten Luftschichten niedriger sich zeigt, als in den höheren, und daß dieselbe bis zu einem gewissen Grad mit der Höhe steigen kann. In Berggegenden, wie in den österreichischen Alpenländern, tritt diese Erscheinung sogar in den Mitteltemperaturen der Wintermonate hervor. 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 abstrahlt, und somit sich nicht unter den Bedingungen befindet, die wir in Paragraph 61 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 Verteilung der Lufttemperatur über die Erdoberfläche.** Die Karte Fig. 5 ist in folgender Weise konstruiert. Für eine große Anzahl von Orten in den verschiedenen Weltteilen 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 reduciert (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 Hilfe einer solchen Isothermenkarte erhält man die beste Übersicht über die Verteilung der Wärme der niederen Luftschichten auf der Erde. Weil alle Mitteltemperaturen auf die Meeresfläche reduciert sind, zeigt die Karte uns die Verteilung der Wärme

so, wie dieselbe sein würde, wenn alle Orte der Erde auf gleicher Höhe mit dem Meeresspiegel lägen.

**65. Anmerkung.** In Bezug auf unsere Karte (Fig. 5) und alle folgenden Karten ist noch zu bemerken, dafs dieselben in der sogenannten Merkator'schen Projektion gezeichnet sind oder dieselbe Einrichtung des Gradnetzes haben, die man gewöhnlich bei Seekarten anwendet. Diese Projektion hat den Vorzug, dafs 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 dafs alle Richtungen nach Norden, Süden, Osten und Westen leicht zu finden sind. Aber während die Meridiane auf der Erdkugel in den Polen zusammenlaufen, bleiben sie auf der Seekarte stets parallel. Dadurch wird der Mafsstab der Karte um so gröfser, je mehr man sich nach Nord oder Süd vom Äquator entfernt. Dies würde aber eine Verzerrung der Umrisse der Länder u. s. w. zur Folge haben und ihnen alle Ähnlichkeit mit ihrer wirklichen Gestalt auf der Erdoberfläche (oder auf dem Globus) rauben, wenn nicht die Breitengrade nach den Polen hin in demselben Verhältnis auseinander gerückt wären, in welchem die Meridiane sich ausbreiten. Infolge davon gilt aber auf dieser Karte für die verschiedenen Breiten ein verschiedener Mafsstab, der z. B. unter  $60^\circ$  nördlicher oder südlicher Breite gerade doppelt so grofs ist, als unter dem Äquator. Daher kommt es denn auch, dafs in dieser Projektion Norwegen und Schweden eben so grofs 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, dafs dieselben im grofsen 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 verteilt, 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 Äquator 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 gleicher Breite liegen, obwohl beide infolge ihrer Lage die Wärme in derselben Weise von der Sonne empfangen, dieselbe Tageslänge und dieselbe mittägliche Sonnenhöhe haben und denselben Wechselverhältnissen in der Wirkung der Sonne nach den verschiedenen Jahreszeiten unterworfen sind.

67. Auf beiden Seiten des Äquators liegt ein Gebiet, dessen jährliche Mitteltemperatur  $25^{\circ}$  übersteigt. Innerhalb dieses Gebietes liegen einzelne Landstriche, in welchen die Temperatur sogar bis auf  $27^{\circ}$  und  $28^{\circ}$  sich erhebt: so an der Nordküste von Südamerika, in Ostindien und im Innern Afrika's, wo sie  $30^{\circ}$  übersteigt. Der von den Isothermen für  $25^{\circ}$  eingeschlossene Erdgürtel umfaßt einen bedeutenden Teil der Oberfläche unseres Planeten, wie man dies am leichtesten ersehen wird, indem man einen Globus zu Rate zieht. Die Breite dieses Gürtels ist etwas veränderlich. Am schmalsten ist er außerhalb der Westküste Centralamerika's und Afrika's, 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 Äquator 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 beispiels-

weise den Lauf der Isothermen für  $0^{\circ}$  von Nordamerika aus, wo wir dieselbe dicht unter dem Südzipfel der Hudsonsbay, unter dem  $50^{\circ}$  Grad nördl. Breite antreffen, so führt uns dieselbe zuerst in rein östlicher Richtung durch Labrador hindurch, und dann nach Nordosten bis zum Südende 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 Finnmarken 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 allmählich 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 ( $62^{\circ}$  nördl. Br.), um dann im Innern Nord-Amerika's sich wieder bis zur Südspitze der Hudsonsbay herabzukurven. Orte, welche im Innern der großen Kontinente, zumal in ihrem östlichen Teile, 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. Ähnliche 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 Teil derselben, sich nach Norden ausbuchten, während sie sich über den großen Kontinenten, Amerika und Asien, und hier wieder am meisten über dem östlichen Teil, nach Süden senken. Über den Meeren ist also bei gleicher Breite die Wärme größer, als über dem

Festlande. Die kältesten Gegenden finden sich in den nördlichen Teilen 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 Äquators auf, während der Lauf der Isothermen sich um so mehr ebnet, je näher wir dem Südpol kommen. Außerhalb der Westküsten Süd-Amerika's und Afrika's biegen sich die Isothermen gegen den Äquator hinauf, während sie im Innern dieser Kontinente sich wieder senken. Hier ist also die Luft über dem Meere kühler, und die über dem Festlande wärmer, so daß gerade das Umgekehrte von dem stattfindet, was wir auf der nördlichen Halbkugel antrafen.

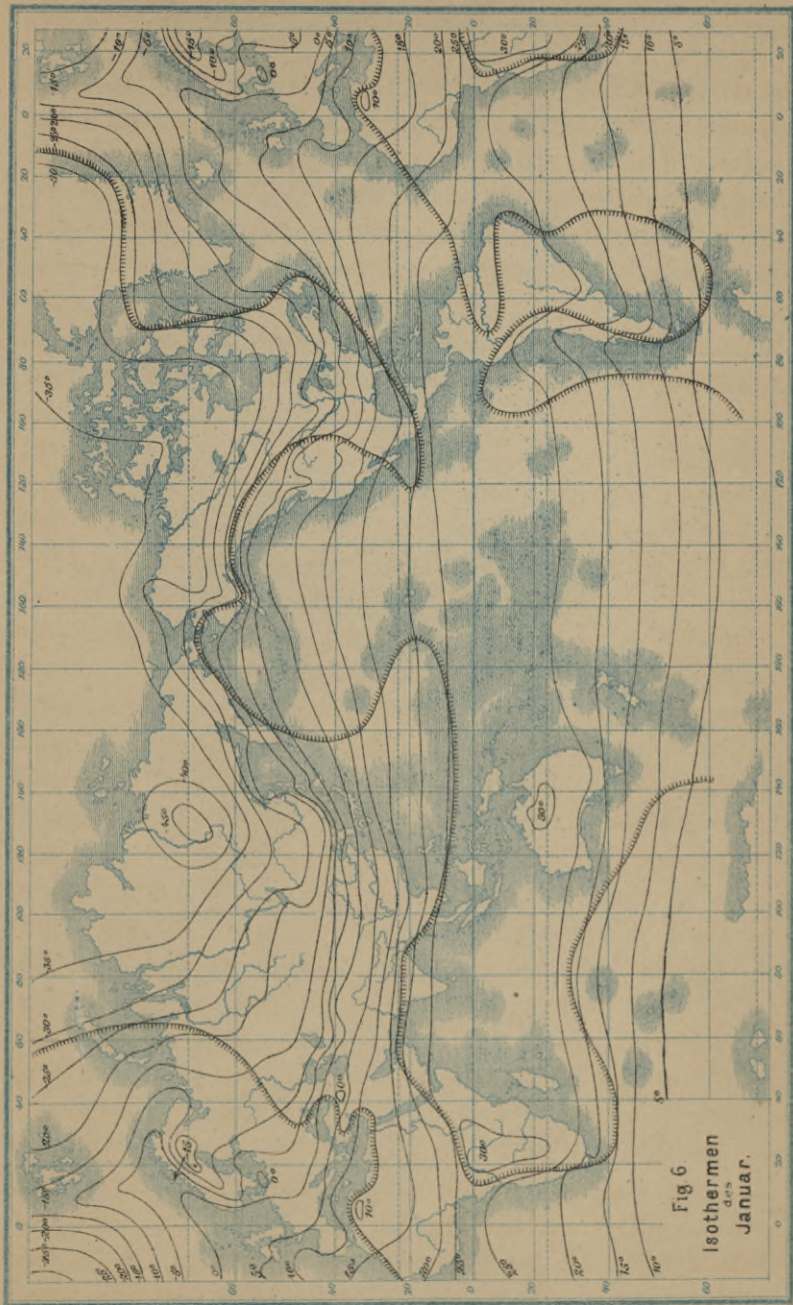
70. Die Karte Fig. 5 giebt übrigens auch noch eine ziemlich genaue Vorstellung der Wärme im Frühling und Herbste, wenigstens zu der Zeit, wo die Mitteltemperatur des Tages mit der Mitteltemperatur des Jahres übereinkommt. Da aber dieser Zeitpunkt nicht für alle Punkte der Erde ganz derselbe ist, werden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

71. Um die Verteilung 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 wurden zuerst von dem berühmten Berliner Meteorologen Professor Dove ausgearbeitet; wie wir denn überhaupt diesem Forscher den größten Teil 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 Gröfse der jährlichen Veränderung der Temperatur erhalten, denn während die Karte der Jahresisothermen den Übergangszustand darstellt, bringen diese beiden gerade die Extreme zur Anschauung.

## 72. Die Verteilung der Lufttemperatur im Januar.

Fig. 6. Der warme Gürtel, welchen die Isothermen für  $25^{\circ}$  umfassen, hat hier seine Mittellinie südlich vom Äquator. Die heißesten Regionen, deren Mitteltemperatur bis über  $30^{\circ}$  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 starke Krümmungen; ihre Ausbuchtungen entsprechen aber denen der Jahresisothermen und bezeichnen strenge Kälte im Innern der Kontinente und milde Luft über den Meeren und den Westküsten des Festlandes. Im Innern von Nord-Amerika und in einem noch bedeutenderen Teile des östlichen Asiens haben Orte, welche unter dem 40. Breitengrade liegen, dieselbe Mitteltemperatur von  $0^{\circ}$ , wie die Luft über dem Meer am Polarkreis aufserhalb der norwegischen Küste und die Luft an der ganzen Westküste dieses Landes von Folden bis Lindsnäs. Unter dem 60. Breitengrad findet man im Innern Nordamerika's eine Mitteltemperatur von  $-30^{\circ}$ , in der Davisstrafse  $-10^{\circ}$ , auf den Shetlandsinseln  $+4^{\circ}$ , an der norwegischen Westküste  $+2^{\circ}$ , in Christiania und Stockholm  $-5^{\circ}$ , in St. Petersburg  $-10^{\circ}$ , im östlichen Sibirien  $-35^{\circ}$ , im früheren Russisch - Amerika  $-15^{\circ}$ . In der Baffinsbay und in der Davisstrafse strecken die Isothermen fast direkt nach Norden, so dafs die Wärme nach Westen hin am stärksten abnimmt. In Norwegen laufen dieselben der Küste entlang und infolge davon ist die Luft an der Uferseite milde und die Kälte im Innern der skandinavischen Halbinsel streng. In Finmarken liegen die Isothermen so, dafs die Wärme nach Norden (dem Meere) hin gröfser und nach Süden (dem Binnenlande) hin kleiner wird. Die eigentümliche Zungenform, welche den Isothermen über dem Meere aufserhalb 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 karischen Meere, verfolgen. Im Verhältnis zu dieser starken Ausbuchtung der Isothermen über dem atlantischen Oceane und dem europäischen Eismeeere ist die entsprechende Ablenkung dieser Linien an der Westküste Nordamerika's nur wenig ins Auge fallend.

73. Die kältesten Gegenden, aus welchen uns Beobachtungen vorliegen, sind das nordöstliche Sibirien und das Gebiet

Fig. 7.

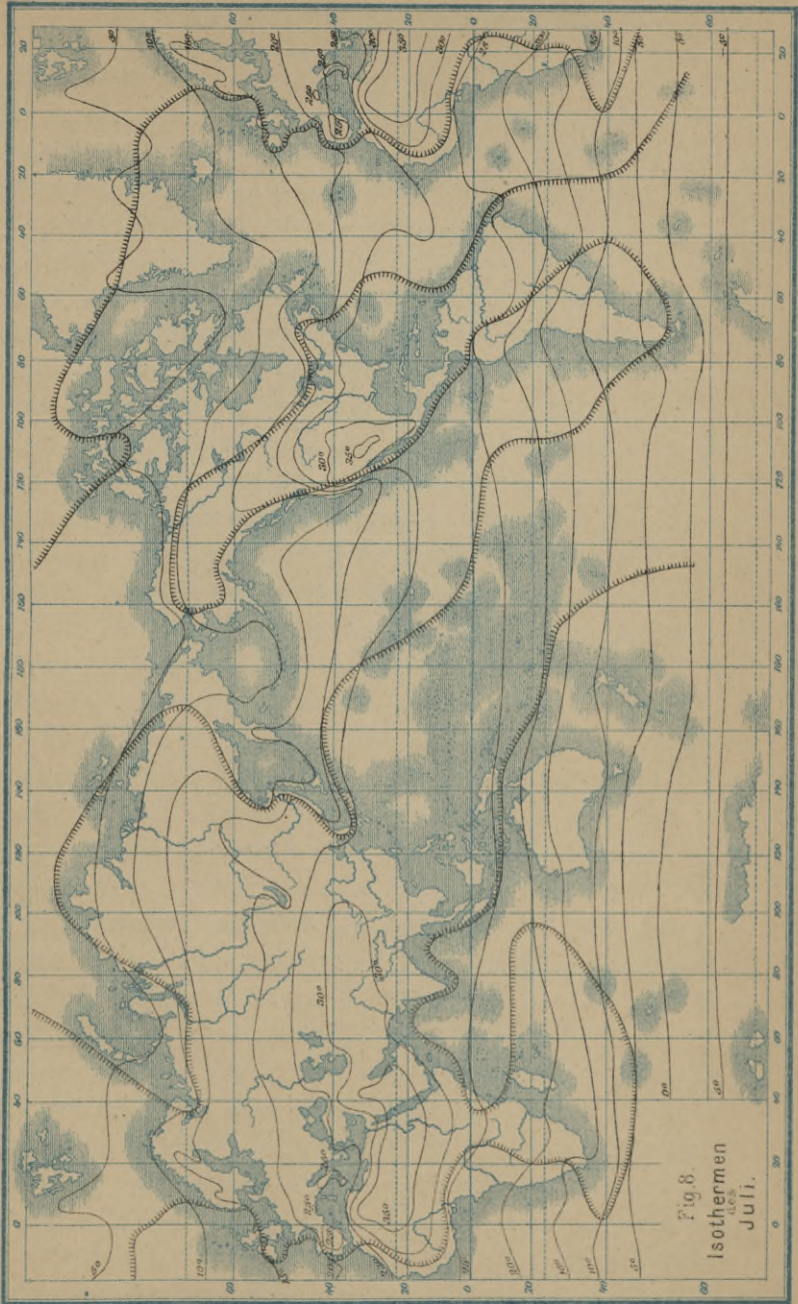


im Norden von Nordamerika, die sogenannten Parry-Inseln. Hier steigt die Kälte im Januar bis auf durchschnittlich  $-40^{\circ}$ .

Der kälteste Punkt der Erde scheint indessen nicht zwischen diesen beiden Gegenden zu liegen, sondern in Sibirien; denn in Ust-Jansk im nördlichen Sibirien, östlich von der Mündung der Lena und in Jakutsk, welches an demselben Fluß, aber 9 Grad südlicher liegt, ist die Mitteltemperatur des Januar  $-42^{\circ}$ , während sie in Werchojansk, das zwischen diesen beiden Orten liegt,  $-48^{\circ}$  erreicht. Die niedrigste an diesem Orte beobachtete Temperatur ist  $-68^{\circ}$ . Auch darf man vielleicht annehmen, daß es auf der nördlichen Halbkugel nicht bloß 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 Norden der Parry-Gruppe. Die Karte Fig. 7 veranschaulicht diese Verhältnisse am deutlichsten. Bei dieser Art der Darstellung (Projektion) liegt der Pol in der Mitte, die Parallelen sind durch Kreise, und die Meridiane durch gerade durch den Pol gehende Linien 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 Amerika's hineinstrecken, während die kurze Queraxe gegen den atlantischen und stillen Ocean sich wendet. Die Isotherme für  $-40^{\circ}$  läßt sich aber nicht mehr durch eine in sich geschlossene Linie darstellen, sondern teilt 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 Längsaxen der Isothermen 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 Verteilung der Lufttemperatur im Juli.** Fig. 8. Der Gürtel, dessen Mitteltemperatur über  $25^{\circ}$  steigt, liegt im Juli zum allergrößten Teil auf der nördlichen Halbkugel, nur







ein schmaler Streifen gehört der südlichen an. 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. Im Innern von Afrika und Arabien und in Kalifornien steigt die Mitteltemperatur bis über  $35^{\circ}$ . Dies sind somit die wärmsten Erdstriche. Im Juli biegen die Isothermen der nördlichen Halbkugel sich über den Kontinenten 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 Wärmeverteilung über Land und Meer nicht so ausgeprägt, wie im Januar. Darum werden auch die Jahresisothermen mehr Ähnlichkeit 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  $0^{\circ}$  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 vermuten, welche bisher sich unserer Kenntnis entzogen. Auf der südlichen Halbkugel, welche im Juli ihren Winter hat, sieht man die Isothermen in diesem Monat über der Westküste von Süd-Amerika und von Süd-Afrika, sowie über Australien nach Norden sich erheben. Diese Länder sind somit kälter als die sie umgebenden Meere. Übrigens werden die Isothermen um so flacher, je mehr man sich dem südlichen Eismeere nähert. Die Isotherme für  $0^{\circ}$ , welche südlich vom Kap Horn vorbeigeht und in ihrer ganzen Länge über dem Meere liegt, folgt, eine Krümmung, westlich vom eben genannten Vorgebirge, abgerechnet, dem Parallelkreise dieses Punktes. In diesen Gegenden ist

daher auch die Temperatur rings um die Erde sehr gleichmäßig verteilt. 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 für die nördliche Halbkugel die durchschnittliche Temperatur jedes Breitengrades berechnet, indem er das Mittel aus den Temperaturen jedes 10. Längengrades auf demselben Parallel nahm. Für die beiden Halbkugeln sind in der letzten Zeit die entsprechenden Temperaturen aus neueren und genaueren Isothermenkarten abgeleitet. Die folgende Tabelle zeigt diese Mitteltemperaturen für eine Anzahl Breitengrade:

| Breite | Nördliche Halbkugel. |      |        | Südliche Halbkugel. |        |        |
|--------|----------------------|------|--------|---------------------|--------|--------|
|        | Januar               | Juli | Jahr   | Januar              | Juli   | Jahr   |
| 90°    | -36°,0               | 2°,0 | -20°,0 | - 5°,2              | -14°,0 | -10°,0 |
| 80°    | - 32,0               | 2,6  | -16,5  | - 3,2               | -12,0  | - 8,0  |
| 70°    | -25,5                | 7,3  | - 9,9  | - 0,4               | - 9,1  | - 4,8  |
| 65°    | -22,5                | 12,2 | - 4,3  | 0,6                 | - 5,7  | - 3,0  |
| 60°    | -16,0                | 14,1 | - 0,8  | 2,2                 | - 2,9  | - 0,7  |
| 50°    | - 7,2                | 18,1 | 5,6    | 8,1                 | 3,2    | 5,9    |
| 40°    | 3,9                  | 23,8 | 14,0   | 16,1                | 9,7    | 11,8   |
| 30°    | 13,9                 | 27,4 | 20,3   | 22,6                | 15,3   | 18,5   |
| 20°    | 21,7                 | 28,1 | 25,7   | 25,5                | 20,5   | 22,7   |
| 10°    | 25,7                 | 26,7 | 26,4   | 25,9                | 24,0   | 25,0   |
| 0°     | 26,2                 | 25,5 | 25,9   | 26,2                | 25,5   | 25,9   |

Unter niedrigen Breiten ist die Mittelwärme des Jahres auf der nördlichen Halbkugel größer, als auf der südlichen. Unter höheren Breiten ist das Entgegengesetzte der Fall. Die höchste Wärme fällt auf die nördliche Halbkugel, und ungefähr auf den 10. Grad nördlich vom Äquator. Dove hat nachgewiesen, daß die Mitteltemperatur der ganzen Atmosphäre (d. h. das Mittel aus den Monatsmitteln sämtlicher Orte der Erde) im Juli am größten ist und in diesem Monat den entsprechenden Wert im Januar um fast  $4\frac{1}{2}^{\circ}$  übertrifft. Dies rührt daher, daß die nördliche Halbkugel einen wärmeren Sommer hat, als die südliche, während der Unterschied der Wintertemperaturen auf beiden Halbkugeln bedeutend geringer ist, und hiervon 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 Sommersonne auf der nördlichen Halbkugel das Festland stark erwärmt, wird auf der südlichen ein großer Teil ihrer Wärme zur Verdunstung 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 Überschufs des Sommers der nördlichen Halbkugel gegen den der südlichen. Die jährliche Mitteltemperatur beider Halbkugeln ist fast dieselbe, etwa  $15^{\circ}$ .

**76. Thermische Anomalie.** Vergleicht man die auf die Meeresfläche reducierte Mitteltemperatur eines Ortes mit der für dieselbe Zeit berechneten Mitteltemperatur seines Breitenkreises, so erhält man eine Vorstellung und ein Mafs 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     | —4,3 | —22,5  | 12,2  |
| Thermische Anomalie | +7,1 | +20,3  | — 2,7 |

Im Januar hat also die Luft in Stykkisholm eine Mitteltemperatur, die  $20^{\circ},3$  höher ist, als die durchschnittliche des Breitengrades. Im Juli ist dagegen die Lufttemperatur in Stykkisholm um  $2^{\circ},7$  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  $+7^{\circ},1$  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 Übersicht über die Verteilung der Erwärmung und Abkühlung auf der Erde. Diese Linien werden Isametralen 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 Teilen 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 Wärmeüberschufs 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-Isametrale 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 Wärmeüberschufs haben, folgende sind: der nördliche Teil des atlantischen Oceans, der stille Ocean und das indische Meer, ferner Europa und die Westküste Nord-Amerika's, Süd-Amerika mit dem angrenzenden Teil des südlichen atlantischen Oceans, Süd-Afrika und das ganze australische Festland. Dagegen herrscht Wärmemangel im Innern und an den Ostküsten von Asien und Nord-Amerika, in Nord-Afrika, an den Westküsten von Süd-Afrika und Süd-Amerika und im südlichen atlantischen Ocean.

79. Aus Fig. 8 ersieht man dagegen, wie im Juli das Verhältnis im großen Ganzen umgekehrt ist. Hier findet man einen Wärmeüberschufs über dem Festlande Asiens und Nord-Amerika's, über Nord-Afrika und dem östlichen Teil von Süd-Afrika und Süd-Amerika, sowie über dem südlichen indischen und stillen Ocean; dagegen gebricht es an Wärme über dem ganzen

östlichen atlantischen Ocean, dem östlichen stillen Ocean, dem westlichen Süd-Amerika und Süd-Afrika und Australien.

80. Die Hauptursache für diese wechselnde Verteilung 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 Kontinente 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 der Lofoten-Inseln 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  $12^{\circ}$ . Im Innern Sibiriens sinkt dieselbe bei dem oberen Laufe des Jana-Flusses bis auf  $-26^{\circ}$ , im Innern Nord-Amerika's an der Hudsonsbay aber nur bis  $-13^{\circ}$ .

82. Im Juli erreicht die thermische Anomalie im Innern Asiens, östlich vom kaspischen Meere und auch im Innern von Nord-Amerika, in Kalifornien,  $+10^{\circ}$ . Diese Gegenden sind im Sommer sehr heiß (Fig. 6. 8). In Lapland, wo die nicht untergehende Sonne ihre Wirkung mit dem Einfluss der Binnenlandlage vereinigt, steigt die Anomalie auf  $+6$  bis  $7$  Grad. Die stärkste negative Anomalie findet sich in diesem Monat über der Davisstraße und über dem nördlichsten Teil des stillen Oceans und beläuft sich auf  $-6^{\circ}$ .

83. Außer der verschiedenen Wirkung der Sonne auf Land und Meer trägt noch eine ganze Reihe anderer Umstände dazu bei, der Lufttemperatur die Verteilung 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 in 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 derjenigen 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 oder März am kältesten; das Umgekehrte findet auf der südlichen Halbkugel statt. Der höchste und niedrigste Wärmegrad tritt

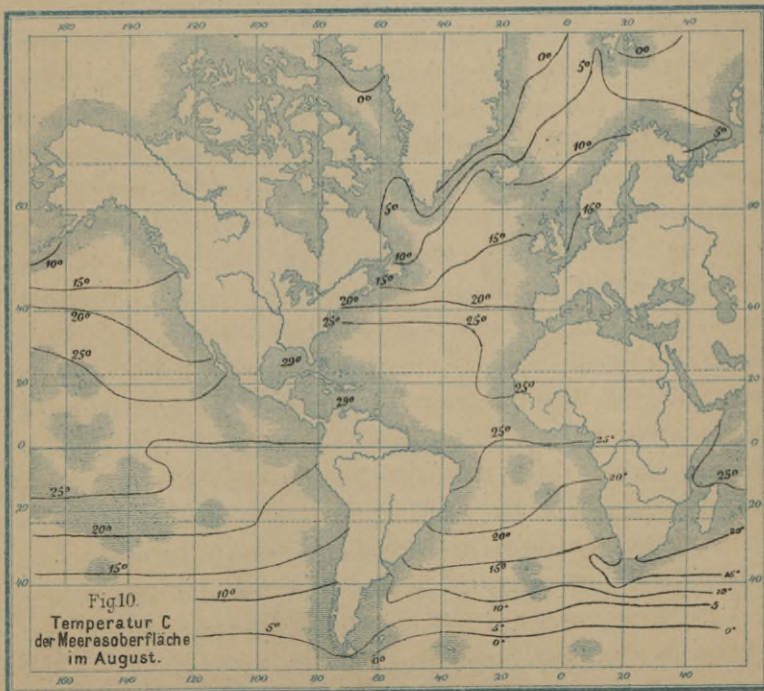
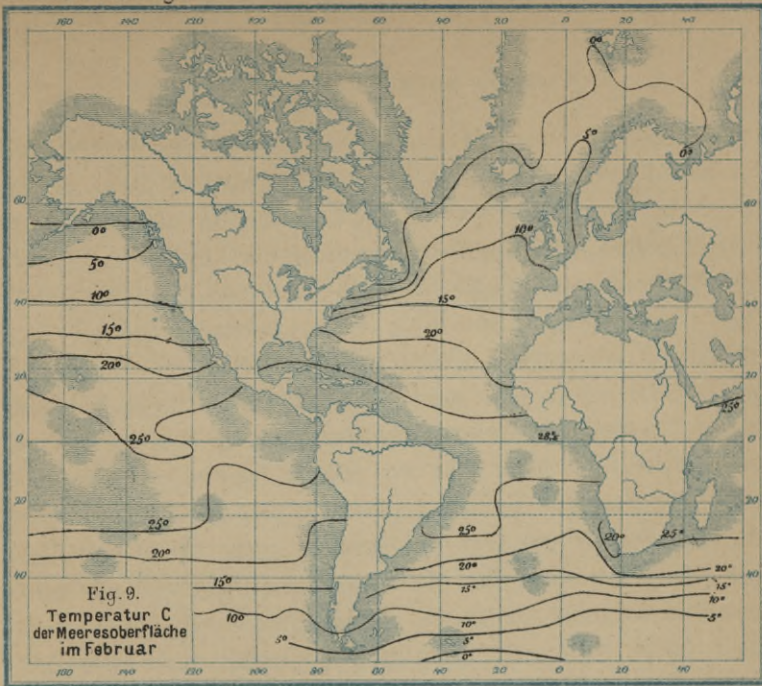


also bei der Meeresoberfläche später ein, als bei der Luft. Die jährliche Amplitude ist auf dem offenen Meere am kleinsten und vergrößert sich nach den Küsten hin. In seichten Gewässern, ohne Strömung, kann dieselbe verhältnismäßig bedeutend ausfallen, doch erreicht sie nie die Höhe des entsprechenden Wertes für die Lufttemperatur. In den Äquatorialgegenden ist sie sehr gering, wird aber unter höheren Breiten größer und erreicht hier im atlantischen Meere die Höhe von  $5^{\circ}$  oder etwas darüber. In eingeschlossenen Meeresteilen ist sie beträchtlich größer und zeigt z. B. im Skagerrak bis über  $15^{\circ}$ .

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. Infolge 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 gröfser, als in offener See.

**88. Die Verteilung 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 unregelmäfsig verteilt, wie dies in der über ihr liegenden Atmosphäre der Fall ist. Infolge davon zeigen die Isothermen der Meere ähnliche Biegungen, wie die Isothermen der Luft. Doch ist unsere Kenntnis von der Wärmeverteilung an der Oberfläche des Meeres bei weitem nicht so vollständig, wie unsere Kenntnis der Lufttemperatur und ihrer Verteilung über dem Lande. In Fig. 9 und 10 sind die Isothermen für jeden 5. Grad eingezeichnet. Diese Karten geben eine Übersicht von der Verteilung der Wärme über die Oberfläche des atlantischen und der angrenzenden Weltmeere 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 Süd-Amerika und dem äquatorialen Afrika gelegen ist. Die größte Meereswärme findet man beim Kap St. Roque, dem östlichsten Punkte Süd-Amerika's, wo dieselbe  $27^{\circ},5$  erreicht, und im Busen von Guinea, wo sie  $28^{\circ},5$  beträgt. Das von den beiden Isothermen für  $25^{\circ}$  umschlossene Gebiet ist in der Nähe von Afrika ziemlich schmal, erweitert sich aber bedeutend, je mehr man sich Süd-Amerika 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. Die Temperatur des mexikanischen Golfes beträgt  $24^{\circ}$ . — Die Isothermen für alle Grade zwischen  $20^{\circ}$  und  $0^{\circ}$  liegen an der amerikanischen Küste sehr dicht neben einander. Hier nimmt also die Temperatur nach Norden hin und nach der Küste zu sehr rasch ab. Dagegen heben sich die Isotherme für 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 Färöern und Shetland gegen NNO sich wendet und endlich mit noch mehr nördlicher Richtung bis zur Westküste Spitzbergens hinauf sich fortsetzt. Die Isotherme für  $0^{\circ}$  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 den atlantischen Ocean bis weit ins Eismeer hinein verfolgen kann, besitzt also die Eigenschaft, nach drei Seiten eine höhere Temperatur zu zeigen, als die benachbarten Meeresteile. 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 hineinwältzt, und auf der anderen Seite den Weg, auf welchem das warme Wasser des nordatlantischen Oceans sich längs der Westküste Nord-Europa's in das Eismeer ergießt. Nach Nordwesten zu strebt die Kälte des nordamerikanischen Kontinents und der Polarländer, im Osten die winterliche Temperatur des europäischen Festlandes darauf hin, den Wärme-grad des Meeres herabzudrücken, wie man dies deutlich an dem Teil der Isotherme für  $5^{\circ}$  sieht, welcher außerhalb der West-

küste Norwegens von Norden nach Süden über der Nordsee herabläuft und dieses Meer in eine wärmere westliche und eine kältere östliche Hälfte teilt. Diese eigentümlichen Verhältnisse sind es nun aber auch, welche der norwegischen Westküste ihren milden Winter verleihen und die thermische Anomalie aufserhalb derselben unter 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 empor-treiben. — 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 Süd-Amerika'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 Erdteiles erst, um viele Grade nördlicher, in der Nähe des Äquators gefunden wird.

89. Im August (Fig. 10) liegt das wärmste Gebiet des atlantischen Meeres nördlich vom Äquator. Die Temperatur steigt hier im Guineabusen auf  $27^{\circ}$ , im mexikanischen Golf, in dem caraibischen Meere und östlich von Florida im Norden der Antillen sogar bis auf  $29^{\circ}$ . Das von den Isothermen für  $25^{\circ}$  begrenzte Gebiet liegt nun fast ausschliesslich im Norden des Äquators 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. Über 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 Teil des nordatlantischen Meeres heben die Isothermen sich wieder. Man bemerkt z. B. einen Scheitel westlich von Irland auf der Isotherme des 15., und ebenfalls einen solchen auf der Isotherme des 10. Grades an der Westküste Islands, wo also verhältnismässig 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 Meeresteiles. Die östliche Hälfte der Nordsee ist 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 Teil des Eismeereres 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 dafs die Temperatur überall um ungefähr  $5^{\circ}$  niedriger ist. Dasselbe ist der Fall im stillen Ocean, im Westen von Süd-Amerika. Die Temperatur ist hier, aufserhalb der Küste von Peru, im August nicht höher als  $17^{\circ},5$ . Östlich von Süd-Afrika hat das indische Meer im August eine merklich niedrigere Temperatur, als im Februar.

**90.** In den anderen grofsen Meeren der Erde, im stillen und im indischen Ocean herrschen im wesentlichen ähnliche Verhältnisse, wie im atlantischen Meere. Der stille Ocean ist durchschnittlich am Äquator am wärmsten. Nach Norden hinauf, gegen die Behringsstrafse hin, nimmt seine Temperatur ziemlich regelmäfsig ab. Jedenfalls ist hier nicht die Rede von so grofsartigen Ausbuchtungen der Isothermen, wie wir sie im nordatlantischen Ocean vorfanden, mag auch die Oberfläche dieses Meeres aufserhalb der asiatischen Ostküste bedeutend wärmer sich zeigen, als in den Binnenmeeren und dicht unter der Küste. Im südlichen Teile des grofsen Oceans ist die Wärmeverteilung ebenfalls ziemlich gleichmäfsig mit Ausnahme des kälteren Striches, welchen unsere Karten im Westen von Süd-Amerika 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 Teil des atlantischen Oceans um 2 bis 3 Grade wärmer ist, als seine Südhälfte, beträgt der Temperaturunterschied zwischen dem nördlichen und südlichen stillen Ocean nur  $1^{\circ}$ . Beide letztgenannte Meeresteile sind kälter als das nordatlantische, wärmer als das südatlantische Weltmeer. Unter den Meeren im Süden des Äquators ist der indische Ocean das wärmste. Seine Temperatur übertrifft die des südatlantischen Oceans um  $1\frac{1}{2}^{\circ}$ , die des südlichen stillen Weltmeeres um  $1^{\circ}$ .

Die jährliche Mitteltemperatur der westlichen Hälfte des Mittelmeeres beträgt ungefähr  $18^{\circ}$  bis  $19^{\circ}$ , während der östliche Teil dieses Binnenmeeres 2 bis 3 Grade wärmer ist. Das schwarze Meer dagegen zeigt nur  $14^{\circ}$ . Das rote Meer besitzt im Norden des 20. Breitengrades eine Temperatur von  $25^{\circ}$ ; 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 roten 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  $31^{\circ}$  bis  $32^{\circ}$ .

**91.** Süßwasser gefriert bei  $0^{\circ}$ , während es seine größte Dichtigkeit schon bei  $+4^{\circ}$  erreicht. Wasser von  $0^{\circ}$  ist somit leichter, als Wasser von  $4^{\circ}$ . Eis ist unter allen Umständen leichter als Wasser. In tiefen Süßwasserseen wird man deshalb, wo der Winter kälter als  $4^{\circ}$  ist, am Grund immer eine Schicht finden, deren Temperatur etwa  $4^{\circ}$  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  $4^{\circ}$  abgekühlt hat; denn jedes



Wasserteilchen, welches über  $4^{\circ}$  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  $4^{\circ}$  herabsinken. Nun bleiben aber die kalten Schichten auf der Oberfläche liegen, da dieselben leichter sind, als die übrige Wassermasse, mit ihrer Temperatur von  $4^{\circ}$ . Sobald die Abkühlung der Oberfläche bis auf  $0^{\circ}$  fortgeschritten, beginnt 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  $4^{\circ}$  stehen bleibt. Im letzteren Falle wird das Gewässer nicht „ausfrieren“, sondern immer in der Tiefe eine Schicht von  $4^{\circ}$  Wärme enthalten. Thatsächlich wird man die Temperatur der tieferen Lagen niedriger als  $4^{\circ}$  und mit der Tiefe abnehmend finden. Dies rührt davon her, daß diejenige Temperatur, bei welcher das reine Wasser seine größte Dichtigkeit hat, um so niedriger wird, je größer der Druck ist.

92. Je salziger das Meerwasser ist, desto niedriger ist (unter demselben Druck, z. B. dem Atmosphärendruck) auch die Temperatur, bei welcher es gefriert. Gewöhnliches Meerwasser gefriert bei einer Temperatur von  $-2^{\circ}$ . Die Dichtigkeit des Meerwassers wächst regelmäfsig mit dem Abnehmen seiner Temperatur: je kälter es wird, desto schwerer wird es. Meerwasser von  $-2^{\circ}$  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 Auftauen verhältnismäfsig reines oder süßes Wasser ergibt. 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 herabsinkt, tritt in den Gegenden, welche die Pole der Erde

umlagern, eine bedeutende Eisbildung auf dem Meere ein. Nur ein Teil dieses Polareises schmilzt im Sommer an Ort und Stelle, so daß große Strecken der Polarmeere beständig mit Eis bedeckt sind.

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 Packeises und des von ihm losgerissenen Treibeises liegt im Winter und Frühling dem Äquator näher, als im Sommer und Herbst. Im Eise ist die Temperatur der Wasseroberfläche zwischen  $0^{\circ}$  und  $-2^{\circ}$ , 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 10 findet man in dieser Weise die Grenzen des Eises im nördlichen Eismeere, indem man die Isotherme für  $0^{\circ}$  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 hinaus. Später werden wir auch noch die eigentlichen Eisberge zu besprechen haben, deren Ursprung aber ein anderer ist, und die, wenigstens zum Teil, 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 zweckmäfsig, 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 abzuhalten. 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 Irrtum 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. Das letzte Verhältnis ist auf offenem Meere das normale.

94. Das vollkommenste Tiefwasserthermometer stammt aus dem Jahre 1878. Ein Quecksilberthermometer von sonst gewöhnlicher Konstruktion ist gleich oberhalb der Kugel, geradeso wie das Maximumthermometer (20), mit einer Einschnürung versehen, hinter welcher das Rohr sich umbiegt. In vertikaler Stellung, wo die Kugel nach unten gerichtet, fungiert dasselbe ganz wie ein gewöhnliches Thermometer; wendet man aber das

Instrument um, so daß nun die Kugel oben liegt, so veranlaßt die Einschnürung eine Teilung der Quecksilbermasse. Während der eine Teil in der Kugel verbleibt, fließt der andere in das von der Kugel abgewandte Ende des Rohres hinab. Die Länge des in solcher Weise abgetrennten Quecksilberfadens ist ein Maß der Temperatur, die das Instrument im Augenblick der Wendung besaß, denn der Ort der Einschnürung, bei welchem die Trennung jedesmal eintritt, entspricht natürlich immer bestimmten Gradstrichen. Die Gradeinteilung des Thermometers ist nun an der Röhre in solcher Weise angebracht, daß man bei der letztbeschriebenen Stellung des Instrumentes, wo also die Kugel oben liegt, unmittelbar an der Quecksilberkuppe die Temperatur ablesen kann, welche dasselbe im Augenblicke der Wendung angenommen hatte. Es handelt sich also nur noch darum, das Instrument in vertikaler Stellung, mit abwärtsgerichteter Kugel, ins Meer hinabzusenken, es die dort herrschende Temperatur annehmen zu lassen und es dann in der Tiefe, deren Temperatur man bestimmen will, auf die besprochene Art umzukehren. Letzteres wird in folgender Weise bewerkstelligt. Das Thermometer wird in einen länglichen Holzkasten gelegt, der inwendig mit einer Rinne versehen ist, in welcher sich eine Partie Schrotkörner frei auf- und abbewegen kann. Der ganze Kasten, mit Einschluss von Instrument und Schrot, darf nicht schwerer sein, als daß er im Wasser schwimmt. Das eine Ende einer Schnur von etwa  $\frac{1}{2}$  bis  $\frac{3}{4}$  Meter Länge wird nun an dem Ende des Kastens befestigt, welches die Kugel des Thermometers enthält, während das andere Schnurende dicht oberhalb des Lotes an die Lotleine geknüpft wird. Während nun das Lot durch das Wasser hinabsinkt, zieht dasselbe natürlich den Kasten mit dem Thermometer nach sich, und die Kugel des letzteren ist dabei selbstverständlich nach unten gerichtet. Hat das Lot die bestimmte Tiefe oder den Meeresboden erreicht, so tritt freilich Stillstand ein, das Schwimmvermögen des Holzes und die durch die Schrotkörner bewirkte Lage des Schwerpunktes erhält aber immer noch das

Thermometer in aufrechter Stellung, bis es Zeit gehabt hat, die Temperatur des umliegenden Wassers anzunehmen. Ist dies geschehen, — und dazu reichen 3 Minuten vollständig aus — so beginnt die Aufwindung der Lotleine. Die oben besprochene Schnur zieht nun das bisher abwärtsgerichtete Ende des Holzkastens nach oben und bringt dadurch die Wendung des Instrumentes zu stande, in Folge welcher das Quecksilber zerreißt, während gleichzeitig die Schrotkörner an das andere Ende der Rinne hinabrollen, und so den Schwerpunkt des Kastens wieder nach unten verlegen. Während des Aufwindens — das übrigens ohne Unterbrechung vor sich gehen muß, damit keine neue Wendung des Kastens eintritt, — bleibt also die Thermometerkugel oben, und wenn das Instrument aus dem Wasser heraufgezogen ist, kann man die Temperatur der Tiefe unmittelbar an demselben ablesen. Das ganze Thermometer ist, um den Druck des Wassers abzuhalten, hermetisch in einer starken Glasröhre eingeschlossen, so daß keiner seiner Teile der Kompression ausgesetzt ist. Dies ist ein besonders wichtiger Vorzug des Instrumentes. Ein Übelstand liegt darin, daß der Holzkasten, wenn er einem höheren Druck ausgesetzt gewesen, (bei Tiefen von über 200 Faden) von Wasser durchzogen wird und dadurch sein Schwimmvermögen verliert. Man hat daher in den letzten Jahren eine andere Umkehrvorrichtung eingeführt. Das Thermometer wird in eine cylindrische Hülse eingeschlossen, welche sich um eine horizontale Queraxe drehen kann. Beim Herabsinken ist die Thermometerkugel nach unten gerichtet, die Hülse mit Inhalt hat aber ihren Schwerpunkt oberhalb der Drehungsaxe, und wird in dieser Stellung festgehalten durch die vertikale Axe eines Schraubenpropellers, dessen Bewegung eben durch die Hülse gehemmt ist. Beim Heraufziehen aber kann diese Schraube sich frei bewegen, und schraubt ihre Axe aus der Hülse hinaus. Diese wird frei und dreht sich um ihre Axe, wodurch das Thermometer umgekehrt wird. Dieses giebt die richtige Temperatur der Tiefe, in welcher die Wendung geschah, ohne daß man dabei eines

Indexes bedürfte, der so leicht der Verschiebung ausgesetzt ist, und ist vollkommen gegen die Einwirkung des Wasserdruckes geschützt. Nach seinen Erfindern und Verfertigern trägt es den Namen: Negretti & Zambra's Tiefenthermometer.

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, hinabzusinken, und die tieferen und leichteren aufzusteigen suchen. Der dadurch veranlafte 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. Unter den Küsten ist das Wasser der oberen Lagen, durch die Wirkung der Flüsse, gewöhnlich bedeutend leichter, als das Wasser der tieferen Lagen. In diesem Falle vermag die Kälte der Oberfläche das Wasser nicht zum Herabsinken zu bringen. Das kalte, leichtere Wasser bleibt oben. Daher rührt es, daß die Temperatur im Winter mit der Tiefe unter den Küsten stärker zunimmt, als im offenen Meere.

95. Die Temperatur, welche man in den tiefen Gründen des Weltmeeres gefunden hat, ist eine sehr niedrige. Die

große Einsenkung des atlantischen Meeres wird durch einen unterseeischen Gebirgsrücken, der bis zur Tiefe von 1900 bis 2000 Faden emporreicht, in drei große Becken geteilt. Dieser Rücken erstreckt sich von Tristan d'Acunha aus nach Norden und trägt die Inseln St. Helena und Ascension. Unter dem Äquator biegt er nach Westen um, nach dem St. Pauls Felsen hin, von wo aus er sich in nordwestlicher Richtung fortsetzt, bis er auf der Höhe von Cayenne einen Arm zum südamerikanischen Continent entsendet, und dann weiter nach Norden zu bis zu den Azoren und nach Island hin sich verläuft. In dem Becken, welches zwischen diesem Rücken und der nordamerikanischen Küste liegt, beträgt die Temperatur der Tiefe von 2000 Faden an bis zum Grunde etwa  $+ 2^{\circ}$ . Ungefähr dieselbe Temperatur findet man unterhalb 2000 Faden in dem östlichen Becken, welches auf der einen Seite von dem unterseeischen Rücken, auf der anderen von der Landmasse Europa's und Afrika's begrenzt wird. In der dritten Vertiefung, welche zwischen dem Rücken und der Ostküste Süd-Amerika's gelegen ist, findet man am Grunde Kältegrade, und die Temperatur zeigt von oben nach unten zu eine stetige Abnahme.

In dem pacifischen Ocean hat man in Tiefen, die 1500 Faden übersteigen, eine fast unveränderliche Temperatur von etwa  $2^{\circ}$  nachgewiesen.

In dem südlichen Teile des indischen Meeres trifft man am Meeresboden eine um so niedrigere Temperatur, je weiter man im Süden fortschreitet. Unter dem 52. Breitengrad begegnet man eiskaltem Wasser. Im antarktischen Ocean fand man eiskaltes Wasser von der Oberfläche bis zum Grunde.

Von Schottland aus streicht ein schmaler Grat mit 300 Faden Tiefe bis hin zu der Bank, auf welcher die Färöer-Gruppe liegt. Zwischen der Färöerbank und Island liegt ein Rücken mit nur 250 Faden Wasser. Während die Temperatur in der Vertiefung auf der Südwestseite dieses Rückens über  $0^{\circ}$ , und auf der Höhe des Rückens selbst  $8^{\circ}$  beträgt, findet man auf der Nordostseite in einer Tiefe von 400 Faden eiskaltes Wasser;

und in der großen Einsenkung zwischen Norwegen, Island, Grönland und Spitzbergen, wo die Meerestiefe 2000 Faden und darunter erreicht, sinkt die Temperatur am Grunde bis auf  $-1^{\circ},3$  und  $-1^{\circ},7$ . In dem westlichen Teil dieses Meeres, dem eiserfüllten Teil des grönländischen Polarstroms, findet man Kältegrade von der Oberfläche bis zum Meeresboden. Der westliche Teil der Dänemarkstrasse wird vom Polarstrom eingenommen, während Island ringsum von wärmerem Wasser umspült wird, wie denn die Meerestemperatur an der Westküste bei 200 Faden Tiefe volle  $6^{\circ}$  beträgt. In dem südlichen Teil der Baffinsbay findet man auf der grönländischen Seite am Grunde Wärmegrade. In dem seichten Meere zwischen Beeren-Eiland, Novaja-Semlja, Nord-Rufslund und Norwegen, wo die größten Tiefen kaum 200 Faden überschreiten, zeigt der westliche Teil am Grunde Wärmegrade, der östliche dagegen Kältegrade. Das eisbelegte Meer zwischen Novaja-Semlja und Franz-Josephs-Land hat von der Oberfläche bis zum Grunde eine Temperatur von  $-1^{\circ},4$  bis  $-2^{\circ}$ . Der Boden des karischen Meeres, sowie des sibirischen Eismeer, ist mit eiskaltem Wasser bedeckt. An der Nordküste Sibiriens breiten im Sommer die großen Flüsse eine dünne Schicht von warmem süßem Wasser über das eiskalte Bodenwasser, indem der Oberflächenstrom von den Flufsmündungen aus immer ostwärts geht, und macht dadurch die Küste frei von Eis. Die Küsten des europäischen Nordmeeres fallen nicht steil nach der Tiefe ab, sondern sind dicht außerhalb des Landes mit einer zusammenhängenden Reihe von Bänken umgeben, welche einen einigermaßen gleichmäßigen Übergang zwischen der Küste und den Abgründen des Eismeer vermitteln. Über den Bänken, welche die britischen Inseln umgeben, die Nordsee erfüllen, und die Küsten Norwegens, der Färöer-Gruppe, Islands und Westspitzbergens begleiten, flutet ein Wasser, dessen Temperatur am Grunde immer über  $0^{\circ}$  beträgt. Das eiskalte Wasser des Eismeer reicht nirgends über diese Bänke hinaus und durchbricht sie auch an keiner Stelle, da dieselbe rings um jedes der genannten Länder eine



festgeschlossene Umzäunung darstellen. Die Bänke halten solcher Gestalt das eiskalte Wasser von diesen Küsten zurück und beschützen das Wasser über ihren Rücken vor der Abkühlung von unten. Die zahlreichen Fjorden an der norwegischen Küste haben alle eine gröfsere Tiefe, als die aufsen vorliegenden Bänke. Man findet in diesen Fjorden in der Tiefe eine Temperatur, die von ungefähr 100 Faden an bis zum Grunde für dieselbe Vertikale so gut wie unveränderlich ist. So beträgt die konstante Temperatur in der norwegischen Rinne  $5^{\circ}$ , im Hardanger- und Sogne-Fjord  $6^{\circ}$ , im Thronhjems-Fjord ebenfalls  $6^{\circ}$ , im Ranenfjord in Nordland  $4^{\circ}$ , im Westfjord über  $6^{\circ}$ , und im Altenfjord  $3^{\circ}$  bis  $5^{\circ}$ .

96. Es ist anzunehmen, dafs die kalten Gewässer, welche den Boden der grofsen Einsenkungen der Weltmeere bedecken, durch Strömungen von dem eiskalten Polarmeere am Nord- und Südpol aus dorthin geführt worden sind. Wo die Form des Meeresbodens das kalte Wasser in der Tiefe am Vordringen hindert, da findet man auch wärmeres Wasser. So sind die norwegischen Küsten mit ihren tiefen Fjorden durch die vorgelagerten Bänke vor dem Eindringen der eisigen Gewässer aus den Tiefen des Eismeereres geschützt, und es ist warmes, dem atlantischen Ocean entstammendes Wasser, welches dieselben umgiebt und erfüllt. In ähnlicher Weise besitzt das Mittelmeer in einer Tiefe von 100 bis 1500 Faden eine gleichförmige konstante Temperatur von  $12^{\circ},8$ , während das atlantische Meer aufserhalb Gibraltar in derselben Tiefe von 1500 Faden nur  $3^{\circ}$  zeigt. Zwischen beiden liegt aber die verhältnismässig seichte Meerenge (200 Faden). Der zwischen Island und der Nordsee sich erhebende Rücken hindert das eiskalte Wasser des tiefen Meerbeckens auf der Ostseite Grönlands am Vordringen längs dem Boden des nordatlantischen Meeres. Durch die Dänemarkstrafse drängt sich freilich ein Arm eiskalten Wassers von Norden hervor, aber nur in den oberen Lagen und im Süden von Cap Farvel beträgt die Bodentemperatur, bei 1700 Faden, bereits  $+0^{\circ},8$ . Das eiskalte Wasser der Labradorküste strömt nach Süden, und wirkt abkühlend auf die Ostküste Nord-

Amerika's. Es ist dasselbe jedoch schon bei Newfoundland bis über  $0^{\circ}$  erwärmt. Die konstante Temperatur in der nordwestlichen und östlichen Einsenkung des atlantischen Oceans erklärt man durch die aufragenden Rücken des Meeresbodens, welche dieselben von dem Tiefbecken des Südpolarmeeres abgrenzen. Ähnliche Ursache hat die konstante Temperatur in den tieferen Schichten des stillen Oceans. Wo der Meeresboden den Fluten des Südpolarmeeres ungeschützt offen liegt, wie dies außerhalb der südamerikanischen Ostküste und im südlichen Teile des indischen Meeres der Fall ist, da treten auch sofort Kältegrade auf, als ein Zeugnis davon, wie das kalte schwere Südpolarwasser längs des Meeresbodens nach den äquatorialen Gegenden hinfließt. Zwischen den Inselgruppen Ost-Asiens und West Australiens findet man verschiedene Meere, in welchen eine konstante Temperatur in der Tiefe darauf hindeutet, daß dieselben auch durch unterseeische Erhöhungen dem Bereich der allgemeinen Meeresströmungen entzogen sein dürften. So fand man z. B. in der Bandasee von 900 Faden an bis zum Grunde bei 2800 Faden eine Temperatur von  $3^{\circ},1$ , in der Celebessee von 700 Faden an bis zum Grunde bei 2600 Faden  $3^{\circ},6$ , und in der Sulusee  $10^{\circ},3$  zwischen 400 Faden und dem mehr als 2000 Faden tiefliegenden Meeresboden. Wenn man aus solchen Beispielen sieht, welchen Einfluss die Gestaltung des Meeresbodens auf die Verteilung der Temperatur des Meeres ausübt, und dabei bedenkt, wie die tieferen Wasserschichten immer abkühlend auf die höherliegenden, und somit auch auf die Meeresoberfläche wirken, so wird man einen Eindruck davon bekommen, welcher einen durchgreifenden Einfluss die Gestaltung des Meeresbodens und die Strömungen des Meerwassers auf das Klima der Länder, zumal in der temperirten und kalten Zone, zu üben im stande sind.

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

Längs der Küste von Ländern, welche eine hohe nördliche Lage haben, wie Norwegen, Spitzbergen, Alaska, wirkt die vom Lande ausgehende Winterkälte stark abkühlend auf das anliegende Meer, und das Land umgiebt sich infolge davon mit einem Hofe von Wasser, welches auf der Oberfläche und in der Küstennähe am kältesten ist, während die Temperatur sowohl nach aufsen nach dem Meere zu, als nach unten gegen den Grund hin sich wachsend verhält. Wenn nun der Frühling und Sommer der Atmosphäre Wärme zuführen, so teilt sich letztere auch wieder der obersten Wasserschicht mit, und man erhält so eine Oberschicht, welche an der Oberfläche am wärmsten ist, und in welcher die Temperatur nach unten hin mit der Tiefe abnimmt. Mit dem Vorrücken der Jahreszeit wächst die Dicke dieser Oberschicht. Die tieferen Wasserschichten beharren unterdessen in ihrem Winterzustand mit nach oben hin abnehmender Temperatur, und auf der Grenze zwischen den oberen und unteren Meeresschichten, von welcher aus die Temperaturen sowohl nach oben wie nach unten hin wachsen, liegt somit ein Minimum der Temperatur. Dieses Minimum, welches im Frühling ziemlich hoch oben in der Nähe der Oberfläche liegt, verlegt sich mehr und mehr nach unten hin, je nachdem die Sommerwärme nach der Tiefe zu vordringt. In Gegenden mit kaltem Sommer findet man dieses Minimum den ganzen Sommer hindurch vor, während dasselbe in Gegenden mit größerer Sommerwärme in den späteren Sommermonaten bis auf den Meeresboden hinabsinken und somit verschwinden kann. Im Skagerrak z. B. tritt dieser letzte Fall ein, während im Westfjord und bei Spitzbergen sich den ganzen Sommer hindurch ein Temperaturminimum im Meere nachweisen läßt. Wenn die Winterkälte sich dann wieder über das Küstengewässer legt, so bildet sich in ähnlicher Weise ein Maximum der Wärme, das allmählich nach dem Meeresboden herunter zu sinken scheint. Ähnliche Verhältnisse, wie unter den Küsten, findet man auch an der Grenze des Polareises. Dieses wirkt im Winter Kälte erregend, ganz nach der Art einer ausgedehn-

ten Landfläche. Die von demselben ausgehenden herrschenden Winde verbreiten die Kälte über das angrenzende offene oder theilweis eisbedeckte Meer und kühlen dieses an der Oberfläche ab. Im Sommer dagegen schmilzt das Eis, und die allerobere Wasserschicht erleidet durch die Strahlen der Sommer-sonne eine unbedeutende Erwärmung. Hier liegt somit während des Sommers ein Temperaturminimum in geringer Tiefe — ca. 15—20 Faden — unter der Oberfläche, und von da aus steigt die Temperatur bis zu einem Maximum von ungefähr  $0^{\circ}$  in einer Tiefe von 100 Faden, um von dort an wieder bis zum Grunde herunter fortwährend abzunehmen. Im Winter und Frühling ist das Wasser an der Eisgrenze und unter dem Polareis an der Oberfläche am kältesten und wird wärmer bis zu einer bestimmten Tiefe von ungefähr 100 Faden, um dann wieder nach dem Grunde zu kälter zu werden.

---

### 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 Skalen über den Boden hervorragen oder auf einer Latte so befestigt sind, daß sie mit dieser in die Erde hineingeschoben, und aus derselben behufs Ablesung herausgezogen werden können.

99. In den Ländern, in welchen die Regenmenge ziemlich gleichmäfsig über das ganze Jahr verteilt, 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 Teil des Jahres hindurch liegen bleibt, kann die jährliche Mitteltemperatur des Bodens ein wenig niedriger oder höher 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  $0^{\circ}$ , die des Bodens aber  $5^{\circ}$ . In Semipalatinsk im südwestlichen Sibirien ist die Mitteltemperatur der Luft  $5^{\circ}$ , die des Erdbodens  $10^{\circ}$ .

**100.** Je tiefer man in die Erde eindringt, desto geringer werden die Veränderungen der Temperatur. Die tägliche Periode hört in einer Tiefe von 1 Meter auf. Die jährliche Periode ist (bis zu einer gewissen Tiefe) um so größer, je größer die entsprechende Veränderung der Lufttemperatur ausfällt. In Brüssel zeigt die Jahresperiode in einer Tiefe von 0,2 Meter eine Amplitude von  $13^{\circ}$ , bei 1 Meter  $10^{\circ},6$ , bei 4 Metern  $4^{\circ},5$  und bei 8 Metern nur  $1^{\circ}$ . 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 Messungen in tiefen Bergwerken und Bohrlöchern, sowie in Tunneln, zur Genüge beweisen. Die Temperaturzunahme beträgt in dem Teil der Erdrinde, welcher unserer Untersuchung zugänglich ist, durchschnittlich etwa  $1^{\circ}$  für je 30 Meter.

Über die Wärmeverhältnisse des Erdinnern wissen wir nichts Gewisses.

102. In den Ländern, in welchen die jährliche Mitteltemperatur der Luft unter  $0^{\circ}$  herabsinkt, ist die Erde in bestimmter Tiefe das ganze Jahr hindurch gefroren. Solche Gegenden findet man im nördlichsten Nord-Amerika 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  $-10^{\circ},4$  beträgt, grub man, in der Hoffnung, Wasser zu erreichen, einen Brunnen, fand aber in der Tiefe von 16 Metern 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 70 Meter tiefer hinab erstrecken.

---

## Zweites Kapitel.

### 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 Kapitel blofs in dieser Gestalt betrachten. In einem späteren Kapitel 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  $100^{\circ}$  C. Je größer der Druck wird, welcher auf dem Wasser lastet, desto höher liegt der Siedepunkt. So siedet Wasser in einem Dampfkessel, in welchem es einem Drucke ausgesetzt ist, der gerade das Doppelte des gewöhnlichen Luftdruckes beträgt, erst bei einer Temperatur von  $121^{\circ}$ . Entfernt man einen Teil des Luftdruckes, indem man z. B. Wasser unter die Glocke einer Luftpumpe bringt, so kocht das Wasser bei niedrigeren Temperaturen. Beim halben Luftdruck oder einer Barometerhöhe von 380 Millimetern kocht es bei  $82^{\circ}$ , und bei einem Barometerstand von  $4,6^{\text{mm}}$  sogar bei  $0^{\circ}$ . — Außerdem geht aber auch, so oft das Wasser der Luft eine freie Oberfläche darbietet, fast ausnahmslos ein Teil des Wassers an der Oberfläche, ohne spürbare Bewegung in dieser, in Dampfform über. Dies ist die Verdunstung des Wassers. Diese Überführung von tropfbarem Wasser in Dampf oder Dunst findet bei jeder Temperatur statt. Auch sogar das Eis giebt, infolge der Verdunstung, Wasserdämpfe an seiner Oberfläche ab.

**105.** 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 Wärmegrad 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  $0^{\circ}$  bis  $1^{\circ}$  C zu erwärmen. Wenn aber Wasser bei  $0^{\circ}$  verdunstet oder in Dampf übergeht, werden 607 solche Wärmeeinheiten erfordert, um ein Kilogramm Wasser in ein Kilogramm Dampf von  $0^{\circ}$  zu verwandeln. Bei  $0^{\circ}$  ist die latente Wärme also 607 Wärmeeinheiten. Bei  $100^{\circ}$  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 Gröfse kann man jede beliebige Menge atmosphärischer Luft einführen. Je mehr Luft man in denselben hineinprefst, desto dichter wird die in ihm enthaltene Luft, und desto gröfser der Druck, welchen dieselbe auf die sie umschliessenden Wände ausübt, aber eine weitere Veränderung der Eigenschaften der Luft findet — besondere Fälle ausgenommen — 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 gröfste 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 Teil 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 zuläfst, 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 gröfstmögliche, welcher unter den obwaltenden Verhältnissen stattfinden kann. Man sagt darum auch in diesem Falle, dafs der Wasserdampf auf dem Maximum seines Druckes oder seiner Spannkraft steht. Die Temperatur, bei welcher dies eintritt, heifst der Taupunkt. 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 Verdunstung geht in erster Linie von allen Wasserflächen der Meere, Seen und Flüsse aus; an derselben nehmen aber auch alle Gegenstände mit teil, 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 geradem Verhältnis 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 Verhältnis 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 Wasserteile 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 gerade 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. Die Verdunstung ist auch vom Luftdruck abhängig. Je geringer der Luftdruck ist, um so rascher verdunstet das Wasser. Das salzige Meerwasser verdunstet etwas langsamer als das reine Wasser. Bei der Verdunstung des Meerwassers geht nur reines Wasser in Dampfform über, während das Salz im Meere zurückbleibt.

**109.** Um die Größe der Verdunstung zu messen, braucht man einen Apparat, der Verdunstungsmesser oder Atmometer genannt wird. Man hat denselben in verschiedenen Formen hergestellt. In der Regel besteht das Atmometer aus einer runden, flachen, cylindrischen Schale, in welcher sich das verdunstende Wasser befindet. Beim Anfang des Versuches gießt man eine bestimmte, abgemessene oder abgewogene, Wassermenge in die Schale, und mißt oder wiegt dann wieder beim Abschluß des Versuches, wieviel Wasser noch vorhanden ist. Der Unterschied bezeichnet die verdunstete Wassermenge. Aus dieser und dem Querschnitt der Schale berechnet man die Höhe der verdunsteten Wasserschicht. Ist Regen oder Schnee in das

Verdunstungsgefäß gefallen, so muß die Gröfse (Höhe) des Niederschlags durch einen neben das Atmometer gestellten Regenmesser (230) bestimmt und mit der am Anfang des Versuches eingegossenen Wassermenge zusammengezählt werden. Zahlreiche Versuche haben gezeigt, daß Verdunstungsmesser von verschiedener Konstruktion sehr verschiedene Resultate ergeben. Die folgenden Zahlen lassen sich daher nicht mit einander vergleichen, da sie von Atmometern verschiedener Art herrühren; dieselben sollen blofs dazu dienen eine allgemeine Vorstellung von der Verdunstung des Wassers auf der Erdoberfläche zu geben.

Die Gröfse der Verdunstung ist an verschiedenen Orten der Erde sehr verschieden. In Cumana (Südamerika, 10 Grad nördl. Br.) verdunstet jährlich eine Wasserschicht von 3520 Millimetern. In Sidney (Südostküste von Australien, 34° südl. Br.) verdunsten jährlich ungefähr 1200<sup>mm</sup>; davon 170<sup>mm</sup> im December (Sommer), aber nur 36<sup>mm</sup> im Juli (Winter). Auf Madeira (32<sup>1</sup>/<sub>2</sub>° nördl. Br.) ist die jährliche Verdunstung 2030<sup>mm</sup>; davon 204<sup>mm</sup> im Juli und 124<sup>mm</sup> im Januar. Auf den Azoren verdunsten im Jahre ungefähr 1000<sup>mm</sup>, in Marseille 2300<sup>mm</sup>, in Holland 600<sup>mm</sup> bis 800<sup>mm</sup> (im Helder 98<sup>mm</sup> im Juli, 16<sup>mm</sup> im Januar), an den englischen Küsten 900<sup>mm</sup>, in London 650<sup>mm</sup>, an der Ostseite Schottlands 800<sup>mm</sup> (im Juni 114<sup>mm</sup>, im Januar 30<sup>mm</sup>). In Nukus, am Amu Darja, südlich vom Aralsee, einem Orte, der sich durch sein trocknes Klima auszeichnet, verdunstet im Juni während des ganzen Monats eine Wasserhöhe von gegen 500<sup>mm</sup>, was einer Verdunstung von 16<sup>mm</sup> per Tag gleichkommt. In St. Petersburg verdunsten, nach Messungen mit demselben Apparat wie in Nukus, nur 2<sup>mm</sup> per Junitag.

Die Gröfse der Verdunstung hat eine tägliche und eine jährliche Periode, die beide denjenigen der Lufttemperatur folgen.

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 selbständiger 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 Teile 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 bestände. 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 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 verteilen könnten, wie dies der Fall sein müßte, damit ein derartiges Gleichgewicht eintritt. Die Dampfatmosphäre wird deshalb nie unabhängig von der Luft, und die Luft nie ganz unabhängig von der Dampfatmosphäre werden. Wenn die Dämpfe sich rasch entwickeln, wird nur ein Teil 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 teilnehmen, wie Rauch oder andere leichte Gegenstände dies thun. Die Wasserdämpfe werden bei den gewöhnlichen Vorgängen in der Atmosphäre sehr oft aus derselben als flüssiges Wasser oder Eis, Regen, Nebel, Schnee und Hagel ausgeschieden und treten also, indem sie in solcher Form auf die Erde herabfallen, ganz aus der Luft heraus.

111. Um die Menge des in der Luft enthaltenen Wasserdampfes zu bezeichnen, mißt man entweder das Gewicht des Wasserdampfes, der in einem gewissen Raummfang 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 Mafß 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 Kubikmeter 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 Kubikmeter Luft 5 Gramme Wasserdampf, so beträgt der Druck des Dampfes fast ganz genau  $5^{\text{mm}}$  und umgekehrt. Diese Regel reicht für alle praktisch vorkommenden Fälle aus.

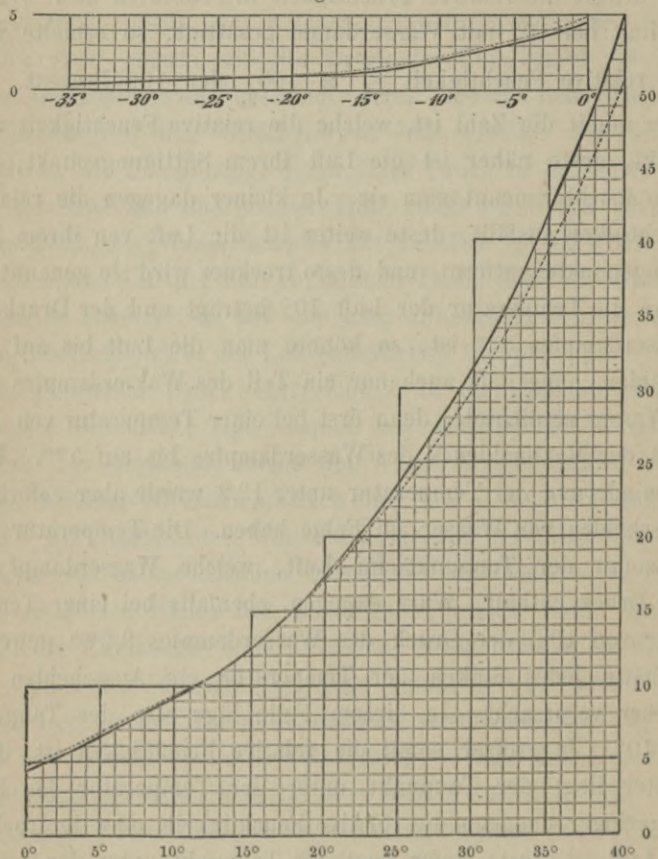
112. Die Menge des Wasserdampfes oder den Druck des Wasserdampfes nennt man die absolute Feuchtigkeit. Unter relativer Feuchtigkeit versteht man dagegen das Verhältnis zwischen der Dampfmenge, welche die Luft wirklich enthält, und der Dampfmenge, welche sie bei der herrschenden Temperatur enthalten könnte oder, was auf dasselbe herauskommt, das Verhältnis 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  $10^{\circ}$ , 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  $5^{\text{mm}}$ , 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 Prozenten aus. Würde die Luft bei  $10^{\circ}$  mit Wasserdampf gesättigt, so erhielte man ihre relative Feuchtigkeit  $\frac{9,2}{9,2} \times 100$  oder 100 Prozent. 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  $10^{\circ}$  beträgt und der Druck des Wasserdampfes  $5^{\text{mm}}$  ist, so könnte man die Luft bis auf  $1^{\circ},2$  abkühlen, ohne daß auch nur ein Teil des Wasserdampfes sich zu Wasser verdichtete, denn erst bei einer Temperatur von  $1^{\circ},2$  sinkt der Maximaldruck des Wasserdampfes bis auf  $5^{\text{mm}}$ . Eine Verminderung der Temperatur unter  $1^{\circ},2$  würde aber sofortiges Ausscheiden von Wasser zur Folge haben. Die Temperatur  $1^{\circ},2$  ist somit der Taupunkt für Luft, welche Wasserdampf von  $5^{\text{mm}}$  Druck enthält. Wäre dagegen, ebenfalls bei einer Temperatur von  $10^{\circ}$ , 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 Taupunkt bei  $10^{\circ}$ . Je größer somit die relative Feuchtigkeit ist, desto dichter liegt der Taupunkt unter der Temperatur der Luft. Je geringer dagegen die relative Feuchtigkeit, oder je trockner die Luft ist, desto tiefer liegt der Taupunkt unter der Temperatur der Luft. Die relative Feuchtigkeit kann daher auch bezeichnet werden als das Verhältnis zwischen dem der Temperatur des Taupunktes und dem der Lufttemperatur entsprechenden Maximaldruck des Wasserdampfes.

113. In Figur 11 giebt die ausgezogene krumme Linie den einer jeden Temperatur zwischen  $-35^{\circ}$  und  $+40^{\circ}$  ent-

sprechenden Maximaldruck des Wasserdampfes an. Die Lufttemperatur ist dabei auf der unteren horizontalen Linie, und der in Millimetern angegebene Dunstdruck an den vertikalen Linien abzulesen. Ebenso zeigt die punktirte Linie das Gewicht

Fig. 11.



des in einem Kubikmeter gesättigter Luft enthaltenen Wasserdampfes bei 760<sup>mm</sup> Luftdruck, 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  $-20^{\circ}$  ist z. B. das Druckmaximum des Dampfes



0,9<sup>mm</sup> und seine Menge 1,0 Gramm. Bei 0° ist ersteres 4,6<sup>mm</sup> und letztere 4,9 Gramm, während bei 16° beide durch dieselbe Zahl ausgedrückt werden, da der Maximaldruck 13,5<sup>mm</sup> und die Dampfmenge 13,5 Gramm beträgt. Bei 30° ist das Druckmaximum 31,5<sup>mm</sup> und die Menge 30,1 Gramm und bei 40° ersteres 54,9<sup>mm</sup> und letztere 50,7 Gramm. Man sieht also, wie nur bei höheren Temperaturen eine nennenswerte Abweichung in den Zahlenwerten eintritt, durch welche, je nach ihrer verschiedenen Benennung, der Dunstdruck oder die Dampfmenge angegeben werden. Die in der Figur einem bestimmten Dunstdruck oder einer bestimmten Dampfmenge entsprechende Temperatur bezeichnet den zu jener gehörigen Taupunkt.

**114.** Die verschiedenen Methoden, vermittelt welcher man die Feuchtigkeit der Luft zu bestimmen sucht, gehen teils darauf aus, unmittelbar die Menge (das Gewicht) des in einem Kubikmeter Luft enthaltenen Wasserdampfes zu messen, teils darauf, entweder den Taupunkt, oder den Dunstdruck, 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 Kubikmeter Luft enthaltenen Wasserdämpfe bestimmt. Hierzu benutzt man folgendes Verfahren. Ein Gefäß, welches mit Wasser gefüllt ist, hat oben und unten zwei enge Öffnungen, 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 konzentrierter Schwefelsäure getränkt ist, oder Chlorcalcium). Das Gewicht dieses Rohres, samt dem seines Inhaltes, wird im voraus genau bestimmt. Nachdem dasselbe mit dem Gefäße verbunden, werden beide Hähne geöffnet, und das aus dem Gefäße ausströmende Wasser nach Kubikmetern gemessen. Das ausfließende Wasser wird natürlich unmittelbar durch eine ebenso große Menge Luft ersetzt, welche durch die obere Öffnung 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 Kubikmeter Luft durch die Röhre hindurch gegangen, läßt sich leicht das Gewicht der in 1 Kubikmeter 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 Kubikmeter Wasser ausgeflossen. Somit sind 2,5 Gramm Wasserdampf in 1 Kubikmeter Luft enthalten. Dem entspricht nach dem vorigen Paragraphen ein Druck von 2,3<sup>mm</sup>. Wäre nun die Lufttemperatur 10° gewesen, so würde der zu ihr gehörige Maximaldruck 9,2<sup>mm</sup> betragen. Die relative Feuchtigkeit wäre somit  $\frac{2,3}{9,2} \times 100$  oder 25 Prozent.

**115.** Daniell's Hygrometer (Feuchtigkeitsmesser), in seiner ursprünglichen, so wie in seiner von Regnault verbesserten Gestalt, dient zur Bestimmung des Taupunktes. Dasselbe besteht aus einem Gefäße mit spiegelglatter Oberfläche, die von einer blanken Silber- oder Goldschicht gebildet wird. Im Gefäße befindet sich die Kugel eines Thermometers, welches die Temperatur der Silberoberfläche anzeigt. Bringt man nun, vermittelt 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 Taupunkt 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 be-

haupten kann, sondern sich in feinen 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 Taupunktes. Das dem Taupunkt entsprechende Druckmaximum des Wasserdampfes giebt dann den Dunstdruck für den Augenblick der Beobachtung. Dieser Druck, dividirt durch den der Lufttemperatur entsprechenden Maximaldruck, ergiebt die relative Feuchtigkeit.

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

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 Konstruktion, welche neben einander, mit einem Zwischenraum von etwa 1 Decimeter, aufgestellt sind. Das eine Thermometer dient nur zur Bestimmung der Lufttemperatur, und heist 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 infolge 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 ausge-

setzt. Zu gleicher Zeit erhält dasselbe aber auch Wärme aus der Luft zugeführt, und das Ergebnis 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 trockene 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 trockenen 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 am Schlusse des Buches (Tab. II). Man berechnet zuerst den Unterschied zwischen den Angaben beider Thermometer. Zeigt das trockne über  $0^{\circ}$ , und das feuchte unter  $0^{\circ}$ , so muß man natürlich in diesem Fall die Grade addieren, um die Differenz zu finden. In der ersten vertikalen Spalte, welche die Überschrift „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, die in der vertikalen Spalte steht, welche die berechnete Differenz zwischen den Ablesungen der beiden Thermometer zur Überschrift 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 Taupunkt angegeben. Die hier folgenden Beispiele werden am einfachsten den Gebrauch der Tabellen erläutern.

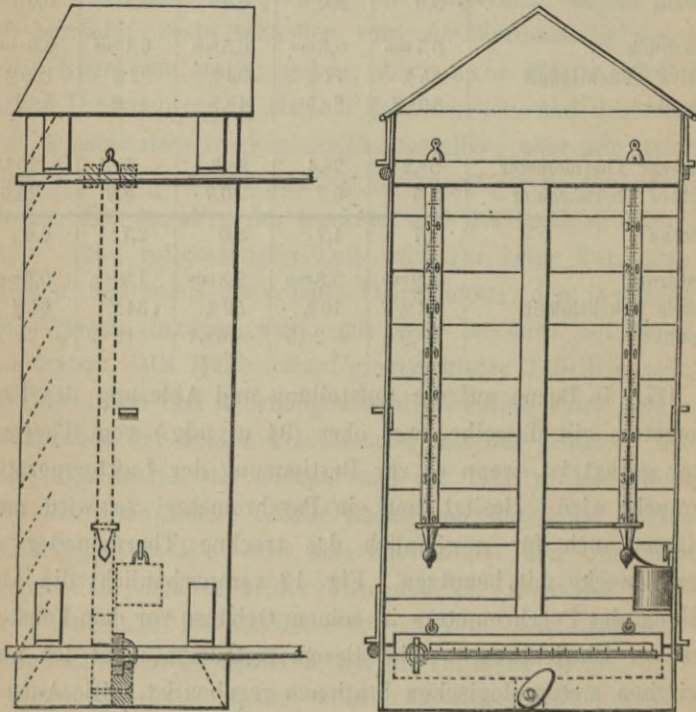
## Beispiel:

|                       |        |        |        |         |         |
|-----------------------|--------|--------|--------|---------|---------|
| Trockenes Thermometer | 20°,0  | 12°,5  | 6°,0   | 5°,2    | 5°,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            | 9,7 mm | 8,3 mm | 6,5 mm | 6,1 mm  | 6,6 mm  |
| Relative Feuchtigkeit | 55 %   | 77 %   | 93 %   | 92 %    | 100 %   |
| Taupunkt              | 10°,8  | 8°,5   | 4°,9   | 4°,0    | 5°,2    |
| Trockenes Thermometer | 5°,2   | 2°,4   | 2°,3   | − 5°,5  | − 20°,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            | 4,9 mm | 3,8 mm | 2,8 mm | 1,0 mm  | 0,6 mm  |
| Relative Feuchtigkeit | 74 %   | 70 %   | 52 %   | 34 %    | 61 %    |
| Taupunkt              | 0°,9   | − 2°,5 | − 6°,4 | − 18°,9 | − 24°,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 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 Aufsenswand des metallenen Gehäuses besteht aus schiefgestellten Jalousien, welche die Luft frei durchstreichen lassen, aber Regen, Schnee u. s. w. abhalten. Die oberen Enden der Thermometer gehen durch ein Brett oder einen horizontalen Holzbalken mit zwei Löchern, und die unteren werden durch Bügel von starkem Metalldraht, welche in den vertikalen Balken eingeschraubt werden, gehalten. Auf der rechten Seite, neben der Kugel des nassen Thermometers hängt ein Blechgefäß, von welchem aus ein Docht beständig Wasser nach dem Überzug der Kugel

herübersaugt. Am untersten Querbalken hängt ein Minimumthermometer an zwei Haken. Soll letzteres zu einer neuen Observation eingestellt werden, so wird das Instrument aus dem Haken zur Linken ausgehoben und um den Haken zur Rechten in der Weise herumbewegt, daß die Kugel nach oben kommt,

Fig. 12.



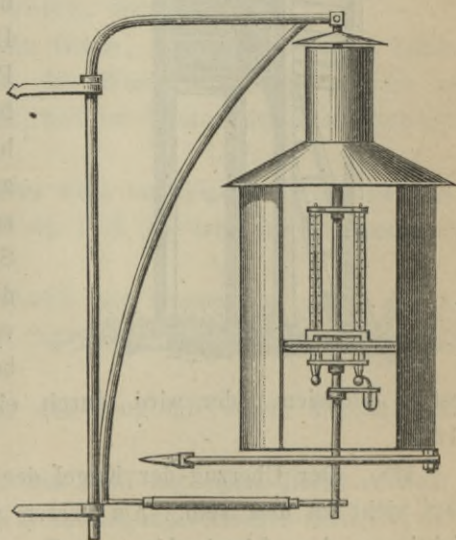
bis der Index das Ende der Spiritussäule erreicht hat, worauf dasselbe wieder in die horizontale Lage auf den beiden Haken zurückgebracht wird. Den Holzriegel, welchen man ganz unten in der Mitte des Thermometerhäuschens erblickt, und welcher während der eben besprochenen Einstellung zurückgedreht war, wird darauf wieder nach oben gedreht und hält das Thermometer fest. Das ganze Thermometergehäuse ist durch zwei Eisenbügel an das Fenster oder die Wand befestigt, und gegen

Seitenbewegungen außerdem noch durch Streber geschützt, welche in den in der halben Höhe der Seitenwände angebrachten Ösen befestigt werden. S. übrigens § 36.

Die in Deutschland, Österreich, Rußland und mehreren Ländern gebräuchliche Aufstellung der Thermometer veranschaulicht Fig. 13. Das Thermometergehäuse aus Zinkblech hängt an Bügeln in der Regel ziemlich weit vom Fenster. Dasselbe besteht aus einem Dach mit Schornstein, und darunter einer doppelten cylindrischen

Wand. Es ist derartig eingerichtet, daß die Öffnungen des inneren Cylinders, welche man auf der Figur wahrnimmt, durch den äußeren Cylinder vollständig gedeckt sind, solange das Gehäuse sich in seiner gewöhnlichen Lage in größtmöglicher Entfernung von der Wand befindet. Die Thermometer sind somit in diesem Fall vollständig beschirmt. Will

Fig. 13.



man nun eine Beobachtung vornehmen, so zieht man das Gehäuse mittelst einer Stange oder Schnur, welche durch die Holzfassung des Fensters hindurch geht, an das Fenster heran. Während nun die Bügel, in welchen das Gehäuse hängt, sich drehen, verschiebt sich gleichzeitig die äußere cylindrische Wand des Thermometerhäuschens so, daß die Öffnungen beider Cylinder gerade vor dem Fenster liegen, wie in Figur 13 zu sehen, so daß die Thermometer beobachtet werden können. Die Bewegung der äußeren Wand wird nämlich durch die auf der Figur gerade unter dem Häuschen sichtbar werdende Stange,

deren inneres Ende am Fensterrahmen befestigt ist, in der erwähnten Weise reguliert.

Fig. 14 zeigt die in § 35 besprochene Aufstellung des Thermometerhäuschens. Das äußere Gehäuse besteht aus Holz und ist gegen Norden zu offen.

Fig. 14.



hat es Jalousien, und auf der Südseite eine solide doppelte Wand, sowie ein doppeltes Dach, letztere beide mit Luftcirculation. Das Ganze ruht auf 4 Pfosten. Eine Treppe führt zum Thermometerhäuschen herauf, welches aus Metall besteht und mit Jalousiewänden, Dach, Schornstein, und Thür (in der Figur gegen Süden) versehen ist. Der Boden besteht entweder aus festen Jalousien, oder wird durch einen Ventilator gebildet (120).

118. Der Überzug der Kugel des feuchten Thermometers darf nicht zu dick sein. Am besten wählt man einen durchsichtigen, aber feinmaschigen Stoff, wie Musselin, zu diesem Zweck. Leinwand ist zu dick. Der Überzug muß ferner, ehe man ihn aufsetzt, gut ausgewaschen werden und darf nicht doppelt auf der Kugel aufliegen. Um ein straffes Anliegen desselben zu erreichen, muß man denselben zunächst befeuchten. Dann legt man die Mitte des nassen Stoffes auf die unterste Spitze der Kugel und faltet denselben um die Kugel zusammen, wobei man mit den Fingern von der Spitze aus nach dem oberen Teil der Kugel und dem Halse (d. h. dem Übergang der Kugel in das Thermometerrohr) hinstreicht, und den Überzug hier sich so gleichmäÙig wie möglich um den Hals falten



läßt. Man befestigt denselben durch einen dicht hinter der Kugel umgeschnürten Faden. Eine weitere Befestigung ist nicht erforderlich, wenn die Zipfel am Halse kurz abgeschnitten werden. 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 Überzug 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.

Fig. 15.



119. Das Thermometer wird auf folgende Weise benetzt:
1. Wenn die Temperatur der Luft (das trockene Thermometer) über  $0^{\circ}$  ist,
    - a) indem man ein Gefäß mit Wasser von unten an die Kugel bringt, so daß diese mit dem Überzug 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 Aufsaugungsvermögen beständig das nötige Wasser aus einem neben dem feuchten Thermometer angebrachten Wassernäpfchen zuführt (siehe Fig. 12 und 13). Der Docht wird gleich oberhalb der Kugel mit ein paar losen Stichen rings um das Oberende des Überzuges befestigt. (Fig. 15). Der Wassernapf muß an der äußeren Seite des feuchten Thermometers, in größtmöglicher Entfernung vom trockenen, aufgestellt werden. 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 Überzug abtropft. Der Wasserbehälter

mufs immer mit so viel Wasser versehen sein, dafs der Docht ohne Schwierigkeit saugen kann.

2. Wenn die Temperatur der Luft unter  $0^{\circ}$  ist.

In diesem Fall nimmt man den Docht weg. Man bringt ein Gefäfs mit Wasser von unten an das Thermometer, so dafs 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  $0^{\circ}$  gestiegen, auf diesem Punkt stehen bleiben, so lange das Eis schmilzt. Erst wenn alles Eis weggetaut, beginnt ein weiteres Steigen, und nun erst darf man das Wassergefäfs fortnehmen. Den Tropfen, welcher unter der Kugel sich bildet, entfernt man mit dem Finger. Das Thermometer geht nun wieder auf  $0^{\circ}$  zurück und sinkt, nachdem das Wasser im Stoffe gefroren, infolge der Verdunstung des Eises noch tiefer. Erst nachdem es wirklich zum Stillstand gekommen, darf die Ablesung eintreten.

3. Bisweilen ereignet es sich, dafs das feuchte Thermometer unter den Gefrierpunkt herabsinkt, während die Lufttemperatur noch über  $0^{\circ}$  sich hält. In diesem Fall braucht man das Verfahren Nr. 2.

**120.** Die Angabe des feuchten Thermometers darf niemals notiert werden, ehe man sich durch wiederholtes Ablesen davon überzeugt hat, dafs das Thermometer nach der Benetzung so tief gesunken ist, als es nur kann. Dies währt bei Temperaturen über  $0^{\circ}$  nur 5 bis 10 Minuten, oft noch bedeutend kürzer. Wenn man Wassernapf und Docht benutzt und für genügende Nachfüllung des Gefäfses sorgt, ist das feuchte Thermometer, bei herrschenden Wärmegraden, 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 Falle wohl daran, das Thermometer eine genügende Zeit im voraus anzufeuchten, damit es beim Eintritt des Beobachtungstermines zum Stillstand gekommen ist. Durch die Anwendung eines Ventilators wird man das Sinken des feuchten Thermometers beschleunigen können.

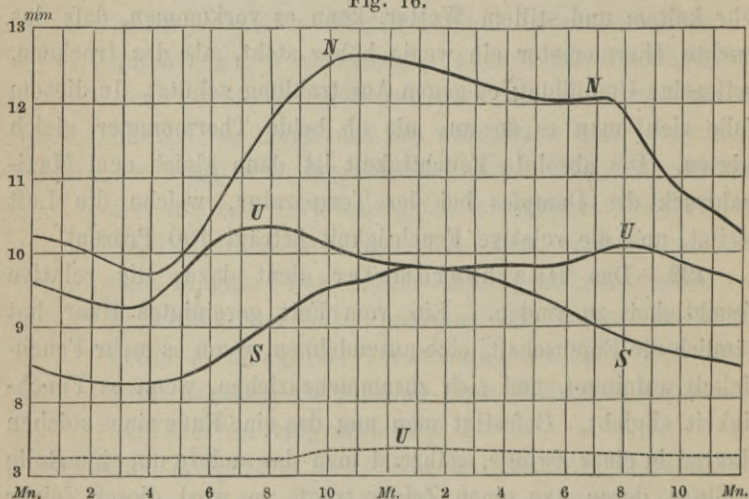
**121.** In seltenen Fällen, wie bei starkem Nebel oder bei sehr kaltem und stillem Wetter, kann es vorkommen, dafs das feuchte Thermometer ein wenig höher steht, als das trockene, weil seine Umhüllung es gegen Ausstrahlung schützt. In diesem Falle sieht man es so an, als ob beide Thermometer gleich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

**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 Skala, vor welcher der Zeiger sich bewegt, sind die Zahlen angegeben, welche den Grad der Feuchtigkeit anzeigen. Dieses Instrument giebt keine absoluten Werte und mufs deshalb 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. 16 zeigt den Gang derselben im Juli während des vollen Tages für Sitcha, an der Westküste von Nord-Amerika (*S*), und für Upsala (*U*). In Sitcha 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 2 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

Fig. 16.



des Dunstdruckes sein muß. Dasselbe Verhalten wie Sitcha zeigen auch andere Küstengegenden, mit Ausnahme derer, die zwischen den Tropen liegen. Im Binnenlande ist dagegen die tägliche Periode des Dunstdruckes von anderer Beschaffenheit, wie dies die Linie (U) für Upsala (Fig. 16) nachweist. Der niedrigste Druck tritt auch hier im Juli früh am Morgen, ungefähr um Sonnenaufgang, ein, zu welcher Zeit ja auch die Temperatur der Luft am niedrigsten ist. Den Morgen über steigt der Dunstdruck bis gegen 7—8 Uhr, worauf er wieder bis 2 Uhr ein wenig zurückgeht, um dann wieder bis 8 Uhr abends zu steigen, und nun erst zum Sinken überzugehen, das den Abend und die Nacht über fort dauert. Die Linie NN zeigt den täglichen Gang des Dunstdruckes im Juli an einer Kontinentalstation, Nertschinsk im südöstlichen Sibirien. Das Haupt-

maximum fällt auf 11 Uhr vormittags, und die Amplitude ist bedeutend,  $12,6^{\text{mm}}$  —  $9,7^{\text{mm}}$  oder  $2,9^{\text{mm}}$ . Denselben Gang zeigt der Dunstdruck in den tropischen Gegenden. In Batavia z. B., welches  $6^{\circ}$  südl. vom Äquator auf der Insel Java liegt, ist der Dunstdruck nach dem Durchschnitt für alle Monate des Jahres, morgens um 6 Uhr (bei Sonnenaufgang) am kleinsten und beträgt  $19,7^{\text{mm}}$ , dann wächst er bis zu  $20,8^{\text{mm}}$ , welche Höhe er um 9 Uhr vormittags erreicht, sinkt dann wieder auf  $20,5^{\text{mm}}$  um 11 Uhr vormittags, steigt bis  $21,2^{\text{mm}}$  um 7 Uhr abends, wonach er regelmäsig bis zum Morgen abnimmt. Das Auffallende an dieser Gestalt der täglichen Periode liegt darin, daß das Maximum des Dunstdruckes 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 Vorrat 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 infolge der steigenden Temperatur des Tages einstellt. An der Oberfläche der Erde werden nicht alle Luftteile gleich erwärmt (159). Die wärmeren steigen hinauf und werden durch herabsinkende kältere Luft ersetzt. In dieser Weise geschieht die tägliche Durchwärmung der Luft. Die aufsteigenden Ströme führen die Wasserdämpfe mit sich nach oben und entziehen so den niederen Luftschichten einen Teil des Dampfgehaltes, den sie sonst nach Verhältnis der Temperatur zeigen würden. An höher liegenden Punkten findet man in der That den höchsten Dunstdruck kurz nach Mittag, wie an den Küsten. Die absteigenden Ströme sind ärmer an Wasserdampf und bewirken eine Verminderung der

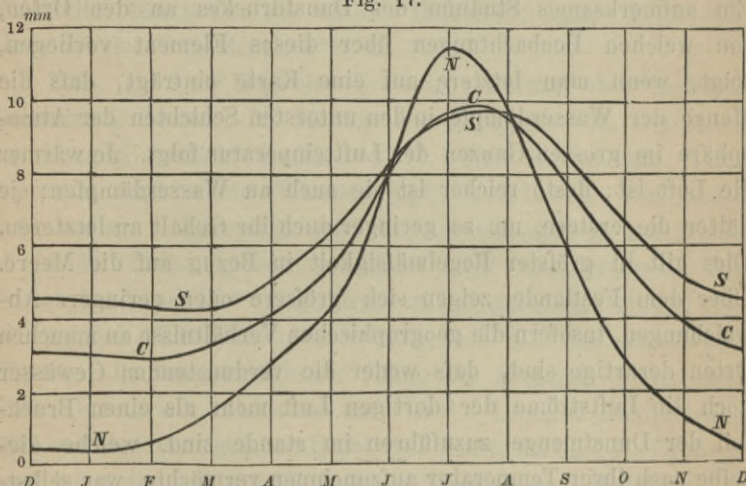
Menge desselben am Boden. Der aufsteigende Luftstrom ist natürlich am Nachmittag, als der Zeit, wo die Wärme am stärksten ist, auch am kräftigsten. Gegen Abend nimmt er an Stärke ab und hört endlich ganz auf, und infolge davon steigen nun auch die Dämpfe nicht mehr empor, sondern erfüllen und sättigen die unteren Luftschichten. Die weitere Abkühlung der Nacht zwingt dann aber einen Teil der Dämpfe sich als Tau auf der Erde niederzuschlagen und veranlaßt dadurch naturgemäß ein Herabgehen des Dunstdruckes. 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 Dampfungwicklung begünstigt. Wo der bis zu dem wärmsten Teil des Tages hier entwickelte Überschufs 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 Änderung des Dunstdruckes so unbedeutend, daß sie nur durch Zehnteile des Millimeters ausgedrückt werden kann, wie die punktierte Linie Fig. 16 zeigt, die für Upsala und den Januar gilt. Man findet hier nur ein Maximum und ein Minimum, wie an den Küstenstationen.

**124. Die jährliche Periode im Drucke des Wasserdampfes.** Dieselbe hat sehr viel Ähnlichkeit mit der jährlichen Periode der Lufttemperatur. Als Beispiel haben wir Skudesnäs an der Westküste von Norwegen (S), Christiania (C) und Nertschinsk (N) gewählt (Fig. 17). Der niedrigste Druck fällt in die Wintermonate, der höchste in den Juli oder 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. Die Eintrittszeiten des Maximums und des Minimums sind verspätet. In Batavia ist der Dunstdruck im April am größten

(21,6<sup>mm</sup>). Von da an sinkt er bis in den August (19,3<sup>mm</sup>), und steigt darauf wieder stetig bis zum April.

125. Die jährliche Amplitude des Dunstdruckes ist an den Küsten am geringsten und im Innern des Festlandes am bedeutendsten, kleiner unter den Tropen, und gröfser in der gemäßigten Zone, genau wie dies bei der jährlichen Amplitude

Fig. 17.



der Lufttemperatur der Fall ist. Auf der norwegischen Westküste beträgt dieselbe 5 bis 6 Millimeter, im Inneren Sibiriens 9 bis 11 Millimeter, in Batavia 2,3 Millimeter.

126. Die Menge des Wasserdampfes nimmt mit der Höhe über dem Meeresspiegel ab, wie sich dies nach dem ganz entsprechenden Verhalten der Temperatur voraussuchen liefs. So ist z. B. das jährliche Mittel des Dunstdruckes für Christiania 5,5<sup>mm</sup>, für Christianssund 5,8<sup>mm</sup>, aber auf dem Dovrefjeld, 643 Meter über dem Meere, nur 4,3<sup>mm</sup>. Im September und Oktober 1832 war der Dunstdruck in Zürich 9,3<sup>mm</sup>, während derselbe auf dem Faulhorn, 2570 Meter über dem Meere, nur 4,1<sup>mm</sup> betrug. Der Druck des Wasserdampfes nimmt in einem weit rascheren Verhältnis mit der Höhe ab, als der Druck der Luft,

was am deutlichsten beweist, daß es keine von der Luft unabhängige Dampfatmosphäre giebt. In einer Höhe von 1962 Meter findet sich schon die Grenze zwischen dem unteren und oberen halben Teil der Wasserdampfmenge der Atmosphäre, und über die Höhe von 6500 Meter hinaus folgt nur  $\frac{1}{10}$  des ganzen atmosphärischen Wasserdampfes.

### 127. Die Verteilung der Wasserdämpfe auf der Erde.

Ein aufmerksames Studium des Dunstdruckes an den Orten, von welchen Beobachtungen über dieses Element vorliegen, zeigt, wenn man letztere auf eine Karte einträgt, daß die Menge der Wasserdämpfe in den untersten Schichten der Atmosphäre im grossen Ganzen der Lufttemperatur folgt. Je wärmer die Luft ist, desto reicher ist sie auch an Wasserdämpfen; je kälter die erstere, um so geringer auch ihr Gehalt an letzteren. Dies gilt in größter Regelmäßigkeit in Bezug auf die Meere. Über dem Festlande zeigen sich gröfsere oder geringere Abweichungen, insofern die geographischen Verhältnisse an manchen Orten derartige sind, daß weder die verdunstenden Gewässer noch die Luftströme der dortigen Luft mehr als einen Bruchteil der Dunstmenge zuzuführen im stande sind, welche dieselbe nach ihrer Temperatur aufzunehmen vermöchte, was selbstverständlich eine verhältnismäßige Trockenheit zur Folge hat. Dies ist im höchsten Grade der Fall in den Gebieten der Erdoberfläche, welche man Wüsten nennt.

Da die Beobachtungen über den Druck der Wasserdämpfe noch sparsam sind, namentlich für aufereuropäische Gegenden, so beschränken wir uns auf die hier folgende Beschreibung und verzichten darauf, dieselbe durch Karten zu veranschaulichen.

128. Im Januar findet man den höchsten Dunstdruck in einem Erdgürtel, der ungefähr zwischen dem Äquator und dem 20. Grad südlicher Breite liegt. Hier beträgt der Dunstdruck über 20<sup>mm</sup>. Derselbe steigt im äquatorialen Afrika bis auf 26<sup>mm</sup> und im nördlichen Australien an der Küste auf 24<sup>mm</sup>. In den kalten Gegenden des nördlichen und östlichen Asiens



und in Nord-Amerika sinkt der Dampfdruck bis unter  $1^{\text{mm}}$ . West-Europa hat  $5^{\text{mm}}$  bis  $10^{\text{mm}}$ , und Ost-Europa  $2^{\text{mm}}$  bis  $5^{\text{mm}}$ . In der Wüste Sahara ist der Dunstdruck verhältnismäßig gering, kaum  $5^{\text{mm}}$ , während derselbe über den Mittelmeerländern Europa's über  $5^{\text{mm}}$  beträgt. An der Mündung des Mississippi ist der Dunstdruck nicht höher als über den brittischen Inseln, und ebenso ist derselbe unter gleicher Breite höher an der Westseite Amerika's, als an der Ostseite Asiens. Beim Kap Horn ist der Dunstdruck  $6^{\text{mm}}$  bis  $7^{\text{mm}}$ .

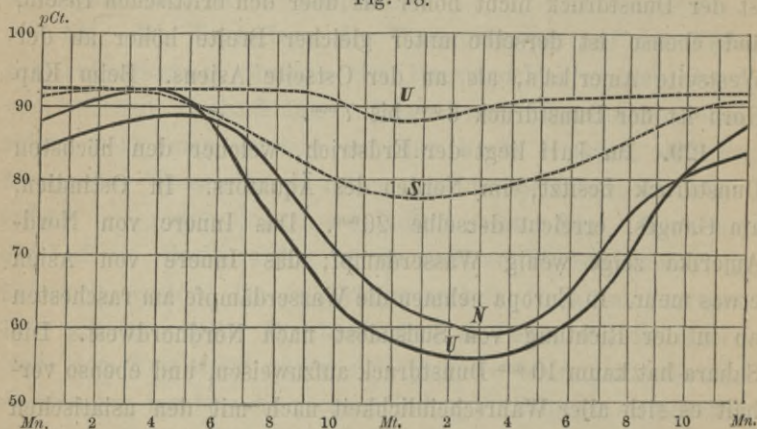
**129.** Im Juli liegt der Erdstrich, welcher den höchsten Dunstdruck besitzt, im Norden des Äquators. In Ostindien, am Ganges, erreicht derselbe  $26^{\text{mm}}$ . Das Innere von Nord-Amerika zeigt wenig Wasserdampf; das Innere von Asien etwas mehr. In Europa nehmen die Wasserdämpfe am raschesten ab in der Richtung von Südsüdost nach Nordnordwest. Die Sahara hat kaum  $10^{\text{mm}}$  Dunstdruck aufzuweisen, und ebenso verhält es sich aller Wahrscheinlichkeit nach mit den asiatischen Wüsten. In den nördlichsten Teilen der Erdkugel findet man einen Dunstdruck von etwas unter  $5^{\text{mm}}$ . Dieselbe Dampfmenge trifft man auf der südlichen Halbkugel bereits bei dem 40. Breitengrad oder ein wenig südlicher. (Südspitze von Neu-Seeland, die Falklandsinseln.) Kap Horn hat  $4,7^{\text{mm}}$ .

**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 Verteilung 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 Gröfse. Als Beispiel bietet uns Fig. 18 den täglichen Gang der relativen Feuchtigkeit für Sitcha (*S*), Upsala (*U*) und Nertschinsk (*N*), wo die punktierte Linie *U* für den Januar, die übrigen drei 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 ist und umgekehrt. Ihre Amplitude

Fig. 18.



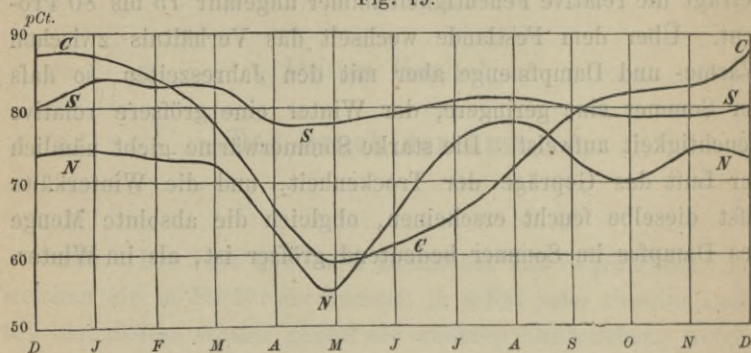
ist klein im Januar, wo auch die Amplitude der Lufttemperatur klein ist; grösser im Juli, wo auch die Temperatur eine grössere Amplitude hat. Der Umfang der Schwankung ist auf der Binnenstation Upsala grösser (im Juli 36 Prozent), als auf der Küstenstation Sitcha (im Juli 14 Prozent). In Batavia ist die relative Feuchtigkeit am grössten um 6 Uhr morgens, wo sie 93 Prozent beträgt, am kleinsten 12 $\frac{1}{2}$  nachmittags, wo sie 69 Prozent beträgt. Die Amplitude ist also hier 24 Prozent; wobei überall das Jahresmittel zu verstehen. In Nertschinsk ist die tägliche Amplitude im Januar 12 Prozent, im Juli 30 Prozent.

### 132. Die jährliche Periode der relativen Feuchtigkeit.

Fig. 19 zeigt die Veränderung der relativen Feuchtigkeit im Laufe des Jahres für Skudesnäs (S), Christiania (C) und Nertschinsk (N). Man sieht, wie dieselbe in Norwegen im Winter am grössten und im Mai am kleinsten ist. Die jährliche Amplitude ist in Christiania (28 Prozent) 5 mal so gross, als

in Skudesnäs (6 Prozent). Auf den Küstenstationen ist überhaupt die jährliche Amplitude klein, nach dem Innern der Kontinente nimmt sie aber zu. In Nertschinsk beträgt sie 23 Prozent, und hier fällt das Maximum auf den August, unter dem

Fig. 19.



Einfluss der regenbringenden Winde vom pacifischen Ocean. In Batavia ist die relative Feuchtigkeit im September am geringsten (79 Prozent) und am höchsten im Februar (88 Prozent). Die Amplitude ist also nur 9 Prozent.

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

134. Die Verteilung 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 Prozent. Über dem Festlande wechselt das Verhältnis zwischen Wärme- und Dampfmenge aber mit den Jahreszeiten, so daß der Sommer eine geringere, der Winter eine gröfsere 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 gröfsere ist, als im Winter.

### Drittes Kapitel.

#### Der Druck der Luft.

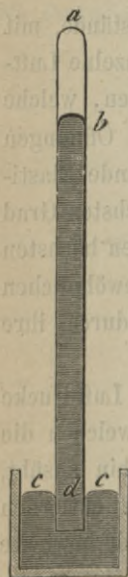
**135.** Die Luft übt einen Druck auf alle Gegenstände, mit welchen sie in Berührung kommt; ja selbst jedes einzelne Luftteilchen drückt wieder gegen die anderen Luftteilchen, welche es umgeben. Die Luft vermag ferner die feinsten Öffnungen zu durchdringen. Sie besitzt endlich eine ausnehmende Elasticität, indem sie sich durch Ausdehnung auf den höchsten Grad der Verdünnung und durch Zusammenpressung auf den höchsten Grad der Verdichtung, welche wir mit unsern gewöhnlichen 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 infolge ihrer Elasticität nach allen Seiten hin ausübt, indem ihre einzelnen Teile 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 Gröfse des Luftdruckes an verschiedenen Stellen.

137. Um die Gröfse 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

Fig. 20.



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 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 teil 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 auferhalb desselben in der Schale, denn in diesem Falle würde die Luft sowohl innerhalb, als auferhalb 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  $ab$  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 Teil 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 Baro-

meterhöhe gröfser oder kleiner ist, ist auch das Gewicht oder der Druck der Quecksilbersäule im Rohre gröfser oder kleiner, oder, was dasselbe sagen will, der Luftdruck gröfser 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, dafs die Gröfse des Luftdrucks durch die Barometerhöhe gemessen wird.

**138.** Wenn der Luftdruck stärker wird, wird auch die Barometerhöhe gröfser, und man sagt, dafs das Barometer steigt. Wenn der Luftdruck kleiner wird, nimmt die Barometerhöhe ab, und man sagt, dafs das Barometer fällt.

**139.** An der Oberfläche des Meeres ist der Luftdruck ungefähr 760 Millimeter. Da das Quecksilber nahe 13,6 mal so schwer ist, als das Wasser, so ist der Luftdruck am Meeresspiegel gleich dem Druck einer Wassersäule, deren Höhe nahe  $13,6 \times 0,76$  Meter, oder genauer 10,333 Meter ist. Eine Wassersäule, deren Grundfläche 1 Quadratmeter und deren Höhe 10,333 Meter beträgt, enthält 10,333 Kubikmeter Wasser. Da nun aber ein Kubikmeter Wasser 1000 Kilogramm wiegt, erhält man als Zahlenwert für den Druck der Luft auf einen Quadratmeter  $10,333 \times 1000$  d. h. 10333 Kilogramm. Rechnet man die Körperoberfläche eines erwachsenen Menschen zu  $1\frac{1}{2}$  Quadratmeter, so hat diese Oberfläche einen Luftdruck von 10333 mal  $1\frac{1}{2}$  oder 15500 Kilogramm auszuhalten. Dafs ein Mensch einen so starken Druck aushalten kann, ohne von demselben erdrückt zu werden, beruht darauf, dafs die Luft fast alle Teile des Körpers durchdringt, so dafs diese von allen Seiten gleichen Druck erleiden.

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

1. Das Quecksilber mufs rein sein, d. h. es darf keine anderen Stoffe beigemischt oder aufgelöst enthalten.
2. Der Raum über der Oberfläche des Quecksilbers im Rohre mufs durchaus luftleer sein. Wäre nämlich Luft in diesem



Raum vorhanden, so würde dieselbe einen Druck auf das Quecksilber ausüben, und infolge davon das Quecksilber im Rohre zu niedrig stehen. Um zu versuchen, ob sich Luft über dem Quecksilber befindet, neigt man das Barometer, so dafs 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, dafs man das Quecksilber in dem Rohre kochen läfst. Später eingedrungene Luft kann häufig dadurch entfernt werden, dafs man das Quecksilber am offenen Ende so absperirt, dafs es sich nicht bewegen kann, und nun das ganze Instrument umdreht. Durch sanftes Schütteln und leichte Stöße kann man dann die Luftblase dazu bringen, dafs sie durch das Quecksilber bis zum offenen Ende emporsteigt.

3. Das Glasrohr mufs 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 Kapillarität oder Haarröhrchenkraft nennt, und welche sich beim Quecksilber dadurch äufsert, dafs seine Teilchen sich von den Wänden des Glasrohres zu entfernen suchen. Bei einem Rohr, dessen innerer Durchmesser  $2^{\text{mm}}$  beträgt, wird das Quecksilber um ganze  $4,6^{\text{mm}}$  herabgedrückt. Dagegen ist der Stand des Quecksilbers um  $1^{\text{mm}}$  zu niedrig, wenn der innere Durchmesser des Rohres  $6,5^{\text{mm}}$  beträgt, und nur um  $0,1^{\text{mm}}$  bei einem Durchmesser von  $16^{\text{mm}}$ . Je gröfser also der Quer-

schnitt des Rohres, desto geringer ist die Wirkung der Kapillarität.

5. Bei der Beobachtung des Barometers muß der Maßstab (die Skala), auf welchem man die Barometerhöhe abliest, lotrecht stehen.
6. Der Maßstab muß richtig geteilt 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  $0^{\circ}$  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  $0^{\circ}$  der Fall sein würde. Dies nennt man: die Barometerhöhe auf  $0^{\circ}$  reducieren. Um die Temperatur des Quecksilbers zu kennen, findet man an jedem guten Barometer ein Thermometer. Zugleich mit dem Quecksilber dehnt sich aber auch die Skala durch die Wärme aus, zumal wenn sie, wie dies gewöhnlich der Fall ist, aus Metall besteht. Wenn die Teilstriche der Skala durch die Wärme nach oben hin verrückt werden, zeigt die Quecksilberkuppe offenbar eine zu niedrige Zahl. Der Einfluß der Ausdehnung der Skala auf den Ausfall der Beobachtung ist also der entgegengesetzte von dem Einfluß, welchen die Ausdehnung des Quecksilbers übt. Da aber die Ausdehnung des Quecksilbers 10 mal stärker ist, als die der

Metallskala, wird das Barometer doch immer zu hoch zeigen, so oft die Temperatur über  $0^\circ$  ist. In Tab. III findet man die Reduktionen auf  $0^\circ$  bei den verschiedenen Barometerhöhen und Temperaturen unter der Voraussetzung von Quecksilberbarometern mit Celsiusthermometer und Messingskala. Die Anwendung der Tafel erläutern am einfachsten folgende Beispiele:

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

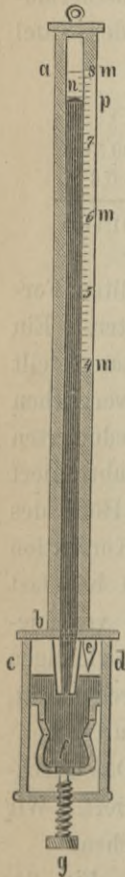
**141.** Ein Barometer, welches den eben aufgestellten Forderungen entspricht, nennt man ein Normalbarometer. Ein jedes Barometer, mit welchem genaue Beobachtungen angestellt werden sollen, muß mit einem Normalbarometer verglichen worden sein. Die Größe, welche zu der auf  $0^\circ$  reduzierten Höhe eines Barometers addiert oder von derselben subtrahiert werden muß, um die gleichfalls auf  $0^\circ$  reduzierte Höhe des Normalbarometers zu finden, nennt man die konstante Korrektion des Barometers. Eine solche konstante Korrektion hat fast jedes gewöhnliche Barometer. Sie schreibt sich von verschiedenen Umständen her, z. B. von einer nicht ganz richtigen Stellung der Skala, 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 konstruiert. Wir wollen hier nur die gebräuchlichsten Formen besprechen.

**143. Das Gefäß- oder Kapsel-Barometer.** Fig. 21. 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 (*m m m*) ist am Messingrohre angebracht. Im Schlitze bewegt sich ein sogenannter Nonius (*n*), eine Art von Hülfskala, welche dazu

dient kleinere Teile abzulesen, als die, welche auf dem Maßstabe eingeritzt sind. Dieser Nonius kann mit der Hand oder

Fig. 21.



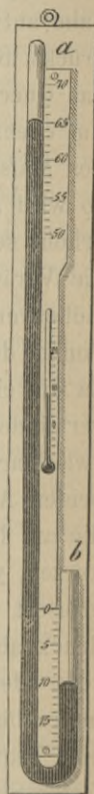
vermittelst einer Schraube auf- und abgeschoben werden. Er trägt am untern Ende eine horizontale Kante, welche auf der Vorder- und Hinterseite des Rohres in gleicher Höhe liegt. Bei der Ablesung stellt man den Nonius so ein, daß die beiden unteren Kanten die Quecksilberkuppe *p* zu berühren scheinen. 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 angiebt. Das Messingrohr, welches das Barometerrohr umgiebt, ist mit seinem untern 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, deren oberer Teil aus jenem Glascylinder, deren mittlerer aus einer Holzbüchse und deren unterer Teil aus einem Lederbeutel *f* besteht, welcher letztere mit Hülfe der Bodenschraube *g* zusammengedrückt und niedergelassen werden kann. Beim Sinken des Barometers tritt ein Teil 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 Verhältnis zum Querschnitt des Gefäßes ist, desto größer werden natürlich die Schwankungen des Queck-

silbers in der Kapsel werden. Vermittelt der Bodenschraube, welche auf den 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 nachteilige Schwankungen des Quecksilbers beim Transportieren des Instrumentes zu verhüten, schraubt man den Lederbeutel so zusammen, daß Kapsel und Rohr 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

Fig. 22.



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 sehr nahe 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 Skala 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 Kontrolle für die an einem Heberbarometer mit fester Skala gemachten Beobachtungen. Beispiel:

Fester Maßstab mit einfach aufsteigenden Zahlen (Nullpunkt unten)

|                         |                     |                     |
|-------------------------|---------------------|---------------------|
| Stand der oberen Kuppe  | 800,0 <sup>mm</sup> | 812,5 <sup>mm</sup> |
| 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 |
| <hr/>                    |       |       |
| 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 variieren. — 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 Übelstand 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 Teil des kurzen Schenkels, 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.

Das Wild-Fuefs'sche Kontrollbarometer ist eine Kombination von Kapsel- und Heber-Barometer, welche die Vorteile beider vereinigt. Diese Art von Barometer giebt sehr genaue Resultate.

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. Infolge 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 Skala, deren Nullpunkt im Niveau des Quecksilbers im Gefäße liegt.

**146.** Das **Seebarometer** ist ein Gefäßebarometer, dessen Rohr nur am oberen Ende die Weite eines gewöhnlichen Barometerrohres besitzt, während der übrige längere Teil desselben sehr eng ist. Dadurch werden die Bewegungen des Quecksilbers sehr verlangsamt, wie dies am Bord des Schiffes notwendig 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 Gefäße 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 Skala 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 teilt die Skala so, daß ihre Teilstriche doch die richtige Barometerhöhe angeben, indem man die Zwischenräume kleiner nimmt, als das entsprechende Längenmaß. Veranlafte z. B. ein Steigen des Quecksilbers von  $10^{\text{mm}}$  im Rohre ein Sinken der Oberfläche von  $1^{\text{mm}}$  in der Kapsel, so betrüge die wirkliche Veränderung des Barometerstandes nicht  $10^{\text{mm}}$ , sondern  $11^{\text{mm}}$ . Diesem Verhältnis wird nun offenbar dadurch Rechnung getragen, daß man den Raum von  $10^{\text{mm}}$  auf der Skala in 11 gleiche Teile teilt. Die Abstände zwischen den Teilstrichen werden somit verkürzt oder der Maßstab zusammengedrückt. Am Bord wird das Barometer, ebenso wie der Kompaß in beweglichen Ringen aufgehängt, damit es immer in der lotrechten Stellung bleibt.



Barometer von ähnlicher Konstruktion, aber mit weniger verengtem Rohr, nennt man Kew-Barometer. Sie sind für gewöhnliche Stationsbeobachtungen sehr bequem, da sie nur eine einzige Einstellung, am oberen Ende des Quecksilbers, erfordern.

**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 Reduktion auf  $0^{\circ}$  beeinträchtigt würde. Wenn ein Quecksilberbarometer beobachtet werden soll, muß dasselbe, d. h. dessen Skala, senkrecht hängen. Zuerst notiert 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 Visierapparate am unteren (die Bodenschraube und Elfenbeinspitze des Kapselbarometers) und am oberen Ende des Quecksilbers ein und liest die entsprechenden Zahlen an der Skala und an den Nonien ab. Bei der Einstellung ist es sehr zu empfehlen, wenn die letzte Bewegung des Quecksilbers sowohl in den Röhren als in der Kapsel eine aufsteigende sein kann.

**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 soweit zusammen-

zudrücken, als ihre Elasticität dies zuläfst. Bei steigendem Luftdruck werden somit die Böden sich einander nähern, bei abnehmendem Luftdruck infolge 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 Skala, deren Teilstriche 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 gröfser sind, als eine gewöhnliche Taschenuhr. Das Aneroidbarometer ist der Einwirkung der Wärme in ähnlicher Weise, wie das Quecksilberbarometer, unterworfen, die Gröfse dieser Wirkung mufs aber für jedes einzelne Instrument besonders bestimmt werden. Ausserdem pflegt die Teilung des Aneroids selten so genau zu sein, dafs alle einzelnen Teilstriche wirklich den bezüglichen Teilstrichen auf der Skala des Quecksilberbarometers entsprechen, und dazu kommt noch, dafs seine konstante Korrektion sich fortwährend ändert, zumal wenn es Erschütterungen oder starken Schwankungen im Luftdruck ausgesetzt gewesen ist. Ein Aneroidbarometer mufs deshalb regelmäfsig mit einem Normalbarometer sowohl bei hohen und niedrigen Temperaturen, als auch bei hohem und niedrigem Luftdruck verglichen werden, um seine Angaben zu kontrollieren. Ohne solche regelmäfsige 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 Skala des Barometers kann in verschiedener Weise eingeteilt werden. In den meisten Ländern braucht man zu diesem Zweck das metrische Mafs und giebt die Barometerhöhe in Millimetern an. So geschieht es auch in diesem Buche. Dafs der Barometerstand in Millimetern angegeben wird, wird dadurch bezeichnet, dafs man *mm* hinter die Zahlangabe setzt. 760 *mm* oder 760<sup>mm</sup> ist also zu lesen: 760 Millimeter. Im britischen Reiche und Amerika werden englische Zoll und deren Zehntel gebraucht. Ein in früheren Zeiten viel gebrauchtes Mafs, das aber auch noch jetzt vorkommt, sind französische Zoll und Linien. Es wäre wünschenswert, dafs die Teilung der Barometerskala nach Millimetern bald in allen Ländern die allgemein geltende werden möchte. Am Schlusse des Buches findet man eine Tabelle zur Reduktion der französischen und englischen Zolle auf Millimeter. Tab. IV.

**151. Das Abnehmen des Luftdruckes mit der Höhe.** Auf die einzelnen Teilchen der Luft wirken beständig zwei Kräfte: die Spannkraft der Luft, welche darauf hinwirkt, die einzelnen Teilchen von einander zu entfernen, und die Schwere, welche darnach strebt, die Luftteilchen nach der Oberfläche der Erde herabzuziehen. Die Schwere verleiht der Luft Gewicht und ruft dadurch einen Druck der Luft auf ihre Grundfläche hervor. Bei dem Drucke von 760<sup>mm</sup> und der Temperatur von 0° wiegt ein Kubikmeter Luft 1,29305 Kilogramm. 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 grofs ist, wie das Gewicht der über demselben lagern-

den 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 Kubikeinheit 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 Verhältnis 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 wird, je größer die Temperatur derselben ist, so 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 1 Millimeter betrage, oder mit andern Worten, um wie viel Meter man emporsteigen muß, damit der Luftdruck um 1 Millimeter abnimmt. Beträgt beispielsweise der Luftdruck  $760^{\text{mm}}$ , und die Temperatur  $0^{\circ}$ , so entspricht das Sinken des Luftdruckes um  $1^{\text{mm}}$  einem Höhenunterschied von 10,52 Meter. Beträgt die Temperatur dagegen  $20^{\circ}$ , und ist somit die Luft leichter und dünner, so muß man schon 11,36 Meter steigen, damit der Luftdruck um  $1^{\text{mm}}$  abnimmt. In einer Höhe von 2500 Meter herrscht ein Luftdruck von ungefähr  $555^{\text{mm}}$ . Hier ist die Luft nur  $\frac{5}{8}$  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  $0^{\circ}$ , 14,5 Meter emporsteigen muß, um den Luftdruck um  $1^{\text{mm}}$  abnehmen zu sehen.

**152.** Da der Luftdruck eines Ortes nach dem Obigen in gesetzmäßigem Verhältnis 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 reducieren. 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 Ergebnis derselben dagegen weniger sicher. Im ersten Fall läßt sie sich mit Hilfe der Tab. V ausführen.

Beispiel: Ein Ort liege 32 Meter über dem mittleren Wasserstand des Meeres. Seine Barometerhöhe sei  $757^{\text{mm}}$  und die Lufttemperatur  $15^{\circ}$ . Den beiden Werten  $757^{\text{mm}}$  und  $15^{\circ}$  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  $1^{\text{mm}}$  steigen zu sehen. Geben aber nun 11,2 Meter  $1^{\text{mm}}$ , so geben 32 Meter  $2,9^{\text{mm}}$ . Die Reduktion 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 Tab. V anwenden.

Beispiel: Die Barometerhöhe am Meere sei  $760^{\text{mm}}$ , und an einem höher gelegenen Punkte in seiner Nähe  $740^{\text{mm}}$ , die Lufttemperatur dort  $16^{\circ}$  und hier  $12^{\circ}$ . Das Mittel aus den Barometerhöhen ist also  $750^{\text{mm}}$  und aus den Temperaturen  $14^{\circ}$ . Letzteren beiden Werten entspricht nach der Tabelle der Wert 11,25 Meter. Man hat somit folgende Proportion:  $1^{\text{mm}}$  giebt 11,25 Meter Höhenunterschied, also geben  $760^{\text{mm}} - 740^{\text{mm}}$  d. h.  $20^{\text{mm}}$  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. Um aus der beobachteten Barometerhöhe den wirklichen Druck der Luft berechnen zu können, sind folgende Umstände in Betracht zu ziehen. Zuerst muß die beobachtete Barometerhöhe auf  $0^{\circ}$  reducirt und in Bezug auf die verschiedenen Fehler des benutzten Barometers korrigirt werden. Zweitens muß man darauf Rücksicht nehmen, daß die Größe des Druckes, welchen die Quecksilbersäule des Barometers auf ihre Grundfläche übt, von der Größe der Schwere abhängig ist. Letztere ist aber nicht an allen Orten, wo das Barometer beobachtet wird, gleich groß, sondern, wie bekannt, wenn alle Messungen an der Meeresoberfläche gemacht werden, an den Polen am größten und am Äquator am kleinsten. Eine Barometerhöhe von beispielsweise  $760^{\text{mm}}$ , an der Oberfläche des Meeres bei einer Temperatur von  $0^{\circ}$  beobachtet, entspricht demgemäß an den Polen einem größeren Luftdruck, als ebendieselben  $760^{\text{mm}}$  unter dem Äquator. Der Unterschied läßt sich durch eine Quecksilbersäule von  $3^{\text{mm}},94$  darstellen. Durchgehends bezieht man den Luftdruck auf das Maß, welches die Höhe einer senkrechten Säule reinen Quecksilbers bei einer Temperatur von  $0^{\circ}$ , unter  $45^{\circ}$  Breite und an der Meeresoberfläche abgiebt. Dieses Maß, welches einem Druck von 10333 Kilogramm pr. Quadratmeter gleichkommt, nennt man eine Atmosphäre und den entsprechenden Wert der Schwere die Normalschwere. Unter höheren Breiten, als  $45^{\circ}$  giebt solcher-

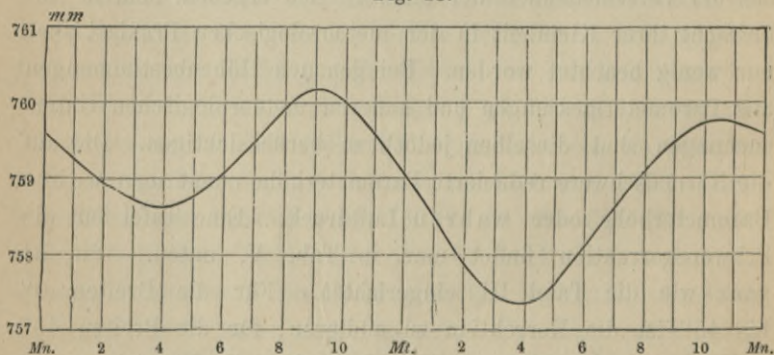
gestalt die gemessene Barometerhöhe, infolge der gröfseren Schwere des Quecksilbers, ein zu kleines Mafs für den absoluten Luftdruck; an Orten zwischen  $45^\circ$  und dem Äquator dagegen ein zu großes Mafs. Um aus einer bei  $0^\circ$  an der Meeresoberfläche gemessenen Barometerhöhe von ungefähr  $760^{\text{mm}}$  ein Mafs für den wirklichen Luftdruck zu erhalten, ist demgemäß an den Polen eine Zulage von ungefähr  $2^{\text{mm}}$ , unter dem Äquator ein Abzug von etwa  $2^{\text{mm}}$  erforderlich. — Ferner beruht die Gröfse der Schwere auf der Höhe des Beobachtungsortes über dem Meeresspiegel, da erstere mit dem Abstand vom Erdmittelpunkte sich vermindert. Der Einfluss, den dieser Umstand auf die Barometerhöhe als Mafs für den wahren Luftdruck ausübt, ist indessen ein geringfügiger, und das umsomehr, als die Barometerhöhe selbst mit der Höhe über dem Meere abnimmt. Bei einer Höhe von 8800 Meter und einer Barometerhöhe von  $250^{\text{mm}}$  würde z. B. nicht mehr als  $0,43^{\text{mm}}$  abzuziehen sein. Die Berichtigungen der Barometerhöhe, welche aus der Verschiedenheit der Schwere sich ergeben, sind in Anbetracht ihrer Kleinheit in der meteorologischen Praxis bisher nur wenig beachtet worden. Bei genauen Höhenbestimmungen aus Barometermessungen und anderen meteorologischen Untersuchungen sind dieselben jedoch zu berücksichtigen. Die auf die Normalschwere reducierte Barometerhöhe nennt man wahre Barometerhöhe oder wahren Luftdruck. Eine Tafel für die Schwerekorrektion findet man in Tab. V, unten. Sie ist ganz wie die Tafel III eingerichtet. Für die Breiten  $0^\circ$  bis  $45^\circ$  ist die Korrektion zu addieren, für die Breiten  $45^\circ$  bis  $90^\circ$  zu subtrahieren. Was eben über die Einwirkung der Schwere ausgeführt wurde, gilt indessen nur für das Quecksilberbarometer, aber nicht für das Aneroid- und Metallbarometer, da die Einrichtung der letzteren nicht auf dem Gewicht eines Körpers, sondern auf der Elasticität der Teile beruht.

**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 selbstregistrierende Barometer am zweckmässigsten. Solche besitzt man in sehr verschiedener Konstruktion. Einige registrieren die Barometerhöhe für jeden Augenblick, andere blofs zu bestimmten Zeiten. Bei einigen Instrumenten wird der Barometerstand auf einer beweglichen Tafel photographiert, bei anderen setzt ein Lot, 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 läfst sich dann der einem jeden Zeitpunkt entsprechende Barometerstand ablesen.

156. Fig. 23 zeigt die tägliche Periode des Luftdrucks in Batavia nach ihrem durchschnittlichen Werte innerhalb

Fig. 23.



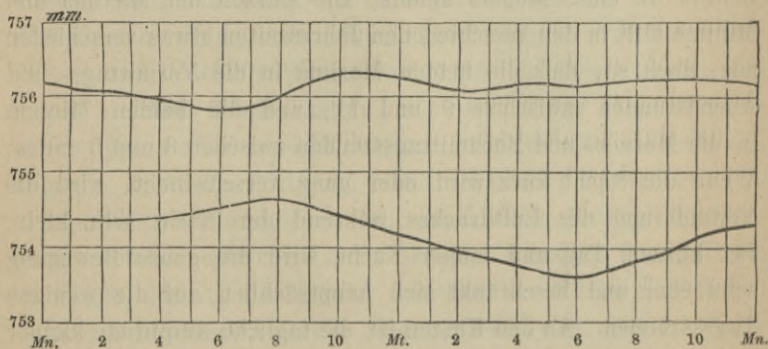
des Jahres. Die Abweichung in den einzelnen Monaten ist übrigens nur sehr unbedeutend. Man sieht, wie der Luftdruck morgens 3 Uhr 40 M. vom Fallen zum Steigen übergeht, d. h. ein Minimum hat. Dann bleibt er den Morgen über im Steigen bis 9 Uhr 8 M., wo er sein Maximum erreicht und wiederum zu fallen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



dem ein neues Steigen folgt, infolge 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 Wert wieder erreicht. Die tägliche Amplitude oder der Unterschied zwischen dem größten Wert des Luftdruckes am Vormittag und seinem niedrigsten am Nachmittag beträgt  $2,8^{\text{mm}}$ .

157. Fig. 24 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

Fig. 24.



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 das 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 Vor-

mittags und das Minimum des Nachmittags zeigen die grösste Abweichung vom Mitteldruck des gesamten Tages. Mit anderen Worten: die Veränderung des Luftdrucks 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 danach angeben kann. Die tägliche Amplitude ist hier auch verhältnismässig 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 (41) sahen, ihre Wärme von der Oberfläche der Erde.

Sobald die unteren Luftschichten erhitzt werden, werden dieselben aufwärts zu steigen suchen. 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 vermögen, treiben sie dieselbe teilweise 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.

Die Durchwärmung der unteren Luftlagen geschieht auch dadurch, daß Luftpartien, welche z. B. durch eine starke lokale Erwärmung des Erdbodens in Bezug auf die benachbarten Parteien stark erhitzt worden sind, dadurch eine geringere Dichtigkeit erlangen, welche ihnen ihren Platz in einer höheren Luftschicht anweist. Sie brechen sich demgemäß unter dem Druck der umliegenden kälteren Luftmassen einen Weg nach oben und vermitteln so durch lokale aufsteigende Strömungen einen weit rascheren Abfluß der Wärme nach der

Höhe, als dies durch die Wärmeleitung zu erreichen wäre, während gleichzeitig kältere Partien herab sinken und dem erwärmenden Einfluß der Erdoberfläche ausgesetzt werden.

160. In der beschriebenen Weise entsteht ein langsam aufsteigender Luftstrom an allen Orten, wo eine stärkere Erwärmung der Luft stattfindet, als an den umliegenden Punkten. Die wärmere Luft hat aber, bei gleicher Dichtigkeit, eine gröfsere Spannkraft und übt daher auch einen gröfseren Druck, als die kältere. Derselbe Luftdruck, welcher vor der Erwärmung in einem horizontalen Plan sich fand, wird nun innerhalb der erwärmten Luftsäule höher liegen, so dafs hier die Schichten gleichen Druckes sich nach oben hin wölben. In der Höhe entsteht so über der warmen Luftmasse in gleichem Niveau ein Überschufs von Druck. Dieser Überschufs läfst die warme Luft in den höheren Schichten auf allen Seiten nach aufsen abfliefsen. Die Luftmenge über dem erwärmten Orte wird dadurch vermindert, und infolge davon sinkt hier der Luftdruck an der Erdoberfläche, während gleichzeitig die Luftmenge über den kälteren Orten sich vermehrt, und infolge davon der Luftdruck an der Erdoberfläche hier steigt. Wenn dagegen die unteren Luftschichten sich abkühlen, ziehen dieselben sich zusammen, und es entsteht ein absteigender Luftstrom, dessen unmittelbare Wirkung ein Steigen des Barometers ist.

161. Da nun also das Steigen der Temperatur in der freien Atmosphäre eine Verminderung des Luftdruckes zur Folge hat, mufs 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 Wasser anzufüllen, und da die Verdampfung rascher vor sich geht, als das Aufsteigen der Luft, wird im Anfang das Baro-

meter steigen, bis es das Vormittagsmaximum erreicht. Mittlerweile ist aber der aufsteigende Strom in rascheren Flufs 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 reifen. 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 Taubildung ein, und da nun der Dampfdruck teilweise entfernt ist, sinkt das Barometer bis zu seinem Morgenminimum.

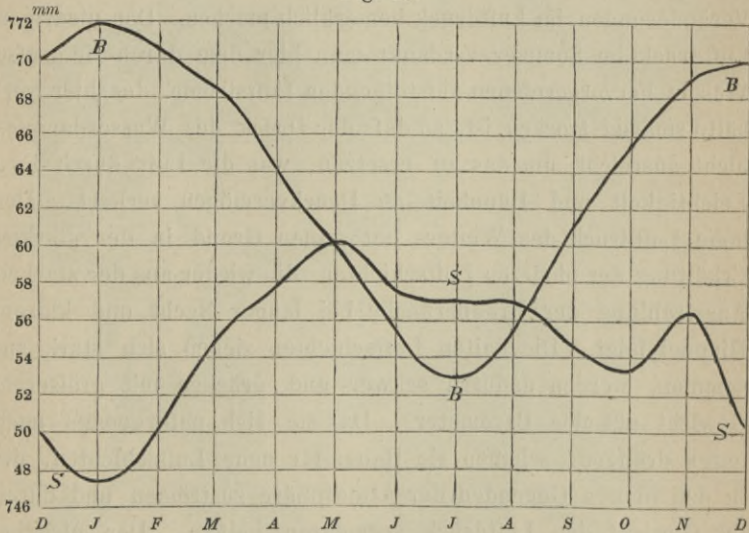
Es muß jedoch ausdrücklich bemerkt werden, daß die hier gegebene Erklärung der täglichen Periode des Luftdruckes nur eine rohe Andeutung ist. Eine ganz befriedigende Erklärung, auf welche eine mathematische Berechnung der täglichen Bewegung des Barometers gegründet werden könnte, ist der Wissenschaft noch nicht gelungen zu geben.

162. Die tägliche Periode des Luftdrucks scheint zum großen Teil durch die Lage und Umgebung des Ortes bedingt zu werden. Die tropischen Gegenden zeigen eine große tägliche Amplitude, Batavia z. B.  $2,8^{\text{mm}}$ , mit nur geringer Abweichung in den verschiedenen Monaten. Außerhalb der Tropen ist die Amplitude im Sommer am größten, im Winter am kleinsten. Dieselbe ist auf Hochebenen ebenso deutlich ausgeprägt, wie auf den Binnenlandstationen tiefliegender Gegen-

den. Im Inneren des Landes ist sie gröfser, als an den Küsten, und an letztgenannten Orten treten die Wendestunden gewöhnlich später ein, als im Binnenlande. Auf Berggipfeln steht das Barometer in der täglichen Periode am Nachmittag am höchsten, d. h. um dieselbe Zeit, wo es in den Thälern und in den Ebenen am niedrigsten steht. Wir erkennen in diesem Phänomen, das besonders im Sommer sich geltend macht, jenes Aufschwellen und Sichemporwölben der Schichten gleichen Druckes. Im norwegischen Meere, zwischen Norwegen, Island, Grönland und Spitzbergen, steht das Barometer in der täglichen Periode während des Sommers um 2 Uhr nachmittags am höchsten und um 4 Uhr morgens am tiefsten, während dasselbe an der norwegischen Westküste in derselben Jahreszeit um 8 Uhr morgens niedriger steht, als am Nachmittag, und um 2 Uhr nachmittags ein wenig höher, als um 8 Uhr abends. Es tritt uns hierin anschaulich der Einfluß der Erwärmung und Abkühlung des Landes entgegen (s. Fig. 24. Christiania, Sommer). Die Erwärmung des Landes während des Tages ruft nämlich über den wärmsten und kontinentalsten Gegenden desselben aufsteigende Luftströme hervor, welche dann aber in der Höhe sich über das Meer hinabsenken und dadurch bewirken, dafs hier der Luftdruck am Nachmittag am höchsten wird. Die nächtliche Abkühlung des Landes hat unmittelbar die Folge, dafs nun das Meer das wärmere Gebiet darstellt, in welchem während dieser Zeit des Tages der Luftdruck am niedrigsten wird, insofern in der Höhe Luft vom Meere nach dem Lande übergeführt und dadurch an letzterer Stelle der Luftdruck während der Nacht vermehrt wird. Die Küsten sind durchgehends mit dem Meere gleichgestellt, und unsere Fjordengebiete bilden eine Übergangsregion. An Orten, welche in Gebirgsthälern liegen, wird im Sommer die tägliche Amplitude recht bedeutend, da die erwärmte Luft des Thales während des Tages rasch in demselben aufwärts fließt, wobei der Luftdruck sinkt, und während der Nacht wieder nach unten abströmt, wodurch der Luftdruck steigt.

**163. Die jährliche Periode des Luftdruckes.** Diese ist in verschiedenen Gegenden sehr verschieden. Fig. 25 zeigt die jährliche Veränderung des Luftdruckes (reduciert auf das Meeresniveau und die Normalschwere) in Stykkisholm im nord-westlichen Island (*S*) und in Barnaul (*B*) im südlichen Sibirien.

Fig. 25.



Auf Island ist der Luftdruck im Mai am höchsten und im Januar am niedrigsten. Die jährliche Amplitude beträgt beinahe  $13\text{ mm}$ . Im Inneren Asiens ist dagegen der Luftdruck im Januar am höchsten und im Juli am niedrigsten, und die jährliche Amplitude steigt bis auf  $19\text{ mm}$ . Im nördlichen Teil des stillen Oceans, zwischen Kamtschatka und Nordamerika ist die jährliche Veränderung des Luftdruckes eine ähnliche, wie auf Island. Im Inneren Nord-Amerika'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 geringerm 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 Som-

mer. Dasselbe ist in Afrika und zum Teil auch in Süd-Amerika der Fall. Auf den großen Meeren ist, abgesehen von den oben genannten Punkten, die jährliche Veränderung des Luftdruckes nicht groß und, wie an den Küsten, nicht sehr regelmässig.

**164.** Wie man sieht, sind es demnach die großen Kontinente, 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 Luftstrom, der hier verhältnissmässig trocken ist, so dass der Druck des Wasserdampfes nicht ausreicht, um das zu ersetzen, was die Luft durch ihre Leichtigkeit und Dünne an Druckvermögen verliert. Der hohe Luftdruck des Winters hat seinen Grund in der starken Erkältung der niederen Luftschichten, 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 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 (341).

**165. Die Verteilung des Luftdruckes über die Erde.** Unsere gegenwärtige Kenntnis der Verteilung des Luftdruckes auf der Erdoberfläche verdanken wir zuerst dem schottischen Meteorologen Alexander Buchan, und die Bedeutung derselben für das Verständnis fast aller meteorologischen Phänomene lässt sich kaum überschätzen. Um einen Überblick 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 reduziert werden



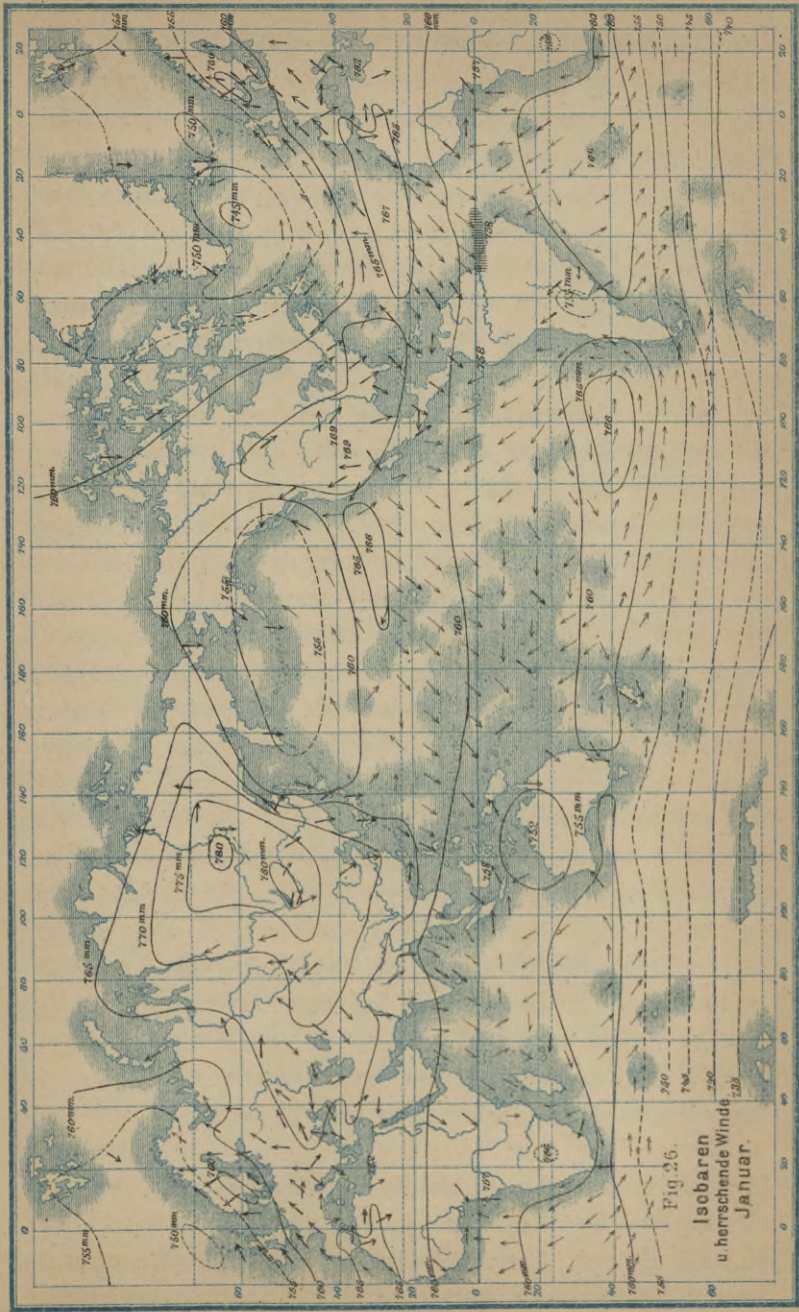


Fig. 26.  
Isobaren  
u. herrschende Winde  
Januar.



(152). Trägt man nun die reducierten 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 Übersicht über die Verteilung des Luftdruckes. Diese Linien nennt man isobarische Linien oder Isobaren (Linien gleichen Drucks). Fig. 26 und 27, nach neueren Untersuchungen ergänzt, stellen in dieser Weise die Verteilung des Luftdruckes im Januar und im Juli dar. Sie enthalten die isobarischen Linien von 5 zu 5 Millimeter, d. h. für die Barometerhöhen 735<sup>mm</sup>, 740<sup>mm</sup>, 745<sup>mm</sup>, 750<sup>mm</sup>, 755<sup>mm</sup>, 760<sup>mm</sup>, 765<sup>mm</sup>, 770<sup>mm</sup>, 775<sup>mm</sup> und 780<sup>mm</sup> auf absolutes Mafs, d. h. die Schwere unter 45° Breite reduciert (154). Man ersieht aus dieser Darstellung, dafs 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 Äquator nach den Polen hin, den Verhältnissen entsprechend, welche wir für die Lufttemperatur 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<sup>mm</sup> veranschlagt wird, so können wir, indem wir der Isobare für 760<sup>mm</sup> folgen, eine Grenzlinie ziehen zwischen den Gegenden, welche einen hohen Luftdruck (über 760<sup>mm</sup>) und den Gegenden, welche einen niedrigen Luftdruck (unter 760<sup>mm</sup>) haben.

#### 166. Verteilung des Luftdruckes im Januar. Fig. 26.

Die Isobare für 760<sup>mm</sup> geht von den Parry-Inseln im arktischen Nord-Amerika nach Neu-Schottland hinunter, und von dort aus in östlicher Richtung nach Europa hinüber, wo sie Süd-England,

Jütland, den südlichen Teil Schwedens und Nord-Rußland durchschneidet, und darauf sich nach Norden wendet. 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 und Westen umzulenken. Nach Norden hin nimmt auf dieser ganzen Strecke des Oceans der Luftdruck ab, nach Süden hin zu. Ferner finden wir viel weiter nach Süden eine neue Linie für 760<sup>mm</sup>, welche ungefähr unter 10 Grad nördlicher Breite den atlantischen Ocean passiert, Afrika und das indische Meer sowie Ostindien etwas nördlicher durchschneidet und östlich von den Philippinen sich auf 10° N. Breite wieder hinabsenkt, um in dieser Breite sich über das stille Weltmeer fortzusetzen, und also im großen Ganzen ungefähr die Richtung der Parallelkreise innehält. Hier liegt der höhere Luftdruck im Norden, der niedrigere im Süden. Auf der südlichen Halbkugel finden wir, daß die Linie für 760<sup>mm</sup> sich um 3 Partien krümmt, von denen die eine über dem südlichen atlantischen Ocean, die zweite über dem indischen Ocean und die dritte über dem südlichen Teil 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:

Über Ost-Asien mit einem Luftdruck von über 780<sup>mm</sup>. Östlich vom Baikal-See und an dem Lenafluß erreicht die Barometerhöhe resp. 780 und 782<sup>mm</sup>.

Über Nord-Amerika, wo der Luftdruck bis an 769<sup>mm</sup> hinanreicht.

Dieses Maximum erstreckt sich, nur bei Bermuda abgebrochen, nach Osten über das nordatlantische Meer hinüber (wo der Luftdruck unter dem 30. Breitengrad bis auf 767<sup>mm</sup> steigt)

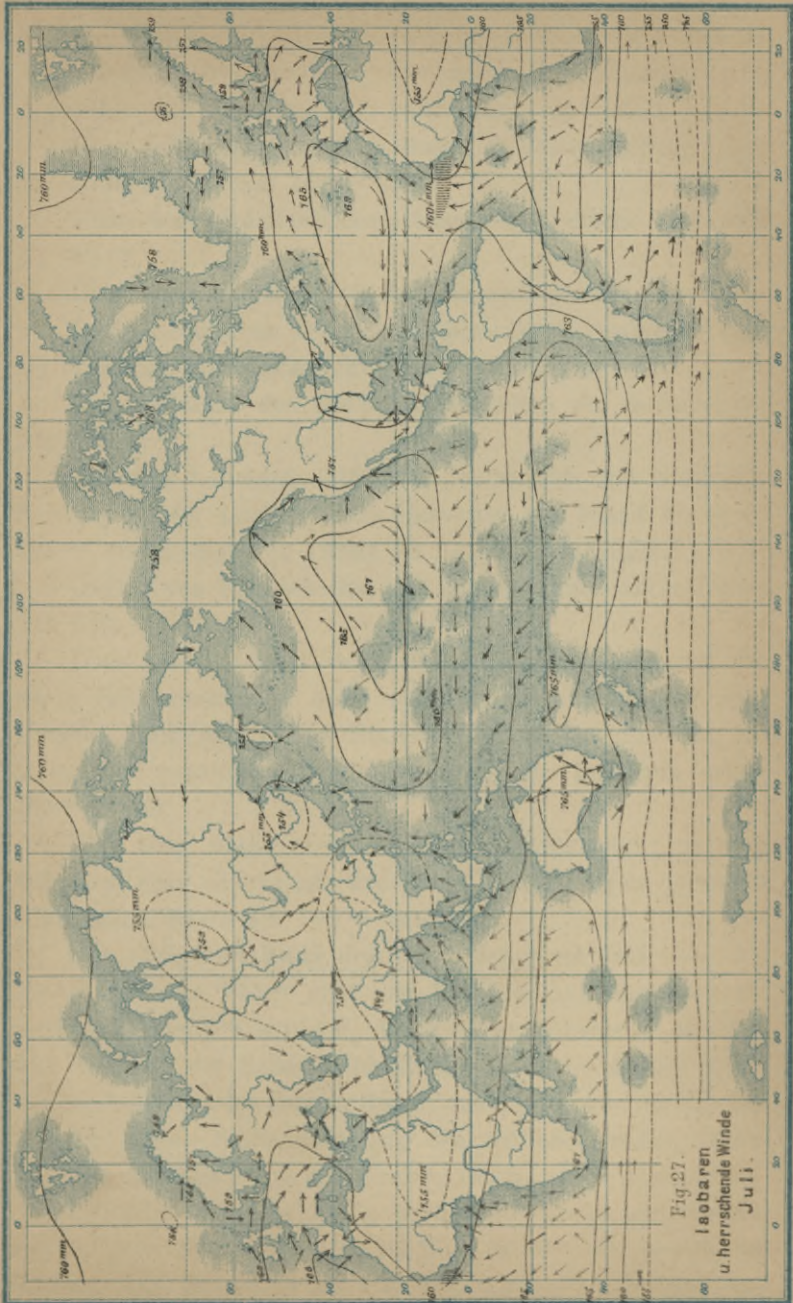


Fig. 27.  
Isobaren  
u. herrschende Winde  
Juli.



bis zum Mittelmeere. Über diesem Meere sinkt der Luftdruck unter  $762^{\text{mm}}$ , so daß hier eine Unterbrechung zwischen dem asiatischen und atlantischen Hochdrucksgebiete eintritt.

Über dem südlichen stillen Ocean, in dessen östlichem Teil der Luftdruck bis auf  $768^{\text{mm}}$  steigt.

Über dem südatlantischen Meere, mit einem Luftdruck bis  $764^{\text{mm}}$ .

Über dem südlichen Teil des indischen Oceans.

In dem südlichen Teil der skandinavischen Halbinsel liegt ein Maximum mit einem Luftdruck von über  $761^{\text{mm}}$ .

**168. Minima des Luftdruckes** finden wir in folgenden Gegenden:

Zwischen Labrador, Grönland, Spitzbergen und Nordwest-Europa, wo der Luftdruck im Südwesten von Island bis unter  $745^{\text{mm}}$ , und östlich von Island bis  $749^{\text{mm}}$  heruntergeht.

Östlich von Kamtschatka, wo der Luftdruck unter  $752^{\text{mm}}$  sich hält.

Über einem Gürtel, welcher in der Äquatorgegend die ganze Erde umschließt und ausgeprägtere Minima über Süd-Amerika, Süd-Afrika und Nord-Australien aufweist. Im Inneren der genannten Kontinente geht der Luftdruck unter  $755^{\text{mm}}$  herab.

Über dem südlichen (antarktischen) Polarmeere, wo der Luftdruck sehr niedrig ist, und unter dem 60. Breitengrad im atlantischen Meere nur  $740^{\text{mm}}$  beträgt.

**169. Die Verteilung des Luftdruckes im Juli.** Fig. 27. Die Isobare für  $760^{\text{mm}}$  geht von Labrador aus über den atlantischen Ocean, Schottland, die Nordsee, Dänemark, die Ostsee, Rußland, die Balkanhalbinsel, die Mitte des Mittelmeeres, Nordwest-Afrika, den Guinea-Busen, das äquatoriale Afrika, das indische Meer, Nord-Australien, den südlichen stillen Ocean und Süd-Amerika. Im atlantischen Ocean biegt ein anderer über Brasilien gehender Zweig nach dem Norden und Westen um und geht über das karibische Meer, Mexiko, die vereinigten Staaten, die großen Seen und den Lorenzfluß entlang bis

Labrador. In dem nördlichen stillen Ocean bildet die Isobare für  $760^{\text{mm}}$  eine geschlossene Kurve. Auf der südlichen Halbkugel finden wir die Isobare für  $760^{\text{mm}}$  wieder etwa der 42. Breitenparallele entlang laufend. In Süd-Amerika vereinigt sie sich mit der zuerst beschriebenen.

**170. Maxima des Luftdruckes** finden wir in folgenden Gegenden:

Über dem nordatlantischen Meere, wo der Luftdruck bei den Azoren auf  $769^{\text{mm}}$  steigt.

Über dem nördlichen stillen Ocean, mit einem Luftdruck von über  $765^{\text{mm}}$ .

Über dem südlichen stillen Ocean und über dem südatlantischen Meer, Süd-Afrika, dem südlichen indischen Meer, sowie über Australien, an welchen Orten der Luftdruck stellenweise bis auf  $767^{\text{mm}}$  und darüber sich erhebt.

**171. Minima des Luftdruckes** finden wir in folgenden Gegenden:

Über dem Inneren Asiens, wo der Luftdruck in Ostindien, am Indus, bis  $748^{\text{mm}}$ , östlich vom Jenissei, am Polarkreise, bis  $753^{\text{mm}}$ , am Amurflusse bis  $754^{\text{mm}}$ , und in Kamtschatka wahrscheinlich bis  $755^{\text{mm}}$  herabsinkt.

Über dem Inneren (westlichen) Nord-Amerika's, wo der Luftdruck bis unter  $757^{\text{mm}}$  herabgeht.

Über dem atlantischen Meere in etwa  $12^{\circ}$  nördl. Breite, wo der Luftdruck ein wenig über  $760^{\text{mm}}$  beträgt.

Über dem stillen Weltmeere längs des Äquators und in Süd-Amerika, wo der Luftdruck unter  $760^{\text{mm}}$  beträgt.

Über den Südpolarländern. Unter  $60$  Grad S. Breite ist der Luftdruck nur etwa  $740^{\text{mm}}$ .

Über den Nordpolarländern scheint der Luftdruck im Juli  $760^{\text{mm}}$  westlich und östlich von Spitzbergen und nördlich von Sibirien zu erreichen. Zwischen Island und Norwegen, unter dem Polarkreise, ist ein Minimum von  $756^{\text{mm}}$ . Im Inneren des südlichen Norwegens und des nordöstlichen Schwedens liegen Minima mit  $757^{\text{mm}}$ .



172. Wir ersehen aus diesem Überblick, wie über den Kontinenten im Winter hoher und im Sommer niedriger Luftdruck herrscht. Über 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 Äquatorialeite besteht ein Gebiet niedrigeren Druckes unter dem Äquator 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 Kapitel handeln.

## Viertes Kapitel.

### 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 mit einbegriffen. 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 Kompass, 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

---

\*) In internationalen Publikationen braucht man die englischen Bezeichnungen, also für Ost E statt O.

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  $11\frac{1}{4}$  Grad oder einen Kompaßstrich 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 Kompaß anzeigt, obwohl die Nordspitze der Kompaßnadel 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 Magnetnadel addiert oder subtrahiert. In diesem Buche wird immer nach rechtweisender Windrichtung gerechnet.

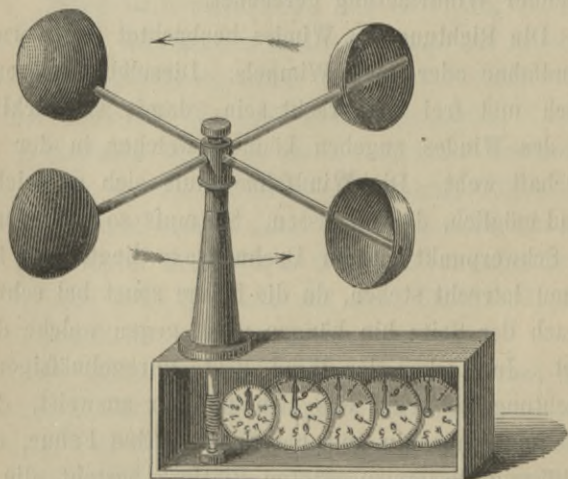
**175.** Die Richtung des Windes beobachtet man vermittelst einer Windfahne oder eines Wimpels. Dieselben müssen möglichst hoch und frei angebracht sein, damit sie wirklich die Richtung des Windes angeben können, welcher in der ganzen Nachbarschaft weht. Die Windfahne muß sich so leicht, wie nur irgend möglich, drehen lassen. Sie muß so balanciert sein, daß ihr Schwerpunkt in der Drehungsaxe liegt, und letztere muß genau lotrecht 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 Kontrolle der Windfahne zur Verfügung hat. Auf der Stange, welche die Windfahne trägt, bringt man oft ein rechtwinkliges Kreuz an, dessen Arme die vier Hauptgegenden anzeigen.

176. Zur Bestimmung der Windrichtung in den höheren Luftschichten kann die wahrgenommene Bewegung der Wolken dienen. 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. Robinsons

Fig. 28.



Anemometer, Fig. 28, besteht aus einem rechtwinkligen, gleich-armigen Kreuze, 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 senk-

rechten 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 gröfserer 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, dafs die gewölbte Seite der Halbkugeln vorangeht. Durch Versuche hat man gefunden, dafs der Mittelpunkt einer Halbkugel sich mit einer Geschwindigkeit bewegt, die zwischen  $\frac{1}{2}$  und  $\frac{1}{3}$  der Geschwindigkeit des Windes beträgt. Dieses Verhältnis hängt von der Länge der Arme und dem Durchmesser der Halbkugeln ab. Während also die Axe sich einmal umdreht, hat der Wind, welcher das Anemometer treibt, eine Strecke zurückgelegt, welche 2—3mal so grofs ist, als der Umfang des Kreises, den der Mittelpunkt jeder Halbkugel beschreibt. Die Gröfse 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 dafs 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 markiert, und ein vor dem Rade stehender fester Zeiger weist auf die Zahl, welche am höchsten liegt. Die Axe des Rades trägt nun aber ein kleines 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 Rade steht nun ebenfalls

ein Zeiger, an welchem man ablesen kann, wie oft sich das erste Rad gedreht hat. 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 0,2713 Meter. Der Umkreis ihrer Bahn beträgt somit  $2 \times 3,141 \times 0,2713$  Meter d. h. 1,7046 Meter. Nehmen wir an, daß es durch Versuche gefunden worden ist, daß der Wind, wenn es keine Reibung im Instrument gäbe, sich mit einer Geschwindigkeit bewege, welche 2,2mal so groß ist, als die der Mitte der Halbkugeln, so erhält man  $1,7046 \times 2,2$  oder  $3\frac{3}{4}$  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 notierten Zahlen die Länge des Weges angeben, welchen der Wind in 24 Stunden zurückgelegt hat oder, wie man dasselbe auch ausdrücken kann, anzeigen, wie viel Meter 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 Sekunde) zurückgelegt. Es ist hier vorausgesetzt worden, daß das Instrument sich ohne Reibung drehe. Die Reibung verursacht, daß die Geschwindigkeit des Windes eine gewisse, für jedes Instrument besonders zu bestimmende, Größe übersteigen muß, damit das Instrument sich bewegen kann. Diese Größe ist zu der vom Zählerwerke abgeleiteten Geschwindigkeit zu addieren, um die wahre Geschwindigkeit des Windes zu erhalten.

Wild's Windstärketafel besteht aus einer viereckigen, leichten Metallplatte, welche sich am oberen Ende um eine horizontale Axe dreht. Wenn die Luft still ist, hängt die Platte vertikal herunter. Wenn der Wind mit geringerer oder gröfserer Stärke weht, wird die Platte weniger oder stärker von der vertikalen Stellung abgelenkt. Die zu den verschiedenen Neigungen gehörigen Windesgeschwindigkeiten werden an einem Gradbogen abgelesen. Der ganze Apparat steht auf einem Windflügel, welcher immer die Drehungsaxe der Platte quer gegen den Wind hält.

Wenn der Wind über ein vertikales, oben offenes Rohr weht, wird die Luft im Rohre verdünnt, und das um so mehr, je gröfser die Geschwindigkeit des Windes ist. Auf diesem Prinzipie beruht Hagemanns Anemometer. Die Verdünnung der Luft im Rohre wird durch eine Glocke, ähnlich einem Gasometer, welche einen Zeiger in Bewegung setzt, registriert. Wie die Windfahne, mufs 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 gerade entgegengerichtet wird. Hinter der Platte liegen eine oder mehrere Federn, die um so stärker zusammengedrückt werden, je gröfser der Druck des Windes auf die Platte ist. 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, dafs der Winddruck dem Quadrate der Geschwindigkeit proportional ist, d. h. bei doppelter Geschwindigkeit übt der Wind einen ( $2 \times 2$ ) 4fachen Druck aus, bei dreifacher Geschwindigkeit einen ( $3 \times 3$ ) 9fachen Druck u. s. w.

179. Da die Apparate zur Messung des Druckes und der Geschwindigkeit des Windes verhältnismäfsig 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 aufser Windstille 6 verschiedene Grade der Windstärke. Die zur See häufig angewandte englische Windstärke-Skala (Beaufort-Scale) hat 12 Grade. Ihre Zahlen sind somit ungefähr

## Landskala.

| Windstärke. | Geschwindigkeit des Windes. | Winddruck.                      | Wirkungen des Windes. |                                                     |
|-------------|-----------------------------|---------------------------------|-----------------------|-----------------------------------------------------|
| 0—6         | Meter in der Sekunde.       | Kilogramm auf dem Quadratmeter. |                       |                                                     |
| 0           | Stille                      | 0 bis 0,5                       | 0 bis 0,15            | Der Rauch steigt gerade oder fast gerade empor.     |
| 1           | Schwach                     | 0,5—4                           | 0,15—1,87             | Für das Gefühl merkbar, bewegt einen Wimpel.        |
| 2           | Mäfsig                      | 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 grofse Äste 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.

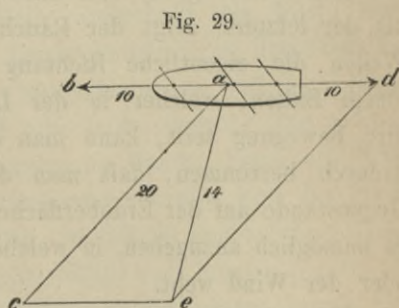
| Windstärke.<br>Seeskala.<br>0—12 | Geschwindigkeit des Windes.  |                      | Geschwindigkeit und Segelführung eines Schiffes, dicht beim Winde. | Landskala. |
|----------------------------------|------------------------------|----------------------|--------------------------------------------------------------------|------------|
|                                  | Englische Meilen die Stunde. | Meter in d. Sekunde. |                                                                    |            |
| 0                                | 3                            | 1.3                  | Keine Fahrt.                                                       | 1          |
| 1                                | 8                            | 3.6                  | Das Schiff steuert.                                                |            |
| 2                                | 13                           | 5.8                  | 1—2 Knoten.                                                        | 2          |
| 3                                | 18                           | 8.0                  | 2—4 Knoten.                                                        |            |
| 4                                | 23                           | 10.3                 | 4—6 Knoten.                                                        | 3          |
| 5                                | 28                           | 12.5                 | Oberbrahmsegel.                                                    |            |
| 6                                | 34                           | 15.2                 | Einfach gereefte Marssegel und Brahmsegel.                         | 4          |
| 7                                | 40                           | 17.9                 | Doppelt gereefte Marssegel.                                        |            |
| 8                                | 48                           | 21.5                 | Dreifach gereefte Marssegel.                                       | 5          |
| 9                                | 56                           | 25.0                 | Dicht gereefte Marssegel.                                          |            |
| 10                               | 65                           | 29.1                 | Dicht gereefte Grofssegel.                                         | 6          |
| 11                               | 75                           | 33.5                 | Sturmstagssegel.                                                   |            |
| 12                               | 90                           | 40.2                 | Kein Segel kann geführt werden.                                    |            |



doppelt so hoch, als die unserer Landskala, doch wird dieselbe Windgeschwindigkeit zur See immer mit einem verhältnismäßig etwas niedrigeren Grad bezeichnet, als auf dem Lande. Die Windstärke-Skala ist aus langjähriger Gewohnheit und Erfahrung über die Wirkung des Windes entstanden. Ihre Zahlen entsprechen nicht dem Winddrucke, eher der Geschwindigkeit des Windes. Die vorhergehende Tabelle enthält eine Zusammenstellung der Grade dieser beiden Skalen, mit den ihnen entsprechenden Geschwindigkeiten und dem dazu gehörigen Drucke, sowie die wichtigsten Merkmale, an welche man sich bei der Abschätzung der Windstärke zu halten pflegt.

**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 Richtung  $a b$  (Fig. 29), während der Wind mit einer Geschwindigkeit von 20 Seemeilen in der Richtung  $a c$  weht, welche um 4 Strich oder  $45^\circ$  von dem Kurse des Schiffes abweicht, so

wirkt die Geschwindigkeit des Schiffes in diesem Fall wie ein Gegenwind, in der Richtung  $a d$ , und der an Bord gefühlte Wind hat die Richtung  $a e$ . Stellen die Linien  $a c$  und  $a d$  nun aber auch die Geschwindig-



keiten des wirklich wehenden Windes und des Schiffes vor, so ist  $a e$  die Resultante dieser beiden, und da  $a b$  oder  $a d$  10 Seemeilen und  $a c$  20 Seemeilen betrug, so findet man  $a e$  gleich 14 Seemeilen. An Bord des Schiffes empfindet man also einen Wind, der eine Geschwindigkeit von 14 Seemeilen, d. h. die Windstärke 2 der Landskala 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 gerade 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 entgegengeht. 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 gröfsere Geschwindigkeit hat, als der letztere, zeigt der Rauch Gegenwind an, während die Wellen die eigentliche Richtung des Windes verraten. In einem Ballon, welcher in der Luft schwebt und vollständig ihre Bewegung teilt, kann man die Richtung des Windes nur dadurch bestimmen, dafs 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 Grad 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 verhältnismässig gering zu sein. In Ebenen und Tiefland findet man im allgemeinen gleichmässige, regelmässige 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 1,5, in Christiania 0,9, auf Ytteröen im Throndhjemsfjord 1,5, und bei Dombaas auf dem Dovrefjeld 1,0. In Skudesnäs ist die Mittelgeschwindigkeit des Windes 6,3 Meter in der Sekunde, 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 notiert. 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 Geschwindigkeit 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 Sekunde, in einer Höhe von 19,5 Meter: 3,53 Meter in der Sekunde und in einer Höhe von 33,3 Meter: 3,83 Meter in der Sekunde. Nicht selten geschieht es, dafs die oberen Segel eines Schiffes vom Winde gefüllt sind, während die unteren schlaff herabhängen.

183. Um eine Übersicht 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 3mal am Tage beobachtet, so erhält man eine Aufzählung nach Art folgender Tabelle:

#### Häufigkeit der Winde.

| März   | 8 Uhr Mrg. | 2 Uhr Nehm. | 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, dafs die Zwischenstriche seltener vorkommen, als die Hauptstriche. Dies ist gewöhnlich der Fall, und darum reduciert 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 addiert 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, addiert, giebt  $14 + 4,5$  oder 18,5. Dasselbe läfst sich auch so erreichen: Man nimmt die Summe der Zahlen für zwei Zwischenstriche, welche auf den beiden Seiten eines Hauptstriches liegen, halbiert diese Summe, und addiert 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 multipliciert und durch die Zahl sämtlicher Beobachtungen (in unserem Beispiel 93) dividiert. So erhält man die Zahlen der letzten Kolumne. Als Kontrolle dieser Rechnungen dient, dafs die Summe der Zahlen in den Vertikalrubriken die Anzahl der Beobachtungen wiedergeben, und in der letzten also 1000 hervorgehen mufs.

**184.** Die Zahlen der letzten Rubrik geben eine Übersicht über die Verteilung 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 punktierten Kreises bezeichnet die Häufigkeit der Windstillen. — Eine andere Weise zur Darstellung desselben Verhältnisses zeigt

Fig. 30.

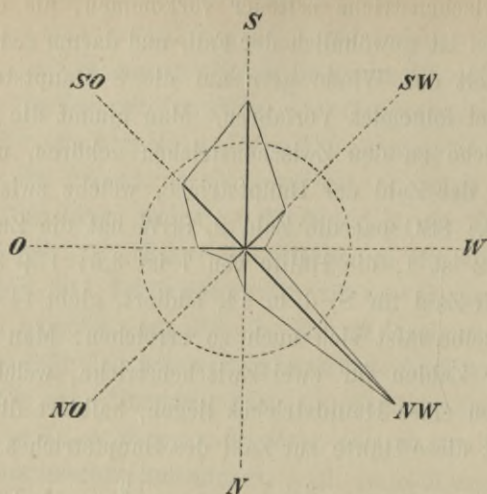
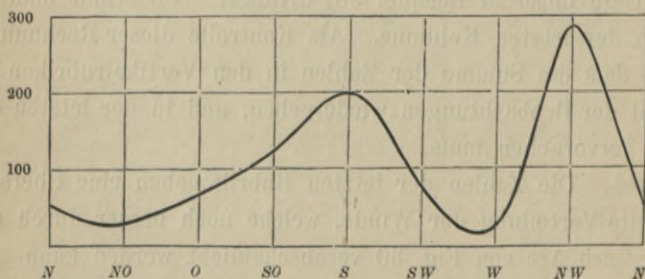


Fig. 31. Hier sind die Häufigkeiten auf den vertikalen Linien abgetragen. Solche Figuren oder Tabellen über die Häufigkeit der Winde nennt man Windrosen. Man ersieht aus der hier berechneten Windrose, daß es zwei Winde giebt, welche am

Fig. 31.



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 ausschliesslich 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 konstante Winde, welche das ganze Jahr hindurch von derselben Seite, mit einer durchaus überwiegender Häufigkeit wehen, periodische Winde, welche eine überwiegender Häufigkeit haben, aber mit den Jahreszeiten ihre Richtung wechseln, und gewöhnliche vorherrschende Winde.

**186. Die Verteilung 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 gröfseren Fläche, meist von ungefähr 10 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 dafs man wohl erwarten darf, eine ebenso grofse 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 Grade nördlich vom Äquator, zwischen der Mündung des Amazonenstromes bis zum Kap Palmas, liegt eine Region, in welcher meistens Windstille herrscht, und deren Winde unstät und selten sind. Dies ist der Windstillen- (Kalm-)

Gürtel des Äquators. Nördlich von dieser Region, bis zum 30. Breitengrad, herrschen nordöstliche Winde, welche sich durch eine grofse Stätigkeit sowohl in der Richtung als in der Stärke auszeichnen. Diese Winde nennt man den Nord-Ost-Passat.

188. Südlich von dem Kalmengürtel des Äquators, auf der Westseite bis in die Gegend von Rio Janeiro und auf der Ostseite bis gegen das Kap der guten Hoffnung ( $20^{\circ}$  —  $30^{\circ}$  südl. Br.) hin, wehen südöstliche Winde von ähnlicher Gleichmäfsigkeit in Richtung und Stärke, wie der Nordostpassat. Diese Winde heifsen 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 meistens Europa und ganz West-Sibirien. Im Norden einer Linie, welche über die Südspitze Grönlands, Island und westlich von Spitzbergen läuft, so wie auf der Bäreninsel, 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, gröfstenteils nordwestliche, an der Ostküste Südamerika's aber nordöstliche bis nördliche Winde. In den höheren südlichen Breiten haben ebenfalls nordwestliche und westliche Winde entschieden das Übergewicht.

189. Im stillen Ocean finden wir im Januar gleichfalls eine Kalmzone in der Gegend des Äquators, im östlichen Teil 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 Teil des Oceans geradezu in reinen Ostwind übergeht. — Im Norden des Nordostpassates herrschen verschiedene Winde: in Japan nordwestliche, an der Westküste Nord-Amerika's südwestliche, in Alaska östliche, im Beringsmeer und auf Kamtschatka nordöstliche. In 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 Äquator ein anhaltender Nordostwind, der unter dem Namen des Nord-Ost-Monsun's bekannt ist. In der Gegend der Sunda-Inseln und weiter westlich findet sich ein West-Monsun. Im Süden des Äquators 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 die östlichen Länder des Mittelmeeres, wo nordöstliche Winde die Oberhand haben. — Die Ostküste von Island hat nördliche Winde, die Nordküste und Westküste südöstliche. Im ganzen nordwestlichen Asien herrschen südwestliche und südliche Winde; im östlichen Asien nordwestliche bis nördliche, im südlichen Asien nördliche bis nordöstliche (Nordost-Monsun) und im südwestlichen Sibirien zum Teil östliche Winde. — Im östlichen Nord-Amerika ist Nordwest, im südlichen Nord bis Nordost, im westlichen Südost bis Süd und im höheren Norden Ost und Nordost die vorherrschende Windrichtung. In Süd-Amerika 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 Äquator 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 Teil die Windverteilung des Januar wieder. Der Windstillengürtel des Äquators hat sich bis zum 10. Grad nördl. Breite verschoben, und ebenso liegt die Windstillenzone des Krebses nördlicher, als im Januar; dagegen scheint der Windstillengürtel 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 Guineabucht sogar südwestlich. — Im nordatlantischen Meere herrschen südwestliche Winde. Im südlichen Teil des genannten Oceans, wie in den entsprechenden Teilen 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 japanischen 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 Äquators immer noch der Südostpassat, im Norden der Linie dagegen weht ein beständiger Südwest nach den Küsten Süd-Asiens zu. Diesen nennt man den Süd-West-Monsun.

**193.** In Europa sind die herrschenden Winde des Juli im ganzen westlicher, als im Januar. Island hat östliche Winde. In Ost-Europa und West-Asien 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 östliche und nördliche Winde die herrschenden. — In Nord-Amerika findet man ähnliche Verhältnisse: nordwestliche, westliche und südliche Winde an der Westküste, südliche im mexikanischen Busen, südwestliche im östlichen Teile. In Süd-Amerika 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 Gröfse des Luftdruckes an, welcher durchschnittlich an demselben stattfindet. In den häufigsten Fällen ist aber auch der wirkliche Luftdruck ungefähr von derselben Gröfse, wie dieser Mittelwert; grofse Abweichungen von demselben gehören wenigstens zu den Seltenheiten. Stellt man daher die Verteilung des mittleren Luftdruckes mit der Verteilung der vorherrschenden Winde nebeneinander, so wird man aus dieser Zusammenstellung ersehen können, wie die am häufigsten vorkommende Verteilung des Luftdruckes sich zu den am häufigsten auftretenden Winden verhält, und daraus Schlüsse auf den Zusammenhang machen können, welcher zwischen der Verteilung 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, dafs 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 aufsen 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 gerade 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 ver-

schiedenen Höhen (151) nicht in Betracht, die um so weniger eine Bewegung der Luft hervorzurufen vermag, als sie selbst eine Bedingung für ihr Gleichgewicht ist. Das, worum es sich hier handelt, ist vielmehr nur die horizontale Verteilung des Druckes. Sollte die Atmosphäre im Ruhestand 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. Infolge davon strömt die Luft aus dem Balge hinaus. Ganz in derselben Weise sucht auch die Luft in der Atmosphäre auf geradem Wege von dem Orte des höheren Luftdruckes aus nach dem des niedrigeren Luftdruckes hinüberzuströmen. Dieser geradeste Weg ist aber das Lot 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 geradesten 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.

Infolge 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, dafs 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 wendete, 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 ursprüngliche 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  $360^\circ$ , also in der Stunde  $15^\circ$  und in der Zeitsekunde 15 Bogensekunden durchläuft, so wird dieses Drehungsvermögen freibewegter Körper an den Polen so stark sein, dafs die Bahnrichtung des Körpers in der folgenden Sekunde sich um 15 Bogensekunden, nach rechts oder nach links gerechnet, von der unterscheidet, welche er in der vorhergehenden Sekunde verfolgte. Je weiter man sich von den Polen entfernt und dem Äquator sich nähert, desto weniger

wird dieses Bestreben zur Drehung sich geltend machen, und unter dem Äquator 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 Gröfse dieses Drehungsvermögens ist durch ein einfaches Gesetz an die geographische Breite gebunden. Unter  $30^\circ$  Breite ist dasselbe gerade halb so groß, als unter den Polen und beträgt 7,5 Bogensekunden in der Zeitsekunde; unter  $60^\circ$  Breite beträgt dasselbe 13 Sekunden in der Zeitsekunde; und unter den Polen, wie gesagt, 15 Sekunden in der Zeitsekunde. 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, dafs 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 mitgeteilte 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 geraden Linie zu folgen, wird aber auch bei der krummlinigen Bewegung nicht verschwinden, sondern sich als eine Kraft äufsern, welche den Körper in demselben Augenblicke, wo die ablenkenden Kräfte plötzlich zu wirken aufhörten, in der Richtung weiter führen müfste, 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.

Infolge derselben wird nun auch eine Luftpartikel, welche sich auf einer gekrümmten Bahn bewegt, das Bestreben in sich tragen, aus dieser Bahn herauszutreten und der geraden 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 Abbiegung 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 Abbiegung 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. Diese Regel wird Buijs Ballots Gesetz genannt.

**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 angezogen 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 Luftüberflufs besitzen, durch diese Abbiegung 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 Verteilung 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.

Über den Gegenden und Orten, welche ein Minimum des Luftdruckes zeigen, muß also naturgemäß ein aufsteigender Luftstrom existieren. 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 gerade entgegengesetzte Verhältnisse ein-

treten. Über 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 infolge 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 observiert oder dieselben durch den Flug eines Luftballons direkt 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 Kenntnis der in den oberen Teilen der Atmosphäre herrschenden Winde ist daher noch sehr lückenhaft. 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 Piks 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 Sandwichinseln, eines Berges von 4194 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 Nordostpassat gebracht wurde. Ebenso ist die Asche des in Central-Amerika 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,  $1^{\circ}$  südlich vom Äquator, in der Andenkette, entsendet von seinem, 5600 Meter hohen Krater eine Rauchsäule, welche bis zur Höhe von 6500 Meter der Richtung des herrschenden Südostpassates 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. Bei dem Vulkan Merapi auf Java, 2800 Meter hoch, hat man früher eine Rauchsäule beobachtet, welche das ganze Jahr hindurch von SO nach NW gerichtet war, auch im Januar, wo der an der Meeresfläche herrschende Wind nordwestlich ist (190).

#### 205. Tägliche Periode des Windes. 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 infolge 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 dafs das Land ihr zur Rechten liegt. Der Unterschied im Luftdruck, welcher die Land- und Seebrise hervorruft, ist inzwischen so unbedeutend, dafs 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.

Die Stärke oder die Geschwindigkeit des Windes hat eine tägliche Periode. Diese zeigt sich fast ausschliesslich an Landstationen, während sie auf dem Meere unmerklich ist oder, im Passatgebiet, sehr schwach hervortritt. Auf den Landstationen ist die Windstärke am schwächsten in der Nacht und am grössten zu der Zeit der grössten Tageswärme. Dies gilt für jedwede Richtung des Windes. Auf den Berggipfeln ist dagegen, so wie auf dem Meere, die Windstärke am geringsten um Mittag oder etwas später und am grössten in der Nacht oder in den Morgenstunden. Diese tägliche Änderung der Windstärke steht mit dem aufsteigenden Luftstrom (123. 159) in inniger Verbindung. Wir haben gesehen (182), dafs die Geschwindigkeit des Windes in der Höhe gröfser ist als an der Erdoberfläche. Die Luftteile, welche zur wärmsten Zeit des Tages aufsteigen, bringen eine geringere Geschwindigkeit nach den höheren Lagen mit, während die gleichzeitig absteigenden Luftpartieen ihre gröfsere Geschwindigkeit nach dem Erdboden herabbringen. Die Entwicklung des aufsteigenden Stromes steigert also die Windesstärke in den unteren und schwächt sie in den oberen Lagen. Auf dem Meere erreicht der aufsteigende Strom keine solche Stärke, und ist der Unterschied der Geschwindigkeit der oberen und unteren Luftschichten nicht so grofs, dafs eine derartige Wirkung entstehen kann.

---

### Meeresströme.

**206.** Die Strömungen des Meeres sind für die Meteorologie von der größten Bedeutung, da sie vorzugsweise die eigentümliche Verteilung 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 Äquatorial-gegenden, 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 Unterschied in der Temperatur des Meeres unter dem Äquator und unter den Polen wird darum die Folge haben, dass das leichtere Wasser unter dem Äquator sich auf einen höheren Wasserstand erheben wird, als das dichtere und schwerere Wasser der Polarmeere. Aus diesem Verhältnis wird sich aber unmittelbar wieder die Folge ergeben, dass das Wasser vom Äquator aus nach den Polen zu abfließen wird, ganz so wie das Wasser eines Flusses vom Berge zum Thale strömt, und diese Strömung wird fort dauern, so lange dieselbe Wärmeverteilung an der Oberfläche sich erhält. In den tieferen Meeressichten wird dagegen das Wasser von den Polargegenden nach dem Äquator hinströmen, denn das

Oberflächenwasser, welches nach den Polen abfließt, wird an diesen einen Überschufs an Druck in der Tiefe verursachen, während es zu gleicher Zeit zu einer Verminderung des Druckes unter dem Äquator Anlafs 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 verhältnismäfsig klein ist, und somit wird es vorzugsweise die Erdrotation bleiben, welche die Meeresströme der nördlichen Halbkugel nach rechts, die der südlichen Halbkugel nach links hinüberwirft.

**208.** Die wichtigste Ursache für das Entstehen von Strömungen im Meere ist indessen der Stofs oder die Reibung 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. Eine Windgeschwindigkeit von einem Meter in der Sekunde giebt eine Stromgeschwindigkeit in der Meeresoberfläche von 1,5 Seemeilen in 24 Stunden oder 0,032 Meter per Sekunde. Bedenkt man nun noch, dafs Wasser und Luft beide ihre Wärme von derselben Stelle, der gemeinschaftlichen Berührungsfläche her beziehen, dafs ferner die Bewegungen beider durch Druckunterschiede hervorgerufen werden, welche ursprünglich durch die Verteilung der Wärme bedingt sind, wie endlich, dafs beide in ihren Bewegungen denselben Gesetzen unterworfen sind, so darf man von vornherein eine grofse Übereinstimmung 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 Äquatorialstrom des atlantischen Oceans läuft von dem Guineabusen nach Westen. Er besteht aus zwei

Teilen, einem nördlichen und einem südlichen, zwischen welchen beiden der Guinea-Strom nördlich vom Äquator nach Osten setzt. Im westlichen Teile des tropischen Atlantic vereinigen sich die beiden Zweige des Äquatorialstromes. An der Ostspitze Süd-Amerika's teilt derselbe sich wieder 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 karabische Meer hinein fortsetzt; während der andere Arm, mit Drehung nach links, auf der südlichen Halbkugel unter dem Namen des brasilianischen Stromes an der Ostküste Süd-Amerika's entlang geht. Aus dem mexikanischen Golf und dem karabischen Meere hat das stark erwärmte Wasser (siehe Fig. 9 und 10) keinen anderen Ausweg, als den durch die Floridastraße und den Bahamakanal, 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 in den nördlichen Äquatorialstrom übergeht. Ein nördlicher Arm des atlantischen warmen Stromes geht in nordöstlicher Richtung westlich und nördlich von den britischen Inseln. Ein Zweig dieses Stromes geht nun nach der Süd-, West- und Nordküste Islands hinauf und weiter, mit einem aus dem grönländischen Meer herabkommenden kalten Strom vereinigt, längs der Ostküste Islands herab. Nordöstlich von den Färöern vereinigt er sich wieder mit dem anderen, dem Hauptzweige, welcher durch die Nordsee und zwischen Island und Schottland vordringend der norwegischen Westküste entlang,

bis zum Eismeere hinauf fließt, wo er sich in verschiedene Zweige teilt, 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 Kap der guten Hoffnung hinüber. Von hier geht ein Strom, der verhältnismäßig kaltes Wasser führt, unter dem Einfluß des Südostpassates an der afrikanischen Westküste hinauf, um sich in den südlichen Äquatorialstrom zu ergießen. Man sieht, wie die beiden Gebiete hohen Luftdruckes im nord- und südatlantischen Meere von Luft- und Wasserströmen umgeben sind, welche auf der nördlichen Seite des Äquators 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, die Ostküsten der Länder einschließend. 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 Äquatorialstrom, der sich auch hier findet, einen Strom, welcher dem Golfstrome gleicht, 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 nordamerikanischen Kontinents, und wendet sich dann, mit Drehung nach rechts, nach Süden hinunter, bis er in den Äquatorialstrom übergeht. Vom 40. Grad südlicher Breite an folgt ein kalter Strom, der Humboldt-Strom, der südamerikanischen Westküste bis zum Äquatorialstrom 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 Westen bricht er plötzlich ab. Da er aus den Äquatorialgegenden des indischen Meeres her stammt, führt er selbstverständlich warmes Wasser.

---

**212.** Die Kenntnis der auf dem Weltmeere herrschenden Windverhältnisse, welche wir größtenteils dem bekannten Amerikaner Kapt. Maury verdanken, ist für die Schiffahrt von außerordentlicher Wichtigkeit. Durch die Nachweisung von Schiffswegen, welche durch solche Meeresgegenden führen, in welchen günstige Winde vorherrschen, durch solche Segelrouten, wie Kapt. 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 gerade Linie; man kommt vielmehr auf großen Umwegen, aber bei günstigem Winde weit rascher zum Ziele, als wenn man, um die gerade 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 gerade 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 wählen, indem man einen Bogen nach dem Äquator 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

tischen 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 Kanal zum Kap der guten Hoffnung und weiter nach Ostindien oder Australien führt zuerst durch den Nordostpassat bis zum Kalmengürtel des Äquators, welchen man gern an der amerikanischen Seite (wo er schmaler zu sein pflegt, als an der afrikanischen) zu passieren sucht, so daß man etwa zwischen 25 bis 32 Grad westlicher Länge von Greenwich den Äquator überschreitet, und sich dann — weil es zu zeitraubend sein würde, gerade gegen den Südostpassat anzukreuzen — an der brasilianischen Küste hin nach Süden, und erst unter dem 40° südl. Breite wieder nach Osten wendet, 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 Süd-Amerika 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 die 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 Umsegelung des Kaps der guten Hoffnung hat man oft, wenn man sich nicht unter dem Lande hält, 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 passiert und dann mit Hilfe der vorherrschenden Westwinde auf dem nordatlantischen Meere

weiter in den Kanal. — Der Weg von Australien nach Europa geht über den stillen Ocean, so dafs die ganze Reise eine Erdumsegelung wird. Mit den braven Westwinden kommt man am Kap Horn vorbei und geht an der Ostküste Süd-Amerika'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 Handelsprodukte, als für die geistige und sittliche Entwicklung des Menschengeschlechts.

---

## Fünftes Kapitel.

### 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 Taupunkt herab (106), d. h. auf den Wärmegrad, bei welchem die Luft mit Wasserdampf gesättigt ist. Wird der Abkühlungsprozess noch weiter getrieben, so geht ein Teil 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 kondensiert oder verdichtet, und aus der Luft niedergeschlagen oder gefallen. Aufser der Abkühlung scheint die Anwesenheit von festen Körpern, wie Staub, Rauch, in der Luft notwendig zu sein, damit Kondensation der Wasserdämpfe stattfinden könne. Solche Körperchen bilden die Kerne, um welche das Wasser sich verdichtet. Die Atmosphäre ist immer mit Staub erfüllt, selbst in den höheren Lagen derselben.

**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. Tau.** Sobald die Temperatur der Gegenstände an der Erdoberfläche unter den Taupunkt der Luft gesunken ist, scheidet sich der Wasserdampf der nächsten Luftschichten aus denselben aus, und legt sich in Gestalt kleiner Wasserkügelchen oder Tauperlen auf die abgekühlten Gegenstände. Man sagt dann: der Tau fällt, obwohl dieser Ausdruck nicht ganz richtig ist, da die Tautropfen aus den Wasserdämpfen sich bilden, welche die abgekühlten Gegenstände zunächst umgeben. Diese Wasserdämpfe steigen zum Teil aus dem weniger erkäl- teten Erdboden auf. Die Tautropfen auf den Pflanzen rühren zum Teil auch von dem durch den Lebensprozeß dieser aus- geschiedenen Wasser her. Liegt der Taupunkt unter dem Gefrierpunkt, so werden die Wasserdämpfe in fester Form, d. h. als kleine Eiskrystalle ausgeschieden, und bilden dann den Reif. Die Bedingungen für reichlichen Taufall 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 Wärme- ausstrahlung der Erdoberfläche stattfinden kann, und dazu ge- hört, 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 Taubildung weniger geeignet. Eine solche starke mächtige Wärmeausstrahlung, bei gleichzeitig großem Wassergehalt der Luft, ist aber eine Eigentümlichkeit der tropischen Gegenden, daher findet man auch in diesen die reichlichste Taubildung, auf welche nicht selten in regenarmen Gegenden das Bestehen des Pflanzenlebens allein angewiesen ist. Die Temperatur, welche infolge der Ausstrahlung in den mit der Erdoberfläche sich berührenden Luftschichten eintritt, kann oft viel niedriger sein, als diejenige, welche in etwas höheren Luftschichten herrscht (63). Es ist nicht gerade selten der Fall, daß die Blätter der Pflanzen sich mit Tau belegen, während gleichzeitig ein Thermometer, das etwas höher, z. B. vor dem Fenster in einem oberen Stockwerke des Hauses, hängt, nicht bis auf den Taupunkt 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 größtenteils dieselben, welche Tau 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 in gleicher Weise schützenden Fenster und Decken über einem Mistbeete.

**218.** So lange durch die Abkühlung noch Wasserdämpfe als Tau niedergeschlagen werden, wirkt die dabei frei werdende

latente Wärme dem tieferen Sinken der Temperatur entgegen. Während der Dauer der Taubildung wird daher die Temperatur nicht leicht unter den Taupunkt herabsinken, sondern auf diesem stehen bleiben. Liegt der Taupunkt über Null, so wird man dem gemäß keinen Nachtfrost zu erwarten haben; liegt der Taupunkt 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. Mittels des Psychrometers oder eines anderen Hygrometers bestimmt man nämlich am Abend den Taupunkt der Luft. Liegt der Taupunkt über Null, so ist kein Nachtfrost zu erwarten, liegt derselbe unter Null, so ist ein Nachtfrost vor auszusehen. 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   |
| Taupunkt nach Tab. II           | + 1°,7 | — 3°,7 |

Im ersten Fall kein Nachtfrost, im andern Fall wahrscheinlich Frost. Man sieht hieraus, wie bei trockener 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 Kugeln 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 Oberflächen-temperatur haben, während die Winde von wärmeren Meeren herwehen, wie z. B. dies über der New-Foundlands-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 Flufsthälern 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 allmählich 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 Inneren 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 Teilen des Landes, wo das Fjordenwasser immer noch Wärmegrade aufweist, während die Temperatur der aus dem kalten Binnenland abfließenden Luftströme auf  $-20^{\circ}$  bis  $-30^{\circ}$  und noch tiefer gesunken sein kann. Der Frostrauch beginnt am inneren 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.

Auf dem Meere tragen die in der Luft schwebenden Salzkpartikeln, in den großen Städten der Rauch sehr viel zur Bildung von Nebel bei.

**220. Wolken.** Ebenso, wie der Nebel, bestehen auch die Wolken aus kleinen Wasserkugeln, welche in der Luft schweben. Einige Wolken bestehen indessen aus feinen Eiskristallen. 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 Taupunkt 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 liefse 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 Wasser-

dämpfe 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 gerät 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  $1^{\circ}$  sinken. Bei feuchter Luft wird aber ein anderes Verhältnis eintreten. Hier wird nämlich, sobald die Luft sich soweit erhoben hat, daß ihre Temperatur bis auf den Taupunkt gesunken, eine Ausscheidung von Wasserdampf eintreten, damit aber auch gleichzeitig die latente Wärme des Dampfes wieder frei werden. Von dem Augenblick an, wo der Taupunkt 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 infolge 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, wenn die Luft weder Wärme abgibt noch empfängt.

Man kann hier mehrere Perioden unterscheiden. Die erste Periode findet statt, so lange die Luft feucht, aber noch nicht mit Wasserdampf gesättigt ist. War die Luft schon an der Erdoberfläche mit Wasserdampf gesättigt, so fällt diese Periode weg. Sobald der Sättigungspunkt erreicht ist, beginnt die zweite Periode, in welcher die Wasserdämpfe während des Aufsteigens teilweise kondensiert werden. Diese Periode dauert, bis die Temperatur auf  $0^{\circ}$  gesunken ist. Jetzt tritt die dritte Periode ein, die so lange anhält, bis alles in der Luft vorhandene Wasser von  $0^{\circ}$  in Eis von  $0^{\circ}$  übergegangen ist. Diese Periode ist somit eine Gefrierperiode, während welcher die Temperatur

sich unveränderlich auf  $0^{\circ}$  erhält. Setzt man voraus, daß die Wasserdämpfe bei ihrer Kondensation sogleich ausgeschieden werden und die Luftmasse verlassen, um als Niederschlag herab zu sinken, so fällt diese dritte Periode weg, und es beginnt sogleich die vierte Periode, in welcher die Temperatur unter  $0^{\circ}$  sinkt und die Wasserdämpfe zu Eis kondensiert werden. Folgendes mag als Beispiel dienen: Die Temperatur der Luft sei  $20^{\circ}$ , der Dunstdruck  $15,0^{\text{mm}}$ . Bei einer Temperatur von  $20^{\circ}$  ist die Luft mit Wasserdampf gesättigt, wenn der Dunstdruck  $17,4^{\text{mm}}$  beträgt. Die relative Feuchtigkeit ist also  $\frac{15,0}{17,4}$  oder 86 Prozent (112). Ferner nehmen wir an, daß der Luftdruck  $760^{\text{mm}}$  ist. In der ersten Periode steigt die Luft mit ihren Wasserdämpfen fast in derselben Weise empor, als wenn sie trocken wäre. Die Temperatur nimmt dann um  $0^{\circ},98$  für je 100 Meter Steigung ab. In einer Höhe von 306 Metern ist die Temperatur also bis  $17^{\circ},0$  gesunken, und die Luft ist jetzt mit Wasserdampf gesättigt. Der Luftdruck ist auf  $733,3^{\text{mm}}$  herabgegangen, der Dunstdruck auf  $14,4^{\text{mm}}$ . In der zweiten Periode hebt sich die Luft zu einer Höhe von 3684 Metern, während gleichzeitig die Temperatur von  $17^{\circ},0$  bis  $0^{\circ}$  und der Luftdruck von  $733,3^{\text{mm}}$  bis  $486,0^{\text{mm}}$  sinkt. Der Druck der Wasserdämpfe vermindert sich von  $14,4^{\text{mm}}$  bis  $4,6^{\text{mm}}$ . Die Temperatur nimmt daher um  $0^{\circ},5$  für je 100 Meter ab, also viel langsamer, fast doppelt so langsam, als in der ersten Periode. An der Oberfläche der Erde enthält ein Kilogramm unserer Luft 12,53 Gramm Wasserdampf. An der oberen Grenze der zweiten Periode enthält dasselbe Gewicht Luft dagegen nur 5,95 Gramm Wasserdampf. Es ist also in dieser Periode durch die Abkühlung während des Aufsteigens  $12,53 - 5,95$  oder 6,58 Gramm Wasserdampf aus jedem Kilogramm Luft als flüssiges Wasser ausgeschieden worden. Dieses Wasser bildet, wenn es in der Luft schweben bleibt, eine Wolke. In der nächsten Periode steigt unsere Luft nun weiter empor. Bleibt das ausgeschiedene Wasser in der Luft schweben, so folgt es

derselben in ihrer aufsteigenden Bewegung, und wir treten nun in die dritte Periode ein, in welcher das ausgeschiedene Wasser zu Eis gefriert, während sich die Temperatur konstant auf  $0^{\circ}$  hält. — Diese Periode reicht bis zu einer Höhe von 3860 Metern, umfaßt also eine Schicht von 176 Metern. In ihr wird kein neues Wasser ausgeschieden, vielmehr verdunstet ein Teil des schon gebildeten Wassers und geht wieder in Wasserdampf über, weil der Luftdruck kleiner wird. Dieser sinkt nämlich von  $486,0^{\text{mm}}$  bis  $475,4^{\text{mm}}$ , während der Druck der Wasserdämpfe sich auf  $4,6^{\text{mm}}$  hält. Steigt das ausgeschiedene Wasser dagegen nicht mit dem aufsteigenden Luftstrome empor, sondern sinkt dasselbe als Niederschlag (Regen) herab, so fällt die dritte Periode weg. In der vierten Periode steigt die Luft wieder unter stetiger Abkühlung noch weiter in die Höhe. Die ausgeschiedenen Wasserdämpfe gehen jetzt unmittelbar in Eis über und bilden also eine aus Eisnadeln bestehende Wolke. In einer Höhe von 7117 Metern ist die Temperatur auf  $-20^{\circ}$  gefallen. Die Temperaturabnahme beträgt folglich  $\frac{20^{\circ}}{7117-3860}$  oder für 100 Meter Höhenunterschied  $0^{\circ},61$  und ist also etwas rascher, als in der zweiten Periode, aber viel langsamer als in der ersten. In der Höhe von 7117 Metern ist der Luftdruck nur  $311,6^{\text{mm}}$  und der Dunstdruck  $0,9^{\text{mm}}$ . Ein Kilogramm Luft enthält hier nur 1,86 Gramm Wasserdampf. Es ist also während dieser Periode  $5,95-1,86$  oder 4,09 Gramm Wasser per Kilogramm Luft ausgeschieden und in Eis verwandelt. Während der ganzen aufsteigenden Bewegung sind hingegen aus jedem Kilogramm Luft  $12,53-1,86$  oder 10,67 Gramm Wasser in flüssiger und fester Form ausgeschieden worden.

**222.** Wenn eine Luftmasse herabsteigt, ohne dafs sie Wärme von ihrer Umgebung empfängt oder an dieselbe abgibt, so erwärmt sie sich, indem sie allmählich unter höheren Druck kommt. Enthält die sinkende Luftmasse ausgeschiedenes Wasser oder Eis, das mit ihr folgt, so wird Wärme verbraucht, um dieses zu verdampfen, und die Erwärmung beim Sinken geht relativ

langsam vor sich. Der Vorgang ist somit gerade das Gegenteil von dem, was beim Aufsteigen geschah. Ist dagegen alles ausgeschiedene Wasser oder Eis als Niederschlag aus der Luft herabgefallen, so geht die Erwärmung beim Sinken rasch von statten, fast eben so rasch, als wenn die Luft ganz trocken wäre. Je tiefer die Luft herabsteigt, um so höher steigt ihre Temperatur, der Dampfgehalt aber bleibt derselbe; folglich wird die sinkende Luft allmählich trockner, und kann, wenn sie aus gröfseren Höhen herabkommt, die Erde als eine sehr trockne Luft erreichen. Das Herabsteigen der Luft giebt somit in keinem Falle Veranlassung zur Kondensation von Wasserdämpfen.

Wenn ein feuchter Luftstrom, durch ein jenseit einer Bergkette liegendes barometrisches Minimum angezogen, sich über diese hinweg zu bewegen gezwungen wird, so kommen beide oben beschriebenen Fälle zur Anwendung. Denken wir uns die Bergkette, nach Art der Alpen, in westöstlicher Richtung liegend und den Luftstrom als einen südlichen Wind, welcher also die Bergkette der Quere nach übersteigt. Indem nun der feuchte Luftstrom längs des südlichen Abhanges der Bergkette empordringt, scheidet sich ein grofser Teil seiner Wasserdämpfe aus und fällt, wie wir annehmen wollen, als Niederschlag (Regen oder vielleicht auch Schnee) auf die Erde herab, und tritt also ganz aus der Luft heraus. Die Temperatur der Luft sinkt dabei um etwa einen halben Grad für je 100 Meter Steigung. Wenn aber dann der Luftstrom, nachdem er den Kamm des Gebirges passiert, sich wieder herabzusenken anfängt, erwärmt er sich um fast einen Grad für je 100 Meter, welche er sinkt, und wenn er also am nördlichen Fufs des Gebirges seine ursprüngliche Höhe wieder erreicht, ist seine Temperatur nahe um so viele halbe Grade höher über die ursprüngliche gestiegen, als die Höhe des Gebirges Hunderte von Metern beträgt. Folgendes Beispiel mag dies erläutern. Die Höhe des Gebirges nehmen wir zu 2500 Metern an.

|                       | An der Südseite<br>des Gebirges | Auf der Höhe<br>von 2500 M. | An der Nordseite<br>des Gebirges |
|-----------------------|---------------------------------|-----------------------------|----------------------------------|
| Luftdruck             | 760 <sup>mm</sup>               | 564,3 <sup>mm</sup>         | 755,2 <sup>mm</sup>              |
| Temperatur            | 20°                             | 5°,9                        | 30°,5                            |
| Dunstdruck            | 15,0 <sup>mm</sup>              | 7,0 <sup>mm</sup>           | 9,4 <sup>mm</sup>                |
| Relative Feuchtigkeit | 86%                             | 100%                        | 29%                              |

Der Südwind, der auf der Südseite des Gebirges ein feuchter Wind war, welcher zu reichlichem Niederschlag Veranlassung gab, ist also auf der Nordseite ein vom Gebirge niederstürzender sehr heisser und trockner Wind geworden. Man hat einem solchen trocknen und heissen Winde den Namen Föhn gegeben nach der örtlichen Benennung desselben in der Schweiz, wo diese Erscheinung oft vorkommt und zuerst untersucht wurde. Der Föhn entsteht, wenn ein Minimum von Luftdruck sich im Norden der Alpen findet, z. B. am britischen Kanal. Indem die Luft sich gegen dieses bewegt, wird sie aus den Thälern an der Nordseite der Alpen hinausgesogen. Zum Ersatz stürzt nun zuerst die Luft aus der Höhe in die Thäler herab, und durch dieses Herabsteigen werden diese mit warmer und trockner Luft gefüllt. Später erst kommt die Luft von der Südseite des Gebirges mit derselben Wirkung. In der Schweiz giebt es auch einen Nordföhn. An der Westküste von Grönland tritt ein solcher warmer und trockner Wind als Ostwind auf und giebt Wärmegrade mitten im Winter. Hier ist es die relativ warme Luft des atlantischen Meeres, wie wir sie von Island her kennen, welche über das vergletscherte Hochland im Inneren Grönlands hinweg steigt und auf der Westküste herabfällt, und dadurch den Schein weckt, als ob der heisse Wind aus der grossen Eiswüste herkomme. Die Erklärung dieses Rätsels ist indessen durch mathematische Berechnung nach der mechanischen Wärmetheorie vollständig gegeben.

**223.** Die unterste Grenze der Wolkenregion ist also durch die Höhe bestimmt, bei welcher die aufsteigende Luft ihren Taupunkt erreicht. Die aus Wasser und Eisteilen 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 Wasserkügelchen und die Eisnadeln, aus welchen die Wolken bestehen, sehr kleine Körper sind, und theils weil der aufsteigende Strom, dem die Wolken ihre Entstehung verdanken, geradezu 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 Taupunktes 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 nun aussieht, als ob die Wolke schwebte, während ihre Bestandteile 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 an der anderen Seite des Berges wieder nach unten herabsteigt, sinken die ausgeschiedenen Wasserteile 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 passiert, werden die Wasserdämpfe sichtbar. Aus diesem Grunde sieht man Inseln auf dem Meere oft schon aus weiter Ferne.

**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 6000 bis 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 vorzugsweise 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 Eiskristallen 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. Ihre mittlere Höhe ist etwa 5500 Meter.

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 Cumuluswolke 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 Cumuluswolke bezeichnet die Luftschicht, in welcher der aufsteigende Strom den Taupunkt erreicht hat. Mit dem Zunehmen oder Nachlassen der Kraft dieses Stromes heben oder senken sich diese Wolken im Laufe des Tages. In Schweden ist die mittlere Höhe der Basis der Cumuluswolken 1300 Meter, die ihrer Gipfel 1700 Meter.



**Stratus** ist eine niedrige Wolke, ein sich erhebender Nebel.

**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 zerissen. 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. Blauschwarze **Cumulus-** oder **Comulostratus-**Wolken, welche Regen oder auch Gewitter geben, nennt man **Nimbus**. Die Höhe der **Nimbus-**Wolken fällt in Schweden zwischen 1100 und 2200 Meter.

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

**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 gröfsten 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 Kalmen-gürtel, 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 Wolkenring verschiebt sich nach den Jahreszeiten etwas nach Norden und nach Süden, und giebt dadurch den Gegenden, über welche er hingehet, zur bestimmten Zeit ihre größte Bewölkung. Im atlantischen Meere erstreckt sich dieser Windstillengürtel im August am weitesten nach Norden, und erreicht da ungefähr den 10. Grad nördl. Breite. Im Februar dagegen ist er am weitesten nach Süden herabgedrückt und liegt nur ein paar Grad nördlich vom Äquator. Im stillen Ocean wechselt die Lage dieses Wolkenringes im Laufe des Jahres nicht so bedeutend.

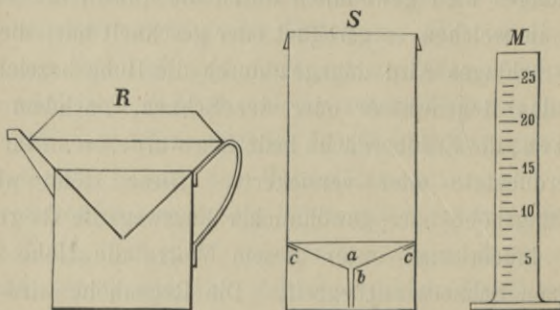
In Ostindien sind die Wintermonate klar, da in diesen der Nordostmonsun, ein Landwind, herrscht, dagegen haben die Sommermonate eine starke Wolkendecke, weil der Südwestmonsun die Dämpfe des warmen indischen Meeres über das hohe Land hinführt. Ebenso in Ostasien, wo die Winterwinde aus dem Lande, die Sommerwinde von dem Meere kommen. Im westlichen Sibirien sind die Frühlingsmonate klar, die Herbstmonate dagegen wolkenreich. In Europa sind die Wintermonate mit ihren vorherrschend südwestlichen Winden die wolkenreichsten, während die Sommermonate mit ihren mehr westlichen Winden und bei wärmerer 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  $0^{\circ}$  Wassertropfen, und bei einer Temperatur unter  $0^{\circ}$  Eiskristalle. 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 Mafß 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 (Fig. 32R) oder viereckigen (Fig. 32S) Gefäße, welches nach oben hin offen ist und eine scharfe Kante hat. Die Öffnung des runden Regenmessers ist von einem abgestumpften hohlen Kegel gebildet, welcher mit einem vollen hohlen Kegel unten verbunden ist, in dessen Spitze sich ein kleines Loch befindet. Der Regen, welcher innerhalb der Fläche, die von der oberen scharfen Kante umgrenzt wird (die Oberfläche des Regenmessers), herabfällt, fließt durch das Loch auf den Boden des unteren cylindrischen Gefäßes hinunter, wo der deckende Kegel oder Trichter es gegen Verdunstung schützt. Der viereckige Regenmesser S

dient auch als Schneemesser, weshalb er höher gemacht ist. 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. Nach einem Schneefall nimmt man den Regenmesser ins Haus und läßt den Schnee, welcher sich auf dem Trichter gesammelt hat, schmelzen und

Fig. 32.



das so erhaltene Wasser auf den Boden hinabfließen. Um nun die Regenhöhe zu finden, leert man den Inhalt des Regenmessers in das zum Regenmesser gehörige Messglas (M) aus. Dieses trägt an der Seite eine Einteilung, 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 Einteilung von unten nach oben, bis die Pupille in gleicher Flucht mit der Wasseroberfläche liegt, welche dabei wie ein dicker schwarzer Strich sich darstellt, und notiert endlich die Zahl der Millimeter, auf welche dieser Oberflächenstrich zeigt. Das Messglas ist ein Cylinder, dessen Querschnitt verschiedene Male kleiner ist, als der des Regenmessers. Ein Millimeter Regenhöhe wird darum im Messcylinder eine Höhe einnehmen, die eben so vielmal größer ist als ein Millimeter, als die Oberfläche des Regenmessers größer als der Querschnitt des Messcylinders ist. Hierdurch kann die Messung viel genauer ausgeführt werden,

als bei unmittelbarer Messung im Regenschirm selbst. Das Messglas wird auf folgende Weise eingeteilt. Man misst die Oberfläche des Regenschirms, wenn anders derselbe nicht nach einem bestimmten Masse gefertigt ist, und berechnet danach, wie viel Kubikcentimeter Inhalt ein Raum enthält, welcher die Oberfläche des Regenschirms zur Grundfläche hat und einen Millimeter hoch ist. Die so gefundene Anzahl Kubikcentimeter Wasser misst man nun ab, füllt sie ins Messglas und bezeichnet die Höhe der Wasseroberfläche durch einen Strich. Dieser Teilstrich bezeichnet somit eine Regenhöhe von  $1^{\text{mm}}$ . Gießt man nun nochmals dieselbe Portion Wasser in das Messglas, so erhält man den Teilstrich, welcher einer Regenhöhe von  $2^{\text{mm}}$  entspricht u. s. f. Beispiel: Die Oberfläche des Regenschirms sei ein Kreis mit einem Durchmesser von  $169^{\text{mm}}$  oder ein Quadrat, dessen Seite 0,15 Meter oder 150 Millimeter misst. Die Größe der Oberfläche beträgt also  $150 \times 150$ , d. h. 22500 Quadratmillimeter. Eine Regenhöhe von  $1^{\text{mm}}$  wird also 22500 Kubikmillimeter Wasser entsprechen, was, da 1000 Kubikmillimeter einen Kubikcentimeter ausmachen, 22,5 Kubikcentimetern gleichkommt. Gießt man nun 22,5 Kubikcentimeter 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 1,15 Centimeter oder 11,5 Millimeter steigt. Der Abstand zwischen den Teilstrichen des Messcylinders, welche einem Millimeter Regenhöhe entsprechen, wird also über 11 Millimeter betragen, und man wird mit Hilfe des Messglases die Regenhöhe mit einer 11 mal vergrößerten Genauigkeit bestimmen können.

Der Durchmesser des Regenschirms darf nicht unter  $80^{\text{mm}}$  sein; wenn seine Dimensionen größer sind, trägt dies zur Genauigkeit der Messung sehr wenig bei.

**231.** Der Regenschirm 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 Regenschirm sammeln, es kann im Gegenteil wohl geschehen, daß der schon gefallene Schnee wieder vom Winde aufgejagt und fortgeführt wird. Unter solchen Umständen, die in den Polarländern sehr häufig sind, wird die Messung der Niederschlagsmenge unmöglich gemacht. Ein massiver Bretterzaun in einem Abstände von 2 bis 3 Metern und 1 bis 2 Meter höher als die Oberfläche des Schneemessers leistet in solchen Fällen gute Dienste. Die Oberfläche des Regenschirms 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 Regenschirm einen solchen Platz anzuweisen, wo seine Angaben, mit größtmöglicher Wahrscheinlichkeit, als Maß für die durchschnittlich in der ganzen Umgebung herrschenden Regenverhältnisse dienen können. Dächer oder Türme sind nicht günstig. Sie geben gewöhnlich zu kleine Niederschlagsmengen, woran der Wind wesentlich Schuld ist. 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 Übersicht 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 unsere Kenntnis 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 auf Karten darzustellen, würde darum bis jetzt ein Unternehmen sein, welches auf keine erträgliche Genauigkeit Anspruch machen könnte. Auf dem Meere hat man bis jetzt noch nicht so umfassende Messungen der Regenmenge angestellt, daß man nach denselben die Größe dieses Elementes

bestimmen könnte. Inbetreff der Meere ist man somit darauf angewiesen, die Niederschlagsverhältnisse allein nach der Häufigkeit des Niederschlages zu beurteilen.

**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 Mafse, wo diese Winde gegen ein Land mit mehr oder weniger steil aufsteigenden Gebirgen anwehen. Die Häufigkeit und die Menge des an einem bestimmten Punkte eintretenden Niederschlages beruht also hauptsächlich auf dem Verhältnis 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.** In den tropischen Gegenden, zwischen dem Äquator und den beiden Wendekreisen, gestalten sich die Verhältnisse, besonders an den Küsten, teilweise aber auch im Innern des Landes infolge der hohen Temperatur der Luft und der großen Feuchtigkeit günstig für Niederschläge. Hier findet man denn auch Orte mit einer jährlichen Regenhöhe von mehreren Tausend Millimetern; wie z. B. Sierra Leone an der afrikanischen Westküste mit 4800<sup>mm</sup>, Maranhao in Brasilien ( $2\frac{1}{2}^{\circ}$  südlich vom Äquator) mit 7100<sup>mm</sup>, Vera Cruz in Mexico mit 4650<sup>mm</sup>, Kap York an der Nordspitze Australiens mit 2200<sup>mm</sup>. Im stillen Ocean und im atlantischen Meere zeichnet sich der Gürtel der äquatorialen Windstillen durch seinen unerschöpflichen Reichtum an Regen aus, eine Eigenschaft, welche diesen Meeresstrich zu einem der unbehaglichsten für den Seemann stempelt. In der Windstillenzone des Äquators 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, dafs es unter dem

Stillengürtel des Äquators 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 Äquator 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 diesseit des Äquators 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 Kalmengürtel nur sehr wenig und liegt überhaupt dem Äquator 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. Über den Festländern gestalten die Verhältnisse sich anders, als über dem Meere, insofern hier die Richtung der Küsten und die Unebenheiten des Bodens ihren Einfluß geltend machen. Zwischen den Wendekreisen hat der größte Teil von Süd-Amerika einen Abfall gegen das atlantische Meer. Südlich vom Äquator herrscht der Südostpassat, der bei seinem Laufe über das Land hin immermehr emporgedrängt wird und dabei Regen abgibt, bis er endlich am westlichen Rand des Kontinents die Andenkette trifft. Hier ist der meteorologische Hintergrund für die vielgerühmte Üppigkeit des Pflanzenwuchses im Stromgebiete des Amazonenflusses. Nördlich vom Äquator begegnen wir der äquatorialen Kalmzone, die im Sommer ein wenig höher nach Norden hinaufreicht und im Winter sich dem Äquator mehr nähert. Die Westküste des tropischen Süd-Amerika's ist eines der trockensten Erdgebiete. Die herrschenden Winde sind südliche und südwestliche und wehen über einen kalten Meeres-



strom hin (210). Die Temperatur der Luft ist verhältnismäßig niedrig, und die Winde streichen mehr der dicht am Meeresufer aufsteigenden Gebirgskette entlang, als dafs sie gegen dieselbe anstofsen. Nördlich vom  $5^{\circ}$  südl. Breite, wo der kalte Strom die Küste verläfst, erhält letztere auch reichlichen Regen und trägt eine üppige Vegetation.

Die Westküste Süd-Afrika's, zwischen dem Äquator und etwa  $20^{\circ}$  südl. Breite, hat vorherrschende Südwestwinde, die durch das warme Binnenland hervorgerufen oder vom Südostpassat abgelenkt sind, und entbehrt infolge davon nicht des Regens. Weiter südlich ist die Küste dagegen sehr regenarm. Die Ostküste Süd-Afrika's erhält Regen durch Vermittelung des an den Gebirgsabhängen aufsteigenden Passates, der im Juli aus SO, im Januar aus NO weht. Hier läuft der warme Mozambique-Strom (211) der Küste entlang. Das Innere des äquatorialen Afrika's hat Regen, namentlich soweit es im Gebiet der äquatorialen Windstillen liegt, deren Zone sich auch hier mit den Jahreszeiten zu verschieben scheint. Auch das tropische Süd-Afrika ist reichlich mit Niederschlag versehen, der ihm teils vom atlantischen Meere, vornehmlich aber vom indischen Ocean her zugeführt wird. Anders sind aber die Verhältnisse in Nord-Afrika. Hier streckt sich die Wüste Sahara, ein ununterbrochenes trockenes Flachland, fast über die ganze Breite des Kontinentes hin, unter nahe denselben Breitengraden, wie der Nordostpassat der Ozeane. Die Trockenheit der Wüste wird durch den dort herrschenden Nordostpassat verschuldet, weil letzterer überhaupt von kälteren nach wärmeren Gegenden hinweht und dabei noch über ein Sandmeer hinstreicht, das wenig dazu geeignet ist, seine Feuchtigkeit zu vermehren, während er erst an der Südgrenze der Wüste zum Aufsteigen genötigt wird. Im Sommer hat der Wind das kalte Mittelmeer im Rücken und das tropisch erhitze Binnenland, dessen wärmster Strich unter  $17^{\circ}$  nördl. Breite liegt, vor sich.

Central-Amerika liegt unter dem Einflufs des Nordostpassates, welcher der Ostküste beständigen und reichlichen Niederschlag

zuführt. Die Westküsten sind im Winter trocken, während sie im Sommer durch die landwärts eindringenden Seewinde Regen empfangen.

**234.** In Asien treten, infolge der eigenartigen Verteilung von Land und Meer, auch eigenartige Regenverhältnisse ein. Während der Nordostmonsun auf der Ostseite Vorder-Indiens 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 Vorder-Indien seine ungemein große Regenmenge verdankt, welche, obwohl sie fast ausschließlich dem Sommerhalbjahre angehört, doch durchgängig alles überbietet, was man von Regenreichtum 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 Teiles seines Dampfgehaltes gezwungen. Hier beträgt die jährliche Regenmenge zwischen 4500<sup>mm</sup> bis 6500<sup>mm</sup>, jenachdem man von Süden nach Norden fortschreitet. Im Inneren des Landes, hinter dem Gebirgswall der Westküste, sinkt die Regenmenge bis unter 800<sup>mm</sup>; aber auf dem Abhange des Himalaja's, nördlich von Kalkutta, wo der von dem bengalischen Busen kommende Wind, ehe er das Gebirge erreicht, über ausgedehnte Sumpfgebiete hingestrichen ist, steigt die Regenmenge wieder und erreicht in Cherrapoonjee, 1250 Meter über dem Meere, die Höhe von 12520<sup>mm</sup>, während auf den vorliegenden Ebenen sie nur 2540<sup>mm</sup> erreicht. Die obige ist die größte bekannte jährliche Regenmenge. Auch auf der Ostseite der bengalischen Bucht treffen wir große jährliche Niederschlagshöhen, so in Maulmein 4445<sup>mm</sup>, in Akyab 5570<sup>mm</sup>, in Aracan 5080<sup>mm</sup>.

**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<sup>mm</sup>, also täglich durchschnittlich 124<sup>mm</sup> ( $4\frac{3}{4}$  Zoll).

**236.** In den gemäßigten Zonen verteilt sich der Niederschlag gleichmäßiger, als in den Tropen, über die verschiedenen

Zeiten des Jahres. Dabei ist die gesamte Regenmenge geringer. Doch kann man in den gemäßigten Zonen noch eine gewisse Regelmäßigkeit in der Verteilung des Regens auf die verschiedenen Monate wahrnehmen, so wie es auch einzelne Gegenden giebt, in welchen die Regenmenge an die der tropischen Gegenden heranreicht.

An den Polargrenzen der Passate findet man die sogenannten subtropischen Regen. Die mit letzteren versehenen Länder liegen im Sommer im Passat der betreffenden Halbkugel und erhalten so eine geringere Regenmenge. Im Winter dagegen befinden sie sich auf der Polarseite des hohen Luftdruckes der Wendekreise und haben infolge davon auf der nördlichen Halbkugel südwestliche, und auf der südlichen nordwestliche, regenbringende Winde. Es sind somit die Westküsten der Kontinente, welche den subtropischen Regen ausgesetzt sind, während die Ostküsten nicht so einfache Wind- und Niederschlagsverhältnisse aufzuweisen haben. Gegenden mit subtropischen Regen sind: das nördliche atlantische Meer zwischen  $28^{\circ}$  und  $42^{\circ}$  nördl. Breite und die Mittelmeerländer, das nördliche stille Meer zwischen  $23^{\circ}$  und  $40^{\circ}$  nördl. Breite und die Küste von Kalifornien; das südliche stille Meer zwischen  $23^{\circ}$  und  $40^{\circ}$  südl. Breite mit einem ganz schmalen Küstenstreifen Süd-Amerika's, das südliche atlantische Meer zwischen  $24^{\circ}$  und  $40^{\circ}$  südl. Breite mit dem Kaplande, sowie das südliche indische Meer zwischen  $24^{\circ}$  und  $39^{\circ}$  südl. Breite, mit den anstossenden Küstengegenden von West- und Süd-Australien.

**237.** In Europa fällt die größte Regenmenge auf sehr verschiedene Zeiten, und die jährliche Regenmenge der verschiedenen Orte ist ziemlich ungleich. Süd-Europa hat, wie oben bemerkt, 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  $2000^{\text{mm}}$  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 1000<sup>mm</sup> bis über 2000<sup>mm</sup>; an der Westküste Schottlands steigt dieselbe stellenweise bis über 3000<sup>mm</sup>, während an der norwegischen Westküste zwischen 1000<sup>mm</sup> bis 2000<sup>mm</sup> 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<sup>mm</sup>. In Christiania bringt der August den meisten Regen, da in diesem Monat das Meer zwischen Norwegen und Dänemark am wärmsten ist und zahlreiche Luftdruckminima über das Skagerrack wandern und verweilen.

**238.** Im Inneren Asiens ist die Menge des Niederschlages durchschnittlich sehr gering. In Barnaul z. B. beträgt die jährliche Regenhöhe nur 190<sup>mm</sup>. Die Ostküste Asiens zeichnet sich durch die Trockenheit ihres Winters, wo nordwestliche kalte Landwinde herrschen, und durch die Feuchtigkeit ihres Sommers aus, welche letztere den vorherrschenden südöstlichen Seewinden zuzuschreiben ist. Die jährliche Regenhöhe in Peking beträgt 620<sup>mm</sup>, in Japan 1000<sup>mm</sup> bis 1100<sup>mm</sup>, an der Mündung des Amur 880<sup>mm</sup>. Die Wind- und Regenverhältnisse ganz Ost-Asiens sind, wie die indischen, ganz monsunartig und stehen mit diesen in einem natürlichen Zusammenhang.

**239.** In Nord-Amerika bietet der nördliche Teil der Westküste ähnliche Regenverhältnisse dar, wie die Küsten des nordwestlichen Europa's d. h. regnerischen Herbst und eine jährliche Regenhöhe, die zwischen 1500<sup>mm</sup> bis 3000<sup>mm</sup> schwankt. Die kalifornische Küste hat dagegen subtropischen Winterregen. Im Osten des Felsengebirges finden wir ein sehr regenarmes Gebiet. Der östliche Teil Nord-Amerika's erhält seinen Niederschlag hauptsächlich in der Gestalt von Sommerregen, welche durch die in dieser Jahreszeit herrschenden Seewinde verursacht werden.

**240.** Die Westküste Süd-Amerika's weist im Süden des 40° große Niederschlagsmengen auf, in Chili z. B. 2400<sup>mm</sup> bis 3350<sup>mm</sup>, von welchen der größte Teil 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 Teils von Süd-Amerika hat eine viel geringere Regenmenge, Buenos Aires z. B. 1340<sup>mm</sup>. — Die jährliche Regenmenge im südlichsten Teil von Afrika beträgt zwischen 600<sup>mm</sup> bis 770<sup>mm</sup>.

**241.** In dem südlichen, außerhalb der Tropen gelegenen Teile von Australien finden wir an der Südküste eine Regenhöhe von 700<sup>mm</sup> bis 800<sup>mm</sup>, an der Ostküste eine solche von 1200<sup>mm</sup>. Auf Neu-Seeland 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<sup>mm</sup>, während die Regenhöhe der Ostküste nur zwischen 650<sup>mm</sup> bis 800<sup>mm</sup> 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, samt 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 verhältnismäßig 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. Östlich von Florø erhebt sich eine Gebirgsmasse, welche, nur 3 Meilen vom Meere entfernt, sich bis zu einer Höhe von über 1250 Meter auftürmt. In Florø finden wir die größte in Norwegen gekannte Regenhöhe, nämlich

über 1900<sup>mm</sup> jährlich. Bergen hat nur 1722<sup>mm</sup>. Weiter nach Osten steigt der Jostedalglatscher 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 ihm hingetrieben werden. In Jostedalen selbst, hinter dem Gletscher, beträgt die jährliche Regenmenge daher bloß einige hundert Millimeter. Während die Regenhöhe an der Westküste im jährlichen Durchschnitt zwischen 1000<sup>mm</sup> und 2000<sup>mm</sup> schwankt, beträgt dieselbe in Christiania nur 725<sup>mm</sup>, und auf dem Dovre 340<sup>mm</sup>. In Upsala finden wir 400<sup>mm</sup>, in Stockholm 420<sup>mm</sup> und in St. Petersburg 450<sup>mm</sup>. 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 lotrechte Mauer, von Westen nach Osten erstreckt und den Südwinden den Weg verlegt. Hier fielen im Jahre 1811 1722<sup>mm</sup> Regen, während in dem 8 Meilen weiter nach Osten gelegenen Viviers, wo die Südwinde unaufgehalten weiter ins Rhonethal hineinwehen können, nur 1000<sup>mm</sup> beobachtet wurden. Am 29. Oktober 1827 fielen in Joyeuse 310<sup>mm</sup> Regen. An der schottischen Gipfelstation Ben Nevis, 1260 m hoch, fiel im Jahre 1885 eine Regenhöhe von 3720<sup>mm</sup>, im Dezember 872<sup>mm</sup> und am 12. Dezember 135<sup>mm</sup>. Im Seendistrikt des nordwestlichen Englands, wo die Winde in eine Menge von Querthälern hineingezwängt werden, steigt die jährliche Regenhöhe an einer Station in 328 m Höhe bis auf 4720<sup>mm</sup>, die größte Regenhöhe, die in Europa gemessen worden ist. Das Maximum der Regenhöhe eines Tages ist in Deutschland auf der norddeutschen Ebene 150<sup>mm</sup>, an den Bergstationen 200 bis 240<sup>mm</sup>.

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 Kristallen 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  $0^{\circ}$  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 Teil der gemäßigten Zonen aller Niederschlag in Gestalt von Regen. In den kalten Zonen fällt dagegen der größte Teil des Niederschlages in Gestalt von Schnee. Auf höheren Gebirgen ist gleichfalls Schnee die gewöhnliche Form des Niederschlages. Je höher man emporsteigt, desto größer wird der Anteil des Schnees an der gesamten Niederschlagsmenge. Der größte Teil des im Winter gefallenen Schnees taut im Sommer weg, doch bleibt auch ein Teil 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 Äquatorialgegenden steigt sie hoch empor. Ihre Lage ist vorzugsweise durch die Kraft der Sommerwärme bedingt, doch ändert sich dieselbe, aufser mit der geographischen Breite, auch noch unter demselben Parallel mit den örtlichen Verhältnissen. Die Höhe der Schneegrenze veranschlagt man auf der Insel Jan Mayen auf 700 Meter, 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 Äquator auf 4800 Meter und bei der Magellanstrasse auf 1130 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 Teil 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 Hunderte von Metern 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 allmählich sich auflösen. Infolge ihrer größeren Massen nimmt das Auftauen 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 Ocean dringen sie sogar bis an das Kap der guten Hoffnung vor, nähern sich Tasmanien und finden sich in ziemlicher Anzahl in der Nähe des Kap 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 Niederschlages.

**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 Wüstengebiete findet man an solchen Punkten, denen entweder die Wirkung der Seewinde wegen hoher Bergketten ganz abgeht, 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 Nord-Afrika's (die Sahara), große Teile Arabiens und Persiens und endlich die Wüste Gobi im inneren Asien. In Nord-Amerika findet man auf der östlichen Seite des Felsengebirges, im Osten von Kalifornien, ähnliche regenarme Gebiete. Im tropischen Süd-Amerika erfreut sich das Gebiet des Amazonenstromes eines reichen Niederschlages, während der schmale Küstenstreifen am Westabhang der Anden eine auffallend geringe Regenmenge aufweist (233). Im südwestlichen Afrika, unter dem Wendekreise, findet man auch ein regenarmes Gebiet.

**246. Hagel und Schlofsen** sind eine verhältnismäßig seltenere Form des Niederschlages. Sie bestehen aus Eiskörnern, die gewöhnlich aus verschiedenen kugelförmigen Schichten von verschiedener Klarheit gebildet sind und einen Kern umschließen. Ein großer Teil 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 lokalen 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 Schlofsen (Hagelkörner), welche gewöhnlich erbsengroß sind, die Größe eines Hühnereies erreichen können.

---

## Sechstes Kapitel.

### 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 Erkenntnis 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 Verteilung 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 Verteilung 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 direkte, sondern wird durch die Windverhältnisse, welche die Verteilung 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 Werte der Temperatur, der Feuchtigkeit, des Luftdruckes, der Bewölkung, der Regenmenge u. s. w. zusammen, welche gleichzeitig mit den einzelnen Windrichtungen notiert sind. Indem man nun das Mittel aus den Werten nimmt, die derselben Windrichtung entsprechen, erhält man Zahlen, welche die durchschnittliche Gröfse 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 dies Wind-

rosen und bezeichnet sie im einzelnen als Windrosen für die Temperatur (thermische Windrosen), für den Dunstdruck (atmosphärische WR), für die relative Feuchtigkeit, für den Luftdruck (barische WR), für die Bewölkung (nephische WR), für die Häufigkeit des Niederschlages, für die Regenmenge, für die Häufigkeit der Winde (die gewöhnlichen Windrosen, 183), für die Windstärke (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 gemäßigten Zone ist ein solches System teilweise 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                   |
| Mittel-Deutschland        | 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                    |                    |                       |
| Östliches Nord-Amerika    | SzO                | NNW                   | SSW                | NO                    |
| Westliches Nord-Amerika   | SzO                | NNO                   |                    |                       |
| Melbourne, Australien     | NzW                | OzS                   | NzO                | W                     |
| Kerguelen-Insel           |                    |                       | NO                 | SW                    |

**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 West-Europa kommen sie aus Südwesten, d. h. aus den Meeres-

gebieten, wo die Wärmeaxe des atlantischen warmen Meeresstromes nach Westen und Süden hin die Temperatur emporreibt. 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 West-Europa 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 Verhältnis 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 Kontinente, 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 gerade aus dem Norden, d. h. vom Eismeere her. Auf den Ostküsten der Kontinente ist die kältebringende Windrichtung nordöstlich und somit der wärmebringenden gerade 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. Im einzelnen Fall kann diese Regel zu scheinbaren Anomalieen führen. Es ist so z. B., wie wir gesehen haben, im nordwest-

lichen Europa der Südwind während der Wintermonate in der Regel ein verhältnismäßig sehr warmer Wind. Wenn nun aber der Umstand eintritt, daß im Osten des Beobachters ein von starker Kälte begleitetes barometrisches Maximum sich gelagert hat, so können die südlichen Winde auf der Westseite dieses Maximums sehr kalt sein. Man sehe die Karten Fig. 33 und 34, wo die südlichen Winde im nördlichen Schweden und am weissen Meer mit  $20^{\circ}$  bis  $45^{\circ}$  Kälte auftreten. In ähnlicher Weise können Winde, welche zuerst als milde Westwinde über das nördliche atlantische Meer hinwehen, durch Abbeugung aus ihrer Richtung im südöstlichen Norwegen zu milden Nordwinden werden. In diesem Fall erhalten dieselben durch ihren Übergang über den norwegischen Gebirgsrücken obendrein einen Föhncharakter (222), der das seinige dazu beiträgt, ihre Temperatur zu erhöhen. Die hier gemachten Bemerkungen sind zum Teil auch auf die übrigen meteorologischen Elemente auszudehnen; namentlich auf die Feuchtigkeit der Luft und die hiervon abhängigen Niederschlagsverhältnisse.

**255.** Inbetreff des Druckes der Wasserdämpfe ergeben die Windrosen folgende Resultate:

|                    | Winter              |                        | Sommer              |                        |
|--------------------|---------------------|------------------------|---------------------|------------------------|
|                    | Höchster Dunstdruck | Niedrigster Dunstdruck | Höchster Dunstdruck | Niedrigster Dunstdruck |
| 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                    |
| Kerguelen-Insel    |                     |                        | N                   | S                      |

**256.** Bei Vergleichung dieser Tabelle mit der Beschreibung der Verteilung des Dunstdrucks, §§ 128 und 129, sieht man, wie im allgemeinen diejenigen Winde den größten Dampfgehalt mit sich führen, welche in geradester 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 Dampfvorrat, während die dampfarmen Winde von NO her den kalten und dampfarmen Gegenden des nördlichen Sibiriens entstammen (128). Im Sommer kommen die dampfreichen Winde mehr von Süden und Südosten, also gerade aus den Gegenden, wo nach der Beschreibung § 129 der Dunstdruck größer ist, als im nordwestlichen Europa. Die dampfarmsten Winde des Sommers sind teils nordwestlich, teils nordöstlich, größtenteils 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 Übersicht:

|                       | Winter      |             | Sommer      |             |
|-----------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
|                       | Feuchtester | Trockenster | Feuchtester | Trockenster |
|                       | Wind        |             | Wind        |             |
|                       | Seewinde    | Landwinde   | Seewinde    | Landwinde   |
| Südliches Norwegen    |             |             |             |             |
| Halle                 | ONO         | W           | W           | O           |
| Madrid                | SSW         | NW          | NO          | SW          |
| West-Sibirien         |             |             | NW          | SO          |
| Peking                | OSO         | NW          |             |             |
| Toronto, Nord-Amerika | O           | NW          | O           | NW          |
| Melbourne             |             |             | O           | N           |
| Kerguelen-Insel       |             |             | N           | S           |

**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 Romsdalsens NW der feuchteste Wind, in der südlichsten Landeshälfte der Südwind. Die trockensten Winde sind an der Romsdalschen Küste SO, an der Westküste O, und östlich vom Kap Lindesnäs NW. In Nord-Deutschland ist der Ostwind im Winter feucht, im Sommer trocken, während dagegen der Westwind gerade 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 Upernivik 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 Verhältnis angeben, welches zwischen der Häufigkeit des Niederschlages bei einer bestimmten Windrichtung und der Häufigkeit des Eintretens eben dieser Windrichtung besteht. Letzteres Verhältnis 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 abhängen. 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:



| Niederschlags-Wahrscheinlichkeit | 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        |
| Kursk, südl. Rußland             | SO     | N        | SW     | O        |
| Orenburg, südöstl. Rußland       | S      | NNO      |        |          |
| Tobolsk, West-Sibirien           | SSW    | NW       | NO     | S        |
| Jakutsk, Ost-Sibirien            | O      | SW       |        |          |
| Hakodade, Japan                  | S      | N        |        |          |
| Peking, China                    | O      | SW       |        |          |
| Upernivik, West-Grönland         | W      | O        |        |          |
| Providence, östl. Nord-Amerika   | O      | NW       | O      | NW       |
| Toronto, östl. 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 niederschlagreichen Winde geradezu 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 Inneren der Kontinente 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 in unseren Gegenden 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. Auf Kerguelen-Insel im südlichen indischen Meere ist im Sommer NW der stärkste, Ost der schwächste Wind.

**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         |
| Mittel-Deutschland        | NO        | SW          | NNO       | SSW         |
| Nord-Rußland              | OSO       | SW          | NNO       | SSW         |
| Mittel- u. Südost-Rußland | NOzO      | SW          | NOzN      | WSW         |
| West-Sibirien             | NO        | SSW         | NNW       | SW          |
| Ost-Asien                 | NzW       | SOzS        |           |             |
| Östliches Nord-Amerika    | NzW       | S           | NzO       | WzS         |
| Sitcha                    | N         | SO          |           |             |
| Kerguelen-Insel           |           |             | S         | N           |

**263.** Hieraus ersieht man, wie auf der Westseite der Kontinente innerhalb der nördlichen gemäßigten Zone es im Winter nordöstliche Winde sind, welche den höchsten Luftdruck, und südwestliche, welche den niedrigsten Luftdruck begleiten. Auf der Ostseite der Festländer sind dagegen nördliche bis nordwestliche Winde die, welche mit dem höchsten, und südliche bis südöstliche Winde die, welche mit dem niedrigsten Luftdruck auftreten. Die Erklärung können wir erst in § 341 geben.

**264.** Im Sommer sind die Winde mit hohem Luftdruck auf den Westseiten der Kontinente 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 Kontinente haben sich dagegen die Winde mit hohem und 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 charakterisieren die Winde nach ihrem Vermögen, den Luftdruck zum Steigen oder zum Fallen zu bringen. Die Resultate der darüber angestellten Berechnungen folgen hier:

| Stärkste Barometer-Veränderungen | Winter  |      | Sommer  |      |
|----------------------------------|---------|------|---------|------|
|                                  | Steigen | Fall | Steigen | Fall |
| Novaja Semlja                    | NW      | SSO  |         |      |
| West- und Mittel-Europa          | NW      | S    | NWzN    | S    |
| Südost-Rußland                   | NNW     | SzO  | N       | S    |
| West-Sibirien                    | NW      | SSO  | N       | SSO  |
| Ost-Asien                        | NNW     | SO   |         |      |
| Nordwest-Amerika                 | NW      | SO   |         |      |
| Östliches Nord-Amerika           | 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 Äquatorseite (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 derart, 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, wolkgigsten und regnerischsten Luftströme, welche von niedrigem Luftdruck begleitet werden, kommen auf der nördlichen Halbkugel, an der Westseite der Kontinente, namentlich in Europa, als äquatoriale Seewinde aus Südwesten, und auf der Ostseite der Kontinente aus Südosten, während die kältesten, trockensten, klarsten und regenärmsten Luftströme, welche vom höchsten Luftdruck begleitet werden, polare Landwinde sind und auf der Westseite der Kontinente 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 mitteilt 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 direkten 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 höheren Schichten der Atmosphäre zur Folge hat, tritt eine Verminderung der Luftmenge über dem erwähnten Orte, und also eine Verringerung des Luftdruckes ein (160). 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 herzu, als notwendig 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 Kontinente 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. Auch lässt die trockene Luft die Wärmestrahlen leichter durch, als die feuchte. 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, dafs 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  $0^{\circ}$  und 760<sup>mm</sup> Druck 1,293 Gramm, ein Liter mit Wasserdampf gesättigter Luft dagegen unter denselben Verhältnissen 1,290 Gramm. Bei  $20^{\circ}$  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 Aufsteigen der dort befindlichen Luft. So vermehrt die Verdichtung des Wasserdampfes die Kraft des aufsteigenden Luftstromes. Über der Wolke fließt dann die aufsteigende Luft auch nach den Seiten hin ab, und infolge 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 mitgeteilte 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 14mal so schwer ist, als Wasser, wird eine Regenhöhe von 14<sup>mm</sup> einem Fallen des Barometers um 1<sup>mm</sup> 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 veranlafte Vermehrung der Höhe der Flächen gleichen Druckes wird wieder dadurch ausgeglichen, daß die Luft in den oberen Schichten sich nach den Seiten hin ausbreitet. Über dem erwärmten Orte wird somit die Höhe der drückenden Luftsäule nicht vermehrt, dagegen aber ihre Dichtigkeit vermindert, und somit der Luftdruck verringert (160).

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 Wolkenschicht und damit die Kraft des aufsteigenden Luftstroms. Wenn der Niederschlag ausgeschieden und zur Erde herabgefallen, ist der ganze Druck, welchen er als Bestandteil der Atmosphäre durch sein Gewicht ausgeübt hatte, entfernt. Somit wird der Niederschlag eine sehr einflussreiche, ja nach der Erwärmung der Luft 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 Schichten gleichen Druckes ausfüllt (160).

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 Windrosen für die Änderung des Luftdruckes (265) kennen gelernt haben, so findet eine augenfällige Übereinstimmung statt. Dort sehen wir, wie die von der Äquatorseite herkommenden Luftströme den Luftdruck verringern, während die von der Polarseite kommenden Strömungen denselben erhöhen. Jene sind aber offenbar warme, und daher meistens dampfreiche Luftströme, welche, nach dem hier Bemerkten, gerade die Eigenschaften vereinigen, welche ein Fallen des Barometers hervorrufen können; diese dagegen kalte und trockne Winde, mit allen den Bedingungen ausgerüstet, nach welchen ein Steigen des Barometers zu erwarten steht.

Auf diesen Gegenstand werden wir weiter unten noch einmal zurückkommen.

---

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 reduciert (152), und nach dieser Reduktion auf der Karte neben der betreffenden Station eingeschrieben. Sie ist nicht auf die Schwere von  $45^\circ$  reduciert worden (154). 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 isobarische 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 Übersicht über die Verteilung des Luftdruckes. Die Richtung des Windes ist durch Pfeile bezeichnet, welche mit dem Winde laufen. Das Gradnetz aller Karten ist das Mercatorsche, 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 Überzogen dadurch, daß das ganze Innere des Ringes schwarz ist.

Fig. 33.  
25 Januar 1868  
Morgen.

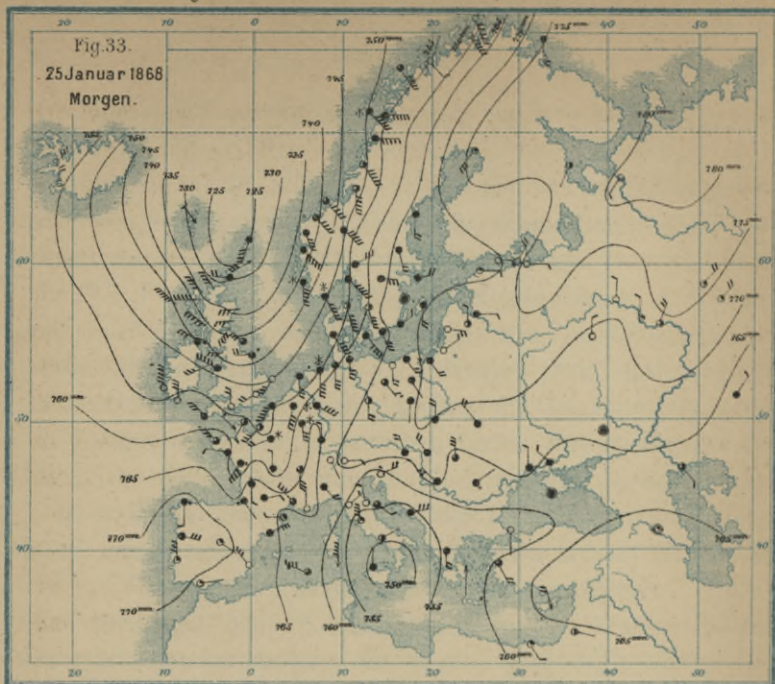


Fig. 34.  
25 Januar 1868.  
Morgen.





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 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 frühmorgens stattfanden. Aus dieser Karte können wir folgendes ersehen:

**Luftdruck.** Die isobarischen Linien weisen nach, daß östlich von den Färöern und nördlich von den Shetlandinseln es einen Punkt giebt, an welchem der Luftdruck niedriger ist, als an allen umliegenden Punkten. Derselbe beträgt hier bloß 723<sup>mm</sup>. Von diesem Punkte aus wächst der Luftdruck nach allen Richtungen hin. Westlich von Island, in Frankreich, in Dänemark und am Nordkap hat er so z. B. überall seine Durchschnittshöhe 760<sup>mm</sup> 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<sup>mm</sup> 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 Süd-Europa finden wir außerdem bei Oporto in Portugal noch ein barometrisches Maximum mit einem Luftdruck von ungefähr 774<sup>mm</sup> und bei Sicilien ein barometrisches Minimum von ungefähr 747<sup>mm</sup>.

**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 (auf das Meeresniveau reducierten) Luftdrucke zweier Punkte, die in einer gewissen Entfernung von einander liegen, stattfindet. Diese Gerade bezeichnet die Richtung des baro-

metrischen Gradienten, den man sich vom höheren nach dem niedrigeren Luftdruck hinweisend denkt. Die Gröfse des Gradienten wird durch die Anzahl Millimeter ausgedrückt, um welche der (reducierte) Luftdruck abnimmt, während man sich in der Richtung des Gradienten um einen Meridiangrad oder 15 geographische Meilen weiterbewegt. Durch die Richtung und Gröfse des Gradienten ist die Verteilung des Luftdruckes um einen bestimmten Punkt ausreichend bestimmt.

277. Sind die isobarischen Linien konzentrische Kreise, deren gemeinschaftlicher Mittelpunkt ein barometrisches Maximum oder Minimum bildet, so fällt die Richtung des Gradienten mit derjenigen der Radien zusammen, nur dafs dieselbe das eine Mal nach Aussen, das andere Mal nach Innen hin zu rechnen ist. Bilden die Isobaren parallele gerade Linien, so werden auch die Richtungen der Gradienten parallel mit einander werden. Je dichter die Isobaren neben einander liegen, desto gröfser wird auch die Millimeteranzahl, um welche der Luftdruck auf der Strecke eines Meridiangrads abnimmt oder zunimmt, oder mit anderen Worten, desto gröfser 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,  $6,3^{\text{mm}}$  pr. Meridiangrad; Bergen, WNW,  $6,6^{\text{mm}}$  pr. Grad; Archangelsk, nach WNW,  $0,9^{\text{mm}}$  pr. Grad; Italien, nach S,  $1,95^{\text{mm}}$  pr. Grad.

279. **Richtung 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 Verteilung 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 niedrigeren 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 (Nord-Frankreich, 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 gerade 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 Luftteilchens 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, Ost-Preussen), 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 Abbiegung nach rechts, und beschreibt eine spiralförmige Bahn, welche die Luft vom höchsten Luftdrucke fortführt, und in einer Richtung, die „mit der Sonne“ geht, sich um diesen herum windet und ihm 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 Verteilung 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 aufnötigen, 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 gröfser wird, als am anderen in demselben Niveau, wird die Luft vom Punkte des höheren Druckes nach dem des niedrigeren hingetrieben werden. Die Richtung des Gradienten zeigt den Weg, welchen dieser Luftstrom einzuschlagen strebt, und seine Gröfse ist ein Mafs 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 mufs. Die Kraft, welcher die Luft ihre Bewegung verdankt, wird daher unter diesen Umständen den Luftteilchen keine merklich beschleunigte Geschwindigkeit mitteilen, 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. Welche Geschwindigkeit einer bestimmten Gröfse des Gradienten entspricht, hängt, aufser von der gegenseitigen Richtung des Gradienten und der Bahn des Windes, von den Hindernissen ab, welche der Luft in ihrer Bahn entgegentreten. Über dem Meere ist ihre Bewegung ungehinderter, als über dem Lande, in den höheren Schichten ungehinderter, als über dem Bergland; daher wird dieselbe Gröfse des barometrischen Gradienten verschiedene Windgeschwindigkeiten hervorrufen: eine gröfsere über dem Meer, als über dem Lande, eine gröfsere in der Ebene,

als im Gebirge, unbedingt die grösste aber in den höheren Luftschichten.

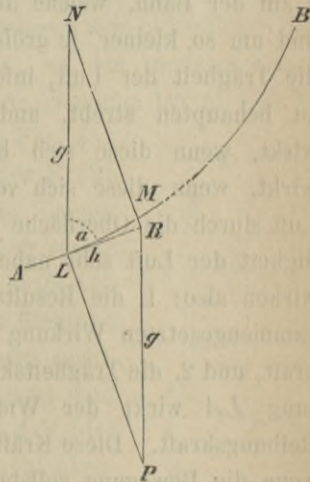
284. Während aber so die Luft infolge des Druckunterschiedes den Antrieb empfängt, in der Richtung des Gradienten sich zu bewegen, ist sie gleichzeitig der Einwirkung anderer Kräfte ausgesetzt, durch deren Vermittelung sie gewöhnlich, und oft sehr bedeutend, aus der Richtung des Gradienten abgelenkt wird. Diese störenden Einflüsse bestehen in der Einwirkung der Erdumdrehung auf die über die kugelförmige Erdoberfläche dahinströmenden Luftteilchen und in der eigenen Centrifugalkraft derselben. Die Wirkung der Erdumdrehung (201) äussert sich nach Weise einer Kraft, welche senkrecht auf die Bahn des Luftteilchens 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 blofs 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 Zeitssekunde beträgt. Unter dem 30. Breitengrad ist sie gerade halb so gros, d. h.  $7\frac{1}{2}$  Grad in der Stunde; und unter dem Äquator, 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 aus Süden, Norden, Osten, Westen oder sonst einem Kompassstrich 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 Luftteilchen sich auf einer gekrümmten Bahn bewegen, und äussert sich als eine Kraft, welche das Luftteilchen aus der gekrümmten Bahn, auf

welcher es zurückgehalten wird, herauszudrängen strebt, um seine Bewegung in gerader 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 ( $2 \times 2$ ), die dreifache Geschwindigkeit eine 9fache ( $3 \times 3$ ) Centrifugalkraft u. s. w., während einer doppelt so scharfen Krümmung nur eine doppelte Centrifugalkraft entspricht.

286. Bezeichnet in Fig. 35 die Linie  $g$  die Richtung des Gradienten, und die Länge dieser Linie  $g$  die aus der Gröfse des Gradienten sich ergebende Kraft, welche ein Luftteilchen in der Richtung dieser Linie  $g$  vorwärts zu treiben sucht, und ist ferner der Bogen  $AB$  ein Stück der wirklichen Bahn dieses Luftteilchens, so ist diese Bewegung auf folgende Weise zu stande gekommen. Gäbe es keine Kräfte, welche ablenkend auf die Bewegung des Luftteilchens einwirkten, so würde dasselbe sich natürlich von  $L$  nach  $N$  in der Richtung des Gradienten bewegen. Infolge der Erdumdrehung hat nun aber das bewegte Luftteilchen — wir denken uns dasselbe auf der nördlichen Halbkugel — immer das Bestreben, nach rechts hin auszuweichen. Dieses Bestreben entspricht einer Kraft, welche längs der Linie  $LP$ , d. h. senkrecht auf die thatsächlich beschriebene Bahn des Luftteilchens wirkt. Nach derselben Richtung  $LP$  wirkt nun aber auch die Centrifugalkraft, deren Bestreben es ist, das Luftteilchen aus seiner Bahn  $LM$ , nach außen hin, heraus zu drängen. Die Linie  $LP$  stellt somit die gesamte ablenkende

Fig. 35.

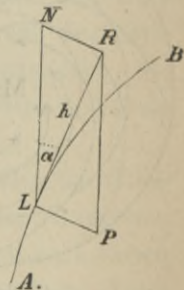


Kraft vor, welche aus der vereinten Wirkung der Erdumdrehung und der Centrifugalkraft entstanden ist und darauf hinausgeht, das Luftteilchen aus seiner Bahn nach rechts hin abzubeugen. Konstruiert man nun das Parallelogramm der Kräfte, indem man  $NR$  parallel mit  $LP$ , und  $PR$  parallel mit  $LN$  zieht, so findet man, dafs das Resultat der verschiedenen Kräfte, welche gleichzeitig in den Richtungen  $LN$  und  $LP$  auf das Luftteilchen wirken, darin bestehen mufs, dafs dasselbe sich von  $L$  nach  $R$  hin bewegt. Die Linie  $LR$  bezeichnet also die Richtung der Bewegung des Luftteilchens. Sie bildet mit der Richtung des Gradienten den Ablenkungswinkel  $\alpha$ . Die Geschwindigkeit des Luftteilchens beruht auf der einen Seite auf der Gröfse der Kraft, die in der Richtung  $LR$  wirkt, und auf der andern Seite auf der Gröfse des Widerstandes. Die Kraft, welche längs  $LR$  wirkt, ist eine doppelte: zuerst die Projektion der Gradientkraft  $g$  auf der Bahn, welche um so gröfser wird, je gröfser  $g$  ist, und um so kleiner, je gröfser der Ablenkungswinkel  $\alpha$  ist, dann die Trägheit der Luft, in Folge dessen sie ihre Geschwindigkeit zu behaupten strebt, und die also der Bewegung entgegen wirkt, wenn diese sich beschleunigt, und mit der Bewegung wirkt, wenn diese sich verzögert. Der Widerstand, den die Luft durch die Oberfläche der Erde erleidet, ist der Geschwindigkeit der Luft sehr nahe proportional. In der Richtung  $LR$  wirken also: 1. die Resultante der Gradientkraft und der zusammengesetzten Wirkung der Erdrotation und der Centrifugalkraft, und 2. die Trägheitskraft. In der entgegengesetzten Richtung  $LA$  wirkt der Widerstand gegen die Bewegung, die Reibungskraft. Diese Kräfte halten einander das Gleichgewicht, wenn die Bewegung vollständig zu stande gekommen ist.

287. Der Grad der Ablenkung oder der Winkel  $\alpha$  wird um so gröfser ausfallen, je gröfser die Wirkung der Erdumdrehung, das heifst, je gröfser die Breite ist. Am Äquator verursacht die Erdumdrehung keine Ablenkung. Der Winkel  $\alpha$  wird auch um so gröfser, je mehr die Hindernisse der Bewegung sich vermindern, und umgekehrt. Er wird also am gröfsten

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 Luftteilchens 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 Luftteilchen, bei großer Geschwindigkeit, noch dazu stark gekrümmt sind, so wird die Centrifugalkraft eine so starke Ablenkung 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 Luftteilchen 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 Luftteilchen 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 Ablenkung 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.

Fig. 36.



288. Die Krümmung der Windbahn nach der einen oder anderen Seite beruht auf der Verteilung der Isobaren oder des Luftdruckes. Denken wir uns, was wenigstens annähernd der Wirklichkeit entspricht, die Isobaren als Kreise um ein

Fig. 37. Nördliche Halbkugel. Fig. 38.

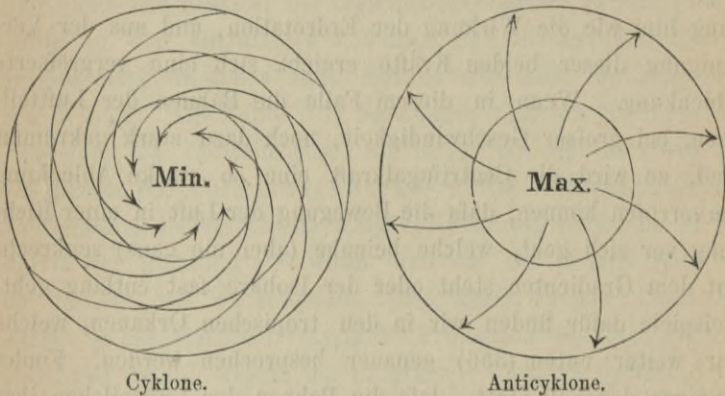
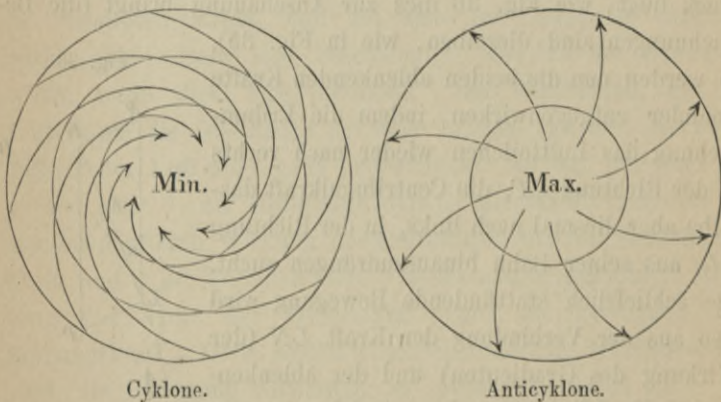


Fig. 39. Südliche Halbkugel. Fig. 40.



Maximum oder Minimum des Luftdruckes und ferner, daß die Einwirkung der Erdumdrehung über die ganze (in Betracht kommende) Strecke ziemlich nahe dieselbe bleibt, so ergibt 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 stellen diese Verhältnisse für die nördliche, und 39 und 40 für die südliche Halbkugel dar. In Fig. 37 und 39 haben wir barometrische Minima (mit sogenannter cyclonischer Luftbewegung), und in Fig. 38 und 40 barometrische Maxima (mit sogenannter anticyklonischer Luftbewegung) 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 Verhältnis zum Teil 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 abgelenkt. Eine aufmerksame Betrachtung der Wetterkarten wird zeigen, daß das wirklich auch in vielen Fällen sich nachweisen läßt, doch muß dabei in Be-

tracht gezogen werden, dafs bei den schwachen Gradienten, welche die barometrischen Maxima oft begleiten, sehr häufig örtliche Abweichungen von der allgemeinen Luftverteilung und damit auch lokale Gradienten auftreten, die zusammen mit der Bodenbeschaffenheit zu Winden Veranlassung geben, deren Richtung und Stärke nicht mit der durchschnittlichen Verteilung des Luftdruckes übereinstimmt. Bei der stärkeren Bewegung der Luft 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 studieren, zu welchem Zeitpunkt sich, wie wir gesehen, ein Luftdrucks-Minimum bei den Färöern und Shetlands-Inseln, und ein Luftdrucks-Maximum im nordöstlichen Rufsland nachweisen liefs. In Fig. 34 sind die ausgezogenen Linien Isothermen, die direkt nach den Beobachtungen, ohne Reduktion auf die Meeresfläche, eingezeichnet wurden. Die meisten Stationen liegen übrigens nicht besonders hoch, und während des Winters ist ausserdem die Reduktion 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 Verteilung der Lufttemperatur geben. Man ersieht daraus, wie der höchste Luftdruck von einer ausserordentlich niedrigen Temperatur begleitet wird, welche im nordöstlichen Rufsland sogar bis unter  $-50^{\circ}$  herabgeht. Von hier aus verbreitet sich die Kälte, doch mit abnehmenden Graden, über das ganze nördliche Rufsland, die skandinavische Halbinsel und Deutschland hin. Die Isotherme für  $0^{\circ}$  liegt ungefähr übereinstimmend mit der entsprechenden Januar-Isotherme (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<sup>mm</sup>, 1<sup>mm</sup>, 3<sup>mm</sup>, 5<sup>mm</sup>, 7<sup>mm</sup> betrug. Man bemerkt, wie die Menge des Wasserdampfes fast ganz genau der Lufttemperatur entspricht. Die Linie für 0,5<sup>mm</sup> Dunstdruck folgt der Isotherme für  $-26^{\circ}$ , die Linie für 1<sup>mm</sup> Dampfdruck folgt der Isotherme für  $-18^{\circ}$ , diejenige für 3<sup>mm</sup> folgt der Isotherme für  $-5^{\circ}$ , die für 5<sup>mm</sup> der Isotherme für  $2^{\circ}$  bis  $5^{\circ}$ , und die für 7<sup>mm</sup> der Isotherme von  $7^{\circ}$  bis  $10^{\circ}$ . 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 West-Europa begleitet dagegen ein Keil oder eine Zunge reicherer Dampfgehaltes die höhere Temperatur.

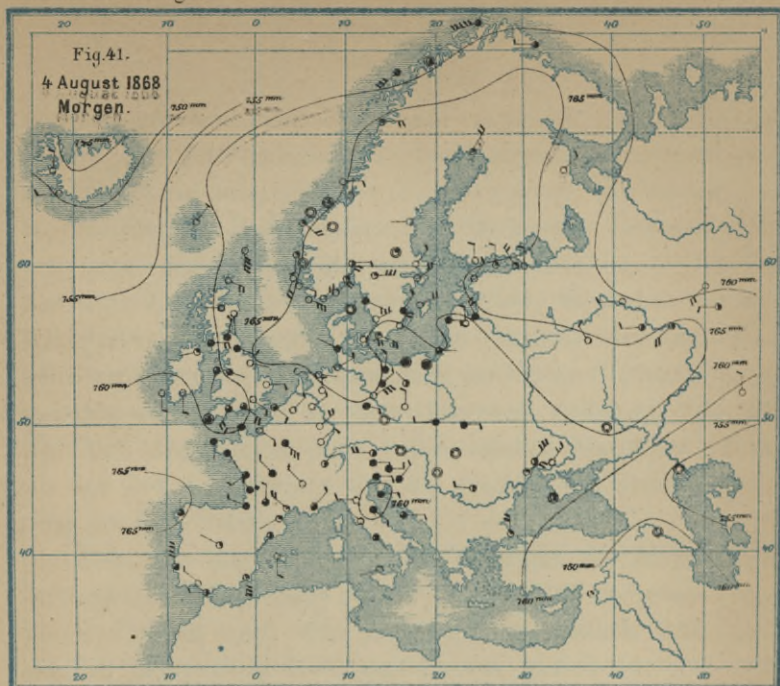
**293.** Auf der Karte Fig. 33 finden wir die Luft in Rußland im ganzen sehr heiter, während die Luft in der Umgebung der barometrischen Minima in West- und Süd-Europa größtentheils sich als überzogen ausweist, und die starke Bewölkung an manchen Orten von Niederschlag begleitet ist, der, je nach der 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 Verteilung 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 herkommt, 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 (222), 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 Erdoberfläche um so rascher von statten, und die untersten Luftlagen werden stark erkaltet, stärker als die untersten Lagen des darüber sich bewegenden, nach den Seiten abfließenden, niedersteigenden Luftstromes (63). 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 Inneren der Kontinente 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 West-Europa wehen und warme, feuchte und wolkige Luft mit sich führen, ver-





einigen, im Gegensatz gegen jene nördlichen und östlichen Winde, alle Bedingungen für das Eintreten eines niedrigen Luftdruckes in den Gegenden, nach welchen sie hinströmen. Im vorliegenden Falle werden ihre Wirkungen indessen teilweise 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 dasselbe 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 verteilt 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 samt Mittel-Rußland. Am allerhöchsten ist derselbe im mittleren Schweden, wo er bis auf 769<sup>mm</sup> 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 Temperatur-Verhältnissen, zumal im Sommer, am leichtesten örtliche Unregelmäßigkeiten in der Verteilung 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 Verhältnis zum Gradienten bestimmt. Während dieser Ge-

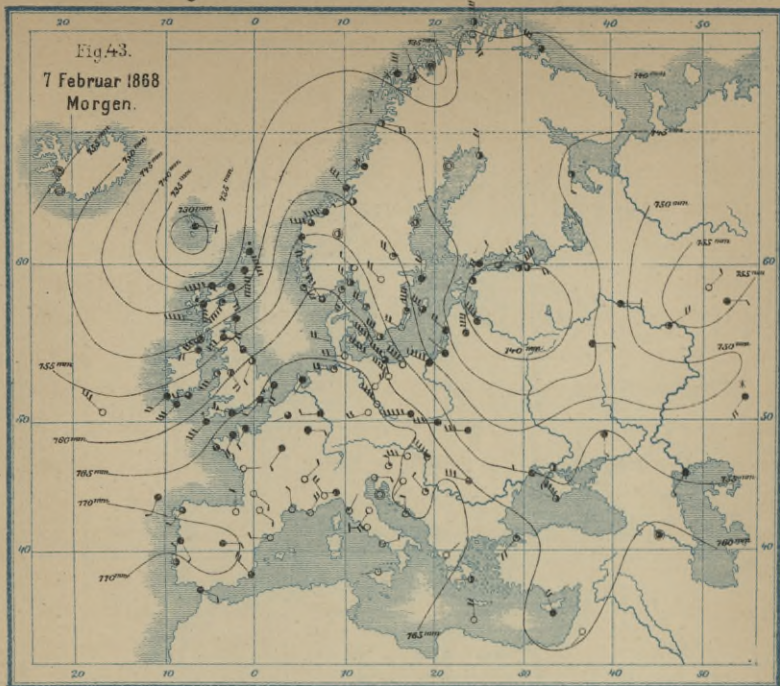
stalt die Atmosphäre sehr ruhig ist, ist die Luft auch an den meisten Orten klar und nur an einzelnen Punkten bewölkt. Ebenso ist die Menge der Wasserdämpfe, besonders in Nord-Europa, im Verhältnis zur Jahreszeit, gering. Die klare und trockene Luft — offenbar wesentlich eine Folge des niedersteigenden 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 Teil des Mittelmeeres und beim kaspischen Meere liegt, aber über Großbritannien und dem südlichen Norwegen und Schweden besteht ein Wärmemaximum, da die Temperatur hier  $20^{\circ}$  beträgt, während sie ringsum niedriger ist, nicht nur nach Norden, sondern auch nach Süden hin, im mittleren Europa. Eine andere Vorstellung von der Verteilung 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 West-Europa eine die normale übersteigende Temperatur hat, und daß der Wärmeüberschuß auf den britischen Inseln, sowie im südlichen Norwegen und dem südlichen Schweden bis über  $5^{\circ}$  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 Nord-Rußland, Süd-Rußland, 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 Teil des adriatischen Meeres. Um diese Minima des Luftdruckes ist es in der That vorwiegend der Fall, daß die Temperatur-senkung sich geltend macht, ebenso wie in der gleichfalls an ein Minimum grenzenden Strecke zwischen Island und dem Nordkap. Die größere Feuchtigkeit der Luft, auf welcher die Bildung dieser Minima mit beruht, scheint hier, teilweise wenigstens, den Erklärungsgrund für die geringere Wärme darzubieten, da die feuchte Luft die Sonnenstrahlen nicht so leicht durchläßt, wie die trockene. 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 erhalten hat, und wie diese Wärme langsam um das barometrische Maximum herum abnimmt.

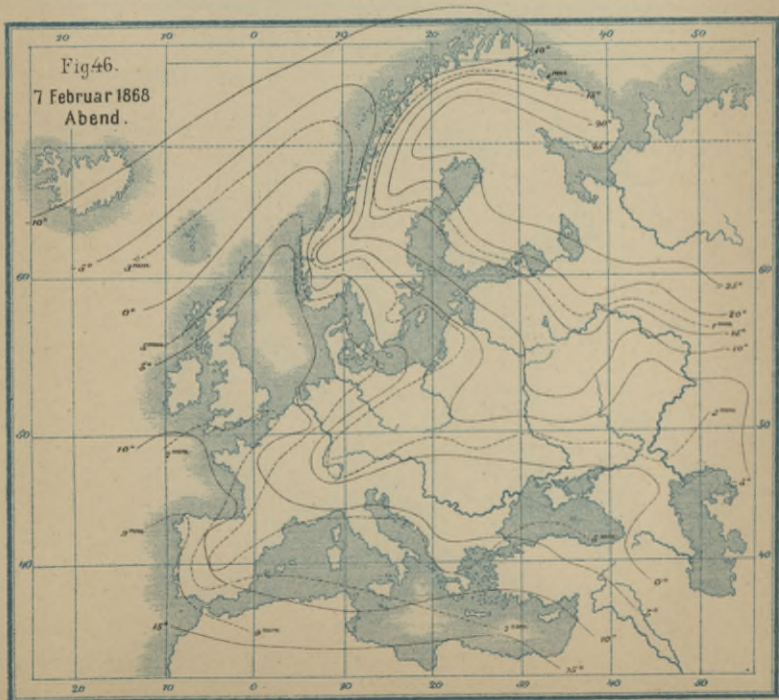
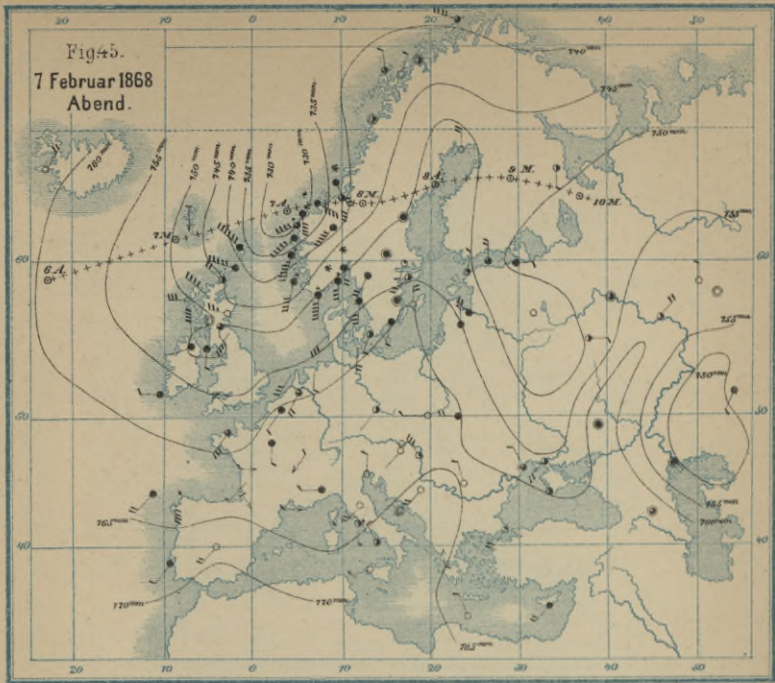
**298. Die barometrischen Minima.** Fig. 43 und 44 zeigen den Zustand der Atmosphäre am Morgen des 7. Februar 1868. Fig. 43 weist nach, wie der Luftdruck in Süd-Europa, und zumal über Spanien und Portugal am höchsten ist, wo er bis über 771<sup>mm</sup> hinaufgeht. Über Mittel-Europa schiebt dieser höhere Luftdruck, mit mehr als 760<sup>mm</sup> 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<sup>mm</sup>. Bei Tromsö krümmen sich die Isobaren um ein zweites barometri-

ches Minimum mit einem Luftdruck von  $732^{\text{mm}}$ . Ein drittes barometrisches Minimum findet sich östlich von Riga und südlich von Petersburg mit einem Luftdruck von  $737^{\text{mm}}$ . In der Region des hohen Luftdruckes in Süd- und Mittel-Europa sind die Gradienten klein, die Winde schwach und unregelmäßig und der Himmel größtenteils klar. Die Menge der Wasserdämpfe ist hier, wie Fig. 44 ausweist, verhältnismäßig 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 Buijs-Ballotschen 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 Nordwesten. 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 samt dem Eismeere, außerhalb der norwegischen Westküste, hinauferstrecken. Dieser Reichtum 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, sowie 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

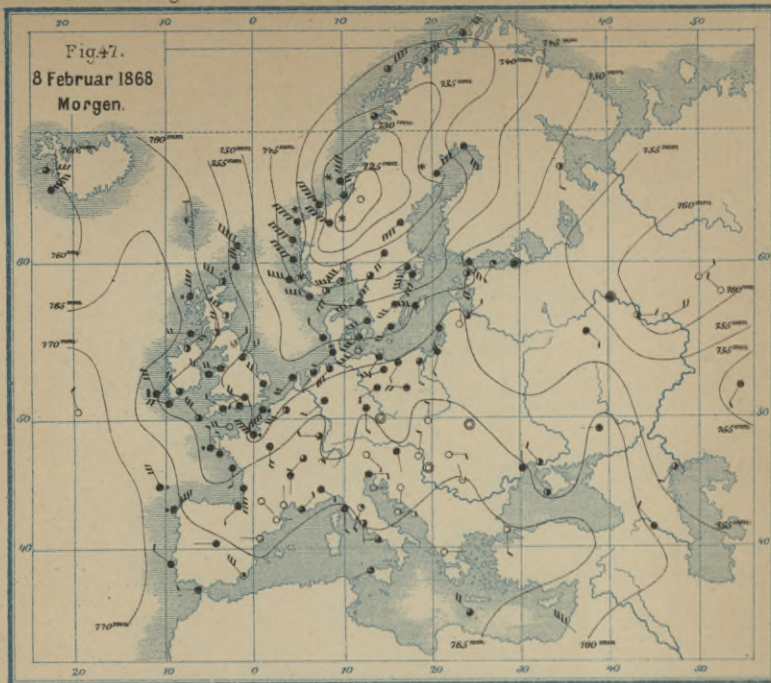




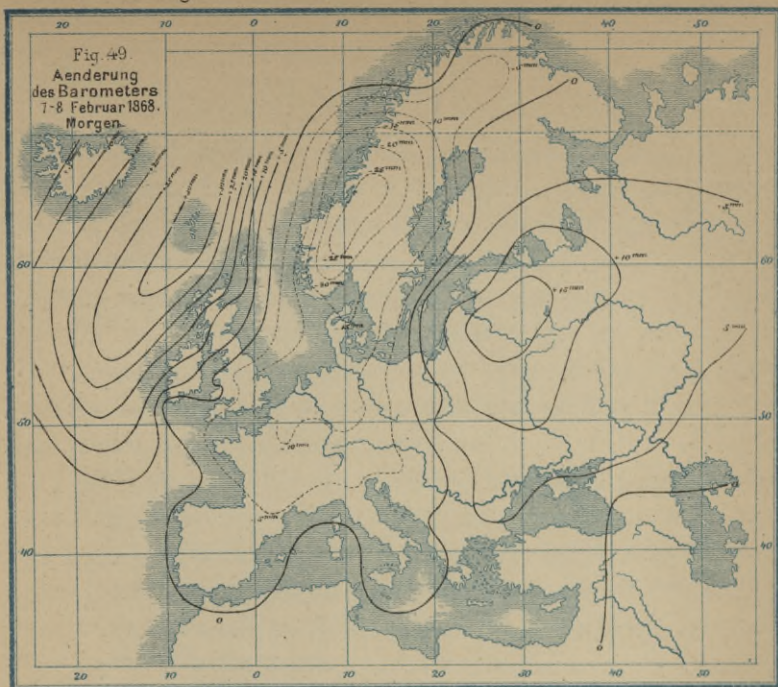
















Wasserdampf begleitet, wie die Ausbuchtungen der Linie für 3<sup>mm</sup> dies zeigen, die starken nordwestlichen Winde im Kattegat und in der Ostsee. In Mittel-Europa ist die Temperatur verhältnismäßig niedrig und die Dampfmenge verhältnismäßig gering, und im nordöstlichen Europa sind sowohl die Temperatur als der Dunstdruck sogar sehr klein, da der letztere in Lapland und Nord-Sibirien 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 West-Rufsland 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 Laufe der folgenden 24 Stunden in diesen Verhältnissen eintreten, wie diese Veränderungen sich zum gleichzeitigen Zustand der gesamten 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 punktierten Linien veranschaulichen den Fall des Barometers und sind durch die Punkte gelegt, in welchen das Barometer am folgenden Morgen bezüglich 5<sup>mm</sup>, 10<sup>mm</sup>, 15<sup>mm</sup>,

20<sup>mm</sup> niedriger zeigte, als am vorhergegangenen. Die dünnen ausgezogenen Linien bezeichnen in ähnlicher Weise das Steigen des Barometers innerhalb der 24 Stunden. Wir sehen aus dieser Darstellung, dafs 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 Rösos gewesen, an welchem letzteren Orte es am Morgen des 8. Februar 28<sup>mm</sup> 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<sup>mm</sup> 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 18<sup>mm</sup> 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 punktierte Linie eine Verminderung der Temperatur um 5°. Wie man sieht, ist die Temperatur über Nord-Rußland, Finland, Schweden, Norwegen, Dänemark, dem südlichen Teil der Nordsee, den Niederlanden, einem Teil 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 West-Rußland, sowie in Ungarn gefallen.

**302.** Vergleicht man die Karten Fig. 44 und Fig. 48, welche beide die Verteilung des Wasserdampfes, jene am 7.

und diese am 8. Februar darstellen, so findet man, daß der Druck (oder Menge, 111) des Wasserdampfes in Finland, Schweden, Norwegen, Dänemark, West-Deutschland, den Niederlanden, über dem südlichen Teil 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 Kanal, Island und Norwegen, und am stärksten wieder bei den Färöern. Eine ähnliche Abnahme des Dunstdruckes beobachtet man in Rußland, vorzüglich in Mittel-Rußland.

**303.** Fig. 47 liefert die Übersicht 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 und südwestlichem 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 ausgedrückt, 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 Hilfe der für den Zeitraum von 24 Stunden nachgewiesenen Veränderungen der meteorologischen Elemente wenigstens annähernd lösen. Ge-

nauere Untersuchungen haben nämlich gezeigt, daß die Veränderungen, welche in einem kürzeren Zeitraum (z. B. von einer Stunde) vorgehen, der gerade 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. Morgenstunde gelten, so werden wir aus ihnen auf die Veränderungen schließeln 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. Teil der Veränderung betragen kann, die im Laufe des ganzen Tages vor sich geht. Der Luftdruck bei Rörös ist z. B. vom Morgen des 7. bis zum Morgen des 8. um  $28^{\text{mm}}$  gefallen. Hieraus berechnen wir, daß der Luftdruck am Abend des 7. um  $\frac{28}{24}$  Millimeter oder um  $1,17^{\text{mm}}$  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 Wirbelzentrum ein wenig im Norden vom Vorgebirge Stat, ungefähr auf derselben Breite mit Throndhjem. 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 vom Schneefall begleitet wurden, im Throndhjemischen, wo es gleichfalls hier 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 Nord-

see, in England, Nord-Frankreich, 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 mäfsiger 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 Südwest-Europa aus über die Nordsee, Dänemark, Schweden und Norwegen hinauf wehen, verursachen ein Steigen der Temperatur (252), bringen eine gröfsere 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 Throndhjemschen. 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 Kanal aus nach einem Punkte ein wenig nördlich vom Kap Stat, so wird diese Linie die Grenze zwischen den verschiedenen Luftströmungen

bilden, von welchen die einen das Barometer zum Fallen, die anderen 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 es am Morgen des 8. (Fig. 47), ein wenig östlich von Thronhjemsfjord. Um diesen Punkt krümmen sich die isobarischen Linien mit ziemlich starken Gradienten (gehäuften Isobaren), besonders an der norwegischen Westküste, wo infolge davon heftige Stürme herrschen. Im übrigen sieht man, wie die Winde dem Buys-Ballotschen Gesetze folgen. Das barometrische Minimum, welches wir tags zuvor in West-Russland antrafen, ist verschwunden, indem der Luftdruck in dieser Gegend gestiegen und die Luftverdünnung ausgefüllt ist. In Süd-Europa 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 abgibt. 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 passierte es die Färöer, ging abends desselben Tages, etwas nördlicher, an Kap Stat vorüber, befand sich am Morgen des 8. im Osten von Throindhjem 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 einige Ähnlichkeit mit einer Wellenlinie erhält. Die Geschwindigkeit, mit welcher das barometrische Minimum fortschreitet, zeigt sich in den verschiedenen Teilen der Bahn verschieden, wie dies am deutlichsten aus folgender Tabelle hervorgeht:

| Zeitraum                             | Durchlaufene Bahn<br>in Graden | Geschwindigkeit<br>Kilometer in der<br>Stunde | Geschwindigkeit<br>Meter per<br>Sekunde |
|--------------------------------------|--------------------------------|-----------------------------------------------|-----------------------------------------|
| 6. Febr. abends — 7. Febr. morgens   | 6°,8                           | 63                                            | 17,5                                    |
| 7. Febr. morgens — 7. Febr. abends   | 6°,3                           | 59                                            | 16,4                                    |
| 7. Febr. abends — 8. Febr. morgens   | 3°,7                           | 34                                            | 9,5                                     |
| 8. Febr. morgens — 8. Febr. abends   | 3°,6                           | 33                                            | 9,2                                     |
| 8. Febr. abends — 9. Febr. morgens   | 3°,4                           | 32                                            | 8,9                                     |
| 9. Febr. morgens — 10. Febr. morgens | 3°,5                           | 16                                            | 4,4                                     |

**311.** Die Geschwindigkeit, mit welcher das barometrische Minimum sich über die Erde hin fortpflanzt, ist also bei seinem Übergang 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 Festlandes erreicht hat. Diese Geschwindigkeit behauptet dasselbe alsdann, bis es sich dem weissen Meere genähert, wo wieder ein verhältnismässig eben so grosser 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 reducierte) Gröfse des Luftdruckes über dem Orte des Minimums. Die folgende Tabelle zeigt die Gröfse des Luftdruckes im jedesmaligen barometrischen Minimum zu den verschiedenen Zeiten und an den verschiedenen Orten:

| Zeit              | Ort                    | Luftdruck         |
|-------------------|------------------------|-------------------|
| 7. Febr. morgens  | Färöer                 | 727 <sup>mm</sup> |
| 7. Febr. abends   | nördl. von Stat        | 725               |
| 8. Febr. morgens  | östl. von Throndhjem   | 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 etwa um 5 Uhr, als das Wirbelcentrum Throndhjem passierte, und betrug ungefähr 723<sup>mm</sup>. 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 begann, und dieses Steigen oder diese Ausgleichung ist regelmäsig fortgeschritten, während das Centrum sich nach dem nördlichen Rußland zu fortbewegte.

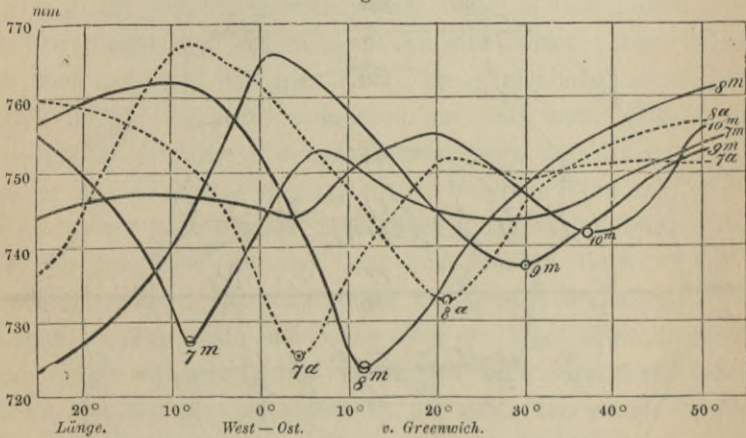
**313.** Gleichzeitig mit dem Sinken des Luftdruckes im Centrum der Wirbelbewegung geht aber auch eine Erweiterung der Isobare für die einzelnen Barometerhöhen vor sich, d. h. die Luftverdünnung breitet sich über gröfsere Strecken aus.



So hat die Isobare für 730<sup>mm</sup> am 7. bei den Färöern einen sehr geringen Umfang, am 8. bei Throndhjem dagegen einen bedeutend größeren. Am Abend des 8. ist der Luftdruck im Centrum bereits über 730<sup>mm</sup> gestiegen. Die Isobare für 740<sup>mm</sup> 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

Fig. 51.

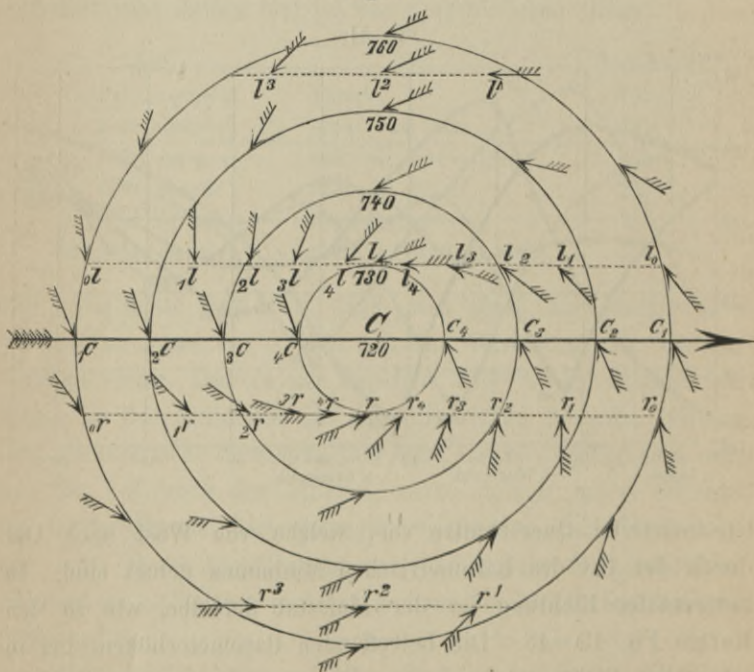


barometrische Querschnitte vor, welche von West nach Ost durch den Ort des barometrischen Minimums gelegt sind. In horizontaler Richtung ist der Maßstab derselbe, wie in den Karten Fig. 43—48. Die betreffenden Barometerhöhen sind in lotrechter Richtung abzulesen. Die ganz ausgezogenen Querschnitte gelten für die Morgenstunden, die punktierten 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 Nord-Europa hinschreitet, und wie die Vertiefungen anfangs, während der Wirbel das atlantische Meer passiert, 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

Fig. 52.



(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 teilt dieselbe den Wirbel in zwei Hälften. Steht man im Mittelpunkt 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 gerade 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 passiert hat, und dieser in die Lage  ${}_4c$  eingetreten ist, weht der Wind von NNW, also aus der gerade entgegengesetzten Richtung von der, welche er vor dem Übergang 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 gerade in der Bahn des Wirbelcentrums liegt, so weht der Wind vor dem Übergang des Centrums beständig aus derselben Richtung, springt aber während des Überganges 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 hingeht, 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  ${}_1l$  geradezu N und in  ${}_0l$ , 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, 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 nach der gerade

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 geradlinigen 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 WNW 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 232 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 10. Februar 1868 gemacht wurden, während der oft genannte Wirbel, auf seinem Wege durch Nord-Europa, über sie hinging.

## Linke oder nördliche Seite.

|          |              | Villa Leuchtturm | 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  |
| „ 10.    | 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 Thronhjemsfjord

|          |              |         |
|----------|--------------|---------|
| Febr. 7. | 8 Uhr abends | S       |
| „ 8.     | 8 „ morgens  | N       |
|          | 2 „ nachm.   | NNW     |
|          | 8 „ abends   | N       |
| „ 9.     | 8 „ morgens  | N       |
|          | 2 „ nachm.   | N       |
|          | 8 „ abends   | NW      |
| „ 10.    | 8 „ morgens  | Stille. |

## Rechte oder südliche Seite.

|          |               | Udsire | Upsala | St. Petersburg |
|----------|---------------|--------|--------|----------------|
| Febr. 7. | 8 Uhr morgens | SSO    |        |                |
|          | 2 „ nachm.    | SSO    |        |                |
|          | 8 „ abends    | WSW    | SSW    |                |
| „ 8.     | 8 „ morgens   | WNW    | SSW    | Stille         |
|          | 2 „ nachm.    | NNW    | SW     | S              |
|          | 8 „ abends    | N      | WNW    | S              |
| „ 9.     | 8 „ morgens   | N      | NW     | SW             |
|          | 2 „ nachm.    |        | NW     | NW             |
|          | 8 „ abends    |        | NW     | 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 studieren, wie das Barometer seinen Stand verändert, während der Wirbel über den Beobachtungsort dahinschreitet. Wir nehmen an, daß die Kreise die isobarischen Linien für  $760^{\text{mm}}$  bis  $730^{\text{mm}}$  vorstellen, und der Luftdruck im Centrum  $720^{\text{mm}}$  beträgt, so wie daß die ganze Verteilung des Luftdruckes unter dem Vorübergang des Wirbels keine Veränderung erleidet. Fassen wir zuerst einen Ort ins Auge, welcher vom eigentlichen Wirbelcentrum passiert wird, so sehen wir, daß das Barometer  $760^{\text{mm}}$  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  $750^{\text{mm}}$  gesunken, der Lage  $c_3$  entspricht der Barometerstand  $740^{\text{mm}}$ , der Lage  $c_4$  der Barometerstand  $730^{\text{mm}}$ , und während das Centrum über den Beobachtungsort hingehet, zeigt das Barometer sein Minimum  $720^{\text{mm}}$ . 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  $730^{\text{mm}}$  gestiegen; in der Lage  $3c$  zeigt es  $740^{\text{mm}}$ , in der Lage  $2c$   $750^{\text{mm}}$ , und in der Lage  $1c$  ist es wieder zu seinem ursprünglichen Stand  $760^{\text{mm}}$  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  $760^{\text{mm}}$  auf  $750^{\text{mm}}$ ,  $740^{\text{mm}}$  und  $730^{\text{mm}}$  herabgeht. Seinen tiefsten Stand,  $730^{\text{mm}}$ , erreicht es in dem Augenblick, wo das Centrum dem Beobachtungsorte am nächsten kommt. Danach steigt das Barometer wieder allmählich auf  $740, 750$  und  $760^{\text{mm}}$ . 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  $760^{\text{mm}}$  (beim Ein- und Austritt) und  $755^{\text{mm}}$ , 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 teilt 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 passiert. 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.

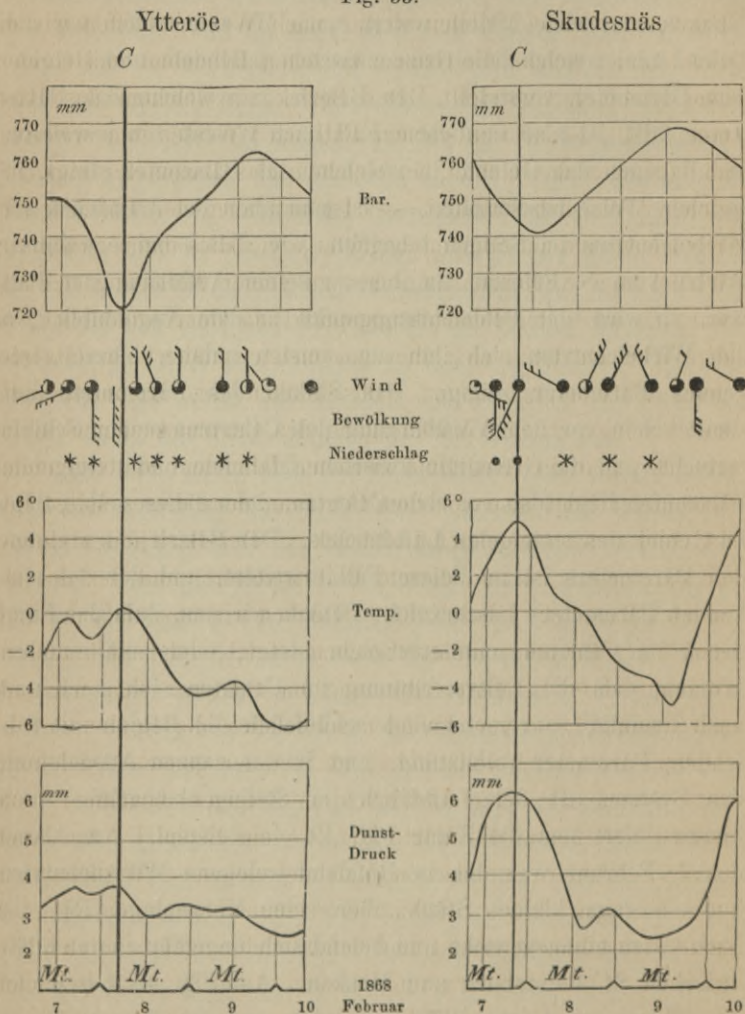
**319.** Wir haben eben der Einfachheit wegen vorausgesetzt, daß die Verteilung des Luftdrucks innerhalb des Wirbels bei seinem Übergang über den Beobachtungsort keine Veränderung erleidet. Dies gilt jedoch in der Regel nur annäherungsweise. Der Wirbel vom 7—10. Februar liefert uns im Gegenteil ein vorzügliches 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 einige Zeit nach dem Vorbeigang des Centrum 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 Wir-



belcentrum 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 Schlufs 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, dafs der Luftdruck im Centrum ununterbrochen steigt, oder mit anderen Worten, dafs die Luftverdünnung im Centrum sich nach und nach ausfüllt, so verschwindet schliesslich die Region mit fallendem Barometer vollständig, und in der ganzen Ausdehnung des Systems ist der Luftdruck im Steigen begriffen. Auch hierzu liefert uns die Karte Fig. 49 ein Beispiel. Am Abend des 7. Februar war das in Rufsland gelegene Wirbelcentrum nur ein ganz kleines Stück über seine Morgenlage (Fig. 43) nach Osten hinausgerückt und befand sich 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 blofs an diesem Punkt in starkem Steigen begriffen, sondern auch östlich von diesem Punkt, also auf der Vorderseite des Wirbels, ist der Luftdruck in bestän-

digem Wachsen. Am nächsten Tage war dieses Wirbelzentrum vollständig verschwunden, indem die zuströmenden Winde die ganze Luftverdünnung ausgefüllt hatten. In Fig. 53 liefern die

Fig. 53.



beiden obersten krummen Linien anschauliche Beispiele für die Veränderungen des Barometers beim Übergange des Wirbels über die Insel Ytterøe im Throndhjemsfjord und über Skudesnäs.

Am Fuße 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 Kurve stellt somit die Abhängigkeit des Barometerstandes an einem bestimmten Orte von der Zeit dar, während Fig. 51, die eine ähnliche Kurve aufweist, die Abhängigkeit des Barometerstandes in einem bestimmten Zeitpunkt vom Raume zum Ausdruck bringt. Unter dieser Kurve 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. Februar und wird gegen Abend so stark, daß es über 2<sup>mm</sup> 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 Wirbelzentrum 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<sup>mm</sup> 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 markiert den Augenblick, in welchem das Wirbelzentrum den Ort passiert. Dieser trifft auf Ytteröe (vergl. Tabelle, 312) mit dem Zeitpunkt zusammen, in welchem der Luftdruck im Wirbelzentrum seinen niedrigsten Stand erreicht hat, und man sieht daher das Barometer unmittelbar nach dem Durchgang zum Steigen übergehen. In Skudesnäs, welches weiter von der Bahn des Wirbelzentrums entfernt liegt, ist der Umfang der Barometerschwankung ein geringerer. Am Morgen des 7. Februar finden wir das Barometer bereits im Niedergehen, im Laufe des Tages bleibt es in raschem Fallen, ungefähr 1,7<sup>mm</sup> in der Stunde, also doch nicht ganz so schnell als auf Ytteröe. Um 8 Uhr abends (am 7.) kommt das Wirbelzentrum Skudesnäs am nächsten, wie dies durch die Linie *C* angedeutet wird. Da der Luftdruck im Wirbelzentrum aber im Abnehmen begriffen ist, bleibt das Baro-

meter in Skudesnäs 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  $1^{\text{mm}}$  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 Kurven den Gang der Temperatur dar. Wie man bemerken wird, haben diese Linien die Neigung, im Laufe des Tages sich ein wenig zu heben und im Laufe 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 Temperaturkurve 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 Wirbelzentrum dem Beobachtungsorte zunächst liegt, gleichviel, ob dies bei Tag oder bei Nacht eintritt.

**321.** Aus der Übersicht 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 Verhältnis mit dem steigenden oder

fallenden Wärmegrad. In Fig. 53 zeigt nun das unterste der 3 Kurvenpaare, wie der Dunstdruck sich während des Vorüberganges des Wirbels am 7. Februar und in den folgenden Tagen verändert. Auf Ytteröe ist diese Veränderung sehr gering, in Skudesnäs bedeutend gröfser; 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 gröfsten, 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 gleicher 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 Skudesnäs 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 dort herrschenden südlichen Winden der Fall gewesen.

**323.** Aus dieser ganzen Zusammenstellung erschen wir also, dafs der Vorübergang des Wirbelcentrums oder seine gröfste 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 herbewegt, zu liegen kommt, während die Westküste Norwegens südlich von Stat bereits in das Gebiet dieses Wirbels hineingezogen ist. Zur Erläuterung der statthabenden Erscheinungen geben wir die in Christiania gemachten Beobachtungen:

|                       | Barometer                       | Temperatur | Dunstdruck | Wind            | Bewölkung |
|-----------------------|---------------------------------|------------|------------|-----------------|-----------|
| Febr. 6. abends 8 Uhr | 738,2 mm                        | 5°,0       | 2,5 mm     | NW <sub>3</sub> | 0         |
| nachts                |                                 | — 2,2      |            |                 |           |
| 7. morgens 8 Uhr      | 753,3                           | — 0,4      | 2,1        | NW <sub>1</sub> | 1         |
| nachm. 2 Uhr          | 753,8                           | — 0,6      | 2,3        | S <sub>0</sub>  | 9         |
| abends 8 Uhr          | 746,3                           | — 0,2      | 4,5        | S <sub>2</sub>  | 10 Schnee |
| von 9 Uhr abends      | Wind SSW, 11¼ 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  $+5^{\circ}$  am Abend bis  $-2^{\circ},2$  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 Übergang des Beobachtungsortes von der Rückseite eines passierten 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 Übergang 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 Wasserteile 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 Luftströmen 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 müfste somit die gröfste Windstärke auf der rechten, und die geringste auf der linken Seite des Wirbels liegen. Ebenso müfste 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 Gegenteil geschieht es häufig, dafs 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 regelmäfsig Windstille als Mittelglied zwischen den entgegengesetzten Windrichtungen, welche vor und nach dem Durchgang des Wirbelcentrums beobachtet werden. Wäre die erwähnte Anschauung die richtige, so müfsten ferner alle Windrichtungen im fortschreitenden Wirbel etwas nach vorn hinweisen, der Richtung entsprechend, welche das ganze System einschlägt. Auf der Vorderseite unserer Wirbel müfsten 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 Verteilung 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

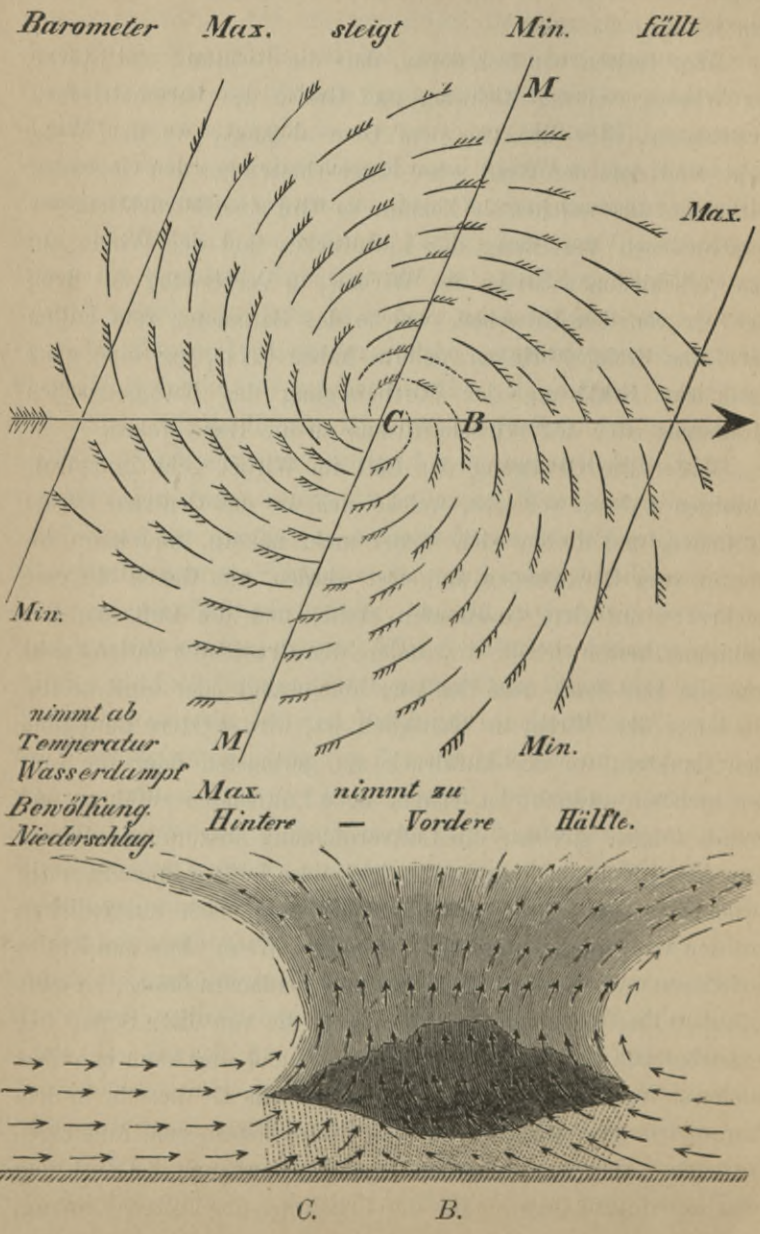


Axe ausgeführt hätte, und er nun als Südwind auftreten müßte, plötzlich wärmer, feuchter, wolkiger und regenreicher geworden sein könnte, als zuvor.

**325.** Halten wir fest daran, daß die Richtung und Stärke des Windes von der Richtung und Größe des barometrischen Gradienten (279—281) 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 Verteilung 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 danach streben, die Luftverdünnung auszufüllen. Wären nun keine Kräfte vorhanden, welche diese Luftverdünnung stetig erneuerten, so würde dieselbe nach und nach ausgeglichen werden und zuletzt ganz verschwinden. Wenn aber nun Kräfte existieren, 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 gerade die Ursache für die Erhaltung der Luftverdünnung;

Fig. 54.



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 stellt die obere Figur den Wirbel in horizontalem Querschnitt vor. Das barometrische Minimum liegt in *C*, und der große Pfeil bezeichnet die Bahn des Wirbelcentrums. Die kleinen Pfeile 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 zwei Hälften teilen. 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 Übersicht:

## auf der Vorderseite

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

## auf der Rückseite

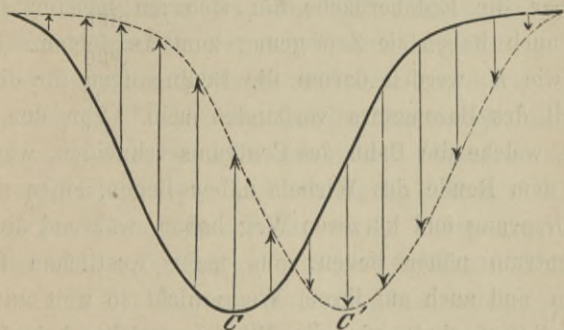
Wind von westlich bis nordwestlich,  
nördlich, nordöstlich bis östlich.  
Alle diese Winde kommen aus nörd-  
licheren Gegenden.  
Temperatur fallend.  
Dampfmenge abnehmend.  
Bewölkung abnehmend.  
Niederschlag in Schauern und  
abnehmend.  
Barometer steigend.

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 Baro-

meter 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 Äquatorialströme. 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 veranlafsten 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 vermindert die Temperaturabnahme nach oben, macht die ganze aufsteigende Luftsäule leichter, als die Umgebung und steigert 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 Parteien 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 Wasserteilchen eine auf- und abwärts gerichtete schwingende Bewegung ausführt,

Fig. 55.



während gleichzeitig die verschiedenen Teilchen 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 Wasserteile im Sinken, dem Barometer auf der Vorderseite des Wirbels entsprechend. Auf der Hinterseite des Wellenthales sind alle Wasserteilchen 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 Ergebnis ist die neue punktierte Linie, welche die neue Lage des Wirbels angiebt. 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 herkommen 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. Über die ganze Ausdehnung des Wirbels hin drängen sich die Bahnen der Luftteilchen 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. Februar 1868, oder es findet der umgekehrte Fall statt, dann steigt der Luftdruck im Centrum (8. bis 10. Februar). 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 infolge davon steigt das Barometer, und der Raum füllt sich mit kälter und trockener 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 in den höheren Schichten der Atmosphäre, wegen ihres stärkeren Druckes in derselben Niveaufläche, nach den Seiten und strömen über die den Wirbel umgebenden Gebiete hin, aus welchen dieser in den tieferen Luftlagen seine Luftströme aufsaugt. Die Richtung dieser oberen Strömungen giebt sich durch die Bewegung der Cirruswolken kund. An der Vorderseite des Wirbels ziehen diese Wolken in unseren Gegenden fächerförmig nach Osten, in der Bewegungsrichtung des Minimums selbst, an der Rückseite dagegen ziehen sie in derselben Richtung, wie die unteren Winde derselben Seite. Die emporgetriebenen Luftmassen haben aber in der Wolkenlage über dem Wirbel den größten Teil 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). Der untere Teil von Fig. 54 stellt einen senkrechten Querschnitt durch den Wirbel längs der Bahn seines Centrums vor. Die Pfeile veranschaulichen den Teil 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, überein-

stimmend 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 Teile der Erdoberfläche in den Bereich des Wirbels geraten und infolge 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 gerade 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 Verteilung 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. Gerade diese Beispiele haben wir aber darum gewählt, weil die Gesetzmäßigkeit und die Eigentümlichkeiten 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 Strömungen 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. Infolge 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 in solchem Maße entwickelt, daß sie besonders starke Verdichtungen oder Verdünnungen der Luft veranlassen könnten, obwohl natürlich ähnliche Bedingungen immer ähnliche Wirkungen hervorrufen werden.

Die mittlere Tiefe der barometrischen Minima ist bei Island etwa 740<sup>mm</sup> (am Meeresspiegel), während sie in Central-Europa etwa 753<sup>mm</sup> beträgt. Die größte Tiefe ist in Schottland 694<sup>mm</sup>

(am 26. Januar 1884 beobachtet), in Central- und Süd-Europa 735<sup>mm</sup> bis 739<sup>mm</sup>. Im europäischen Rufsland erreichen die Minima in der warmen Jahreszeit eine mittlere Tiefe von 738<sup>mm</sup>, im Oktober 732<sup>mm</sup> und von November bis März 727<sup>mm</sup>.

**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 dagegen der Luftdruck in den barometrischen Minimen oft sehr tief herab, und in den Maximen oft sehr hoch hinauf geht. Die äußersten Grenzen sind etwa 700<sup>mm</sup> und 800<sup>mm</sup> am Meeresspiegel. Die Ursachen hiervon sind noch nicht so sicher erforscht, daß wir im stande wären, eine vollständig genügende Erklärung der besprochenen Verhältnisse zu geben. Unser Wissen von den Umständen, welche den ersten Anlaß zur Bildung barometrischer Minima und Maxima geben, besteht kaum aus mehr, als dunkeln Vermutungen. Doch dürften folgende Betrachtungen immerhin dazu dienen, um einiges Licht auf diese Verhältnisse zu werfen. Wir haben gesehen, wie es aus der Bewegung der Luft längs der Erdoberfläche sich mit Notwendigkeit ergibt, daß die Bewegung um ein barometrisches Minimum (die sogenannte cyclonische Bewegung) in einen aufsteigenden Luftstrom übergeht, und die Bewegung um ein barometrisches Maximum (die sogenannte anticyklonische Bewegung) von einem niedersteigenden Luftstrom ausgeht. Bei den barometrischen Minimen, welche sich über die Erdoberfläche hinbewegen, liegt der aufsteigende Strom an der vorderen Seite des Wirbels, während die Luftverdünnung des Centrums durch die Winde der Rückseite wieder ausgeglichen wird. Die fortschreitende Bewegung des Wirbelcentrums scheint in den meisten Fällen eine notwendige Bedingung für das Bestehen des Wirbels und für seine Entwicklung nach Umfang und Stärke abzugeben. Der aufsteigende Luftstrom läßt sich darauf zurückführen, daß die Luftsäule, aus welcher er besteht, einen kleineren Druck auf die Erdoberfläche (Meeresoberfläche) übt, als die umgebende Luft. Ebenso ist der niedersteigende Strom daraus zu erklären,

dafs die ihn bildende Luftsäule einen gröfseren Druck auf ihre Unterlage ausübt, als die benachbarte Luft. Soll nun aber in beiden Fällen die Bewegung ununterbrochen fortgehen, so mufs der aufsteigende Strom in der Höhe einen Abflufs, und der niedersteigende ebendasselbst einen Zuflufs haben. Dieser Ab- und Zuflufs geschieht durch horizontale Luftströme in den höheren Lagen der Atmosphäre, wie dies durch Beobachtungen über die Zugrichtung der Cirruswolken sich beweisen läfst (329). Aus derartigen Beobachtungen ergibt sich nämlich, dafs die genannten Wolken sich von den Orten, welchen ein barometrisches Minimum an der Erdoberfläche entspricht, nach den Orten und bis zu den Orten sich hinbewegen, wo an der Erdoberfläche ein barometrisches Maximum auftritt. In diesen höheren Schichten der Atmosphäre mufs also unzweifelhaft über den erstgenannten Orten ein höherer Luftdruck stattfinden, als über den letztgenannten, und also die Verteilung des Luftdruckes in der Höhe das gerade Gegenteil des Bildes darbieten, welches uns die Verteilung des Luftdruckes an der Erdoberfläche gewährt. Hieraus ergibt sich wieder, dafs zwischen der Höhe, in welcher die Cirruswolken zu schweben pflegen, und der Erdoberfläche eine Luftschicht zu finden sein mufs, in welcher kein Unterschied zwischen dem Luftdruck an den verschiedenen Orten stattfindet. Denken wir uns also eine derartige Verteilung des Luftdruckes, dafs ein barometrisches Minimum und ein Maximum auftritt, so wird der Gradient an der Erdoberfläche von letzterem nach ersterem hinweisen. Weiter oben in der Atmosphäre behält der Gradient zuerst noch dieselbe Richtung, wird aber immer kleiner und kleiner, bis er endlich in einer gewissen Höhe ganz verschwindet. Hier findet somit keine horizontale Bewegung statt. Oberhalb dieser Höhe ändert aber der Gradient seine Richtung und weist nun von einem senkrecht über dem Minimum der unteren Atmosphäre liegenden Punkte nach dem entsprechenden Punkte über dem Maximum in der Tiefe hin.

Mathematische Berechnungen zeigen, daß eine derartige Verteilung des Luftdruckes, in den verschiedenen Höhen sehr wohl existieren kann. Der aufsteigende Strom muß emporstreben, weil er leichter ist, als seine Umgebungen, und diese seine Leichtigkeit, ist wiederum die natürliche Folge einmal seiner Temperatur, welche die seiner Umgebung übertrifft, dann aber auch des Reichtums an Wasserdampf, welcher ihn auszeichnet. Wir wissen, daß unter solchen Umständen die Abnahme der Temperatur während des Aufsteigens fast doppelt so langsam vor sich geht, als bei ganz trockener Luft. Der verhältnismäßig warme und leichte aufsteigende Luftstrom stellt somit mit Notwendigkeit eine Luftsäule dar, welche in allen ihren Teilen wärmer und darum auch leichter ist, als die umgebende Luft, und somit einen geringeren Druck, als jene, auf die Erdoberfläche ausübt. Das Gegenteil hiervon findet bei den niedersteigenden Strömen statt. Bei diesen ist die Verteilung der Temperatur in den verschiedenen Höhen so beschaffen, daß die Luftsäule durchgehends dichter und schwerer ist, als ihre Umgebung. Eine derartige Verteilung von Temperatur, Feuchtigkeit und Luftdruck kann nun freilich zu allen Jahreszeiten eintreten, wie wir denn auch schon oben (Fig. 41) ein Beispiel von hohem Luftdruck im Sommer, mit hohen Wärme-graden an der Erdoberfläche, betrachtet haben. Wir haben indessen gleichfalls bereits mehrere Male erwähnt, daß besonders der Winter die Zeit ist, in welcher die barometrischen Maxima sich am häufigsten bilden und ihre größte Ausdehnung, Stärke (d. h. absolute Größe des Luftdruckes) und Beständigkeit erreichen. Ferner haben wir gesehen, wie diese Wintermaxima sich besonders über den Kontinenten einstellen, wovon man sich übrigens schon durch einen oberflächlichen Blick auf die Karten Fig. 26 und 27 alsbald überzeugen kann. Hier sind es offenbar die Winterkälte des Festlandes und die dadurch bedingte Verdichtung der unteren Luftlagen, welche den ersten Anlaß zu dem Eintreten des hohen Luftdruckes gegeben haben (164).

334. Damit die barometrischen Minima sich zu einem höheren Stärkegrad (tieferen Barometerstand im Centrum) entwickeln und somit auch ihren Einfluss auf die Witterung (unruhiges Wetter mit Sturm, häufig überwölkter Himmel und wechselnde Winde) deutlicher ausprägen können, — wird notwendig erfordert, dass die aufsteigenden Luftströme, welchen sie ihre Entstehung verdanken, sich in den höheren Regionen der Atmosphäre durch Ausbreitung nach den Seiten mit Leichtigkeit entleeren können. Dies kann aber nur geschehen, wenn gleichzeitig niedersteigende Luftströme (mit den dadurch bedingten barometrischen Maximen) auftreten, durch welche die den oberen Schichten der Atmosphäre zugeströmte Luft wieder abgeleitet werden kann. Die Entwicklung barometrischer Maxima wird somit eine bedingende Ursache für eine häufigere und stärkere Entwicklung von barometrischen Minimen an anderen Orten.

Betreffs der nördlichen temperierten Zone — die Witterungsverhältnisse der südlichen kennen wir zu wenig — wissen wir, dass der Winter die Zeit ist, in welcher die barometrischen Maxima sich in größter Ausdehnung und Stärke über den Kontinenten zu entwickeln pflegen. Trotz der Kälte, die so über dem Festlande herrscht, hält sich aber die Temperatur über den Meeren verhältnismäßig hoch (Fig. 6). Der Temperaturunterschied zwischen den Meeren und den Festländern ist im Winter am höchsten. Im Januar hat z. B. Sibirien  $-45^{\circ}$ , Island  $0^{\circ}$ , Unterschied  $45^{\circ}$ , während im Juli Island  $10^{\circ}$ , Inner-Asien  $30^{\circ}$  hat, Unterschied nur  $20^{\circ}$ . Während somit im Winter die Bedingungen für niedersteigende Ströme über den Festländern im höchsten Grade vorhanden sind, sind gleichzeitig die Bedingungen für aufsteigende Ströme über dem Meere im höchsten Grade erfüllt. Im Sommer wird dagegen das Festland am meisten erwärmt (Fig. 8), und wir sehen infolge davon über demselben ein barometrisches Minimum sich bilden, während das kältere Meer unter höherem Luftdruck steht (Fig. 27). Der Gegensatz ist aber auch hier bei weitem nicht so groß, als im Winter, wovon man sich leicht überzeugt, wenn man z. B.

auf der einen Seite den mittleren Luftdruck im Januar für Sibirien und für die Umgebung von Island ( $782^{\text{mm}}$  und  $745^{\text{mm}}$ , Unterschied  $37^{\text{mm}}$ ), und auf der andern Seite den mittleren Luftdruck im Juli über Sibirien und über dem atlantischen Ocean ( $750^{\text{mm}}$  und  $769^{\text{mm}}$ , Unterschied  $19^{\text{mm}}$ ) miteinander vergleicht. Das durchschnittliche barometrische Minimum des Sommers tritt außerdem über dem trockneren Festlande auf, und es ist also vorwiegend nur die Wärme, und weniger die Kondensation der Wasserdämpfe, die in dieser Jahreszeit den tieferen Barometerstand hervorrufen. Ferner ist auch im Sommer die Neigung zur Bildung barometrischer Maxima über den Meeren, wegen der gröfseren Feuchtigkeit und der geringeren nächtlichen Ausstrahlung, gering. Sämtliche Bedingungen für die Entwicklung barometrischer Minima sind also in den Sommermonaten weit weniger hervortretend, als in den Wintermonaten.

**335.** Die Form der barometrischen Maxima und Minima wird durch die Form der sie umgebenden isobarischen Linien bestimmt. In einigen Fällen ist dieselbe fast kreisförmig, in den meisten aber oval oder eiförmig. Die gröfsere Axe der Ovalen ist durchschnittlich 1,8mal so grofs, als die kleinere. Die gröfsere Axe kann in allen möglichen Richtungen liegen; die vorwaltende Richtung ist von SW nach NO. 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 gröfseren. Solche besondere Minima, Teilminima genannt, haben oft sehr starke Gradienten und sind dann von heftigen Stürmen begleitet. Die innersten Isobaren derselben schliesen sich um das ihnen eigentümliche Minimum, während die äufseren Isobaren sich als hervorragende Knoten oder Buchten der regelmäfsigen isobarischen Kurven darstellen, mit welchen das gröfsere Minimum umgeben ist.

**336.** Die Ausdehnung der barometrischen Maxima und Minima kann nach der Ausdehnung der sie umschliesenden

isobarischen Linien für einen bestimmten Barometerstand (z. B. für 760<sup>mm</sup>) gemessen werden. Die barometrischen Maxima erstrecken sich gemeiniglich 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 Nord-Kap 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 in unseren Gegenden 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. Oft spaltet sich ein Wirbelcentrum scheinbar in zwei, deren eines den nördlichen Weg einschlägt, während das andere über die Nordsee hinabgeht.

Man hat Beispiele, sowohl aus Europa, als aus dem nordatlantischen Meere und aus Nord-Amerika, von Wirbelcentren, welche sich nach West hingezogen haben. Wenn ein solches Wirbelcentrum südlich von Norwegen gewandert ist, ist die Luft in Finland oder in Norwegen außerordentlich warm gewesen.

Nach den neuesten, durch die deutsche Seewarte angestellten Untersuchungen über die Bahnen der barometrischen Minima zwischen dem Felsengebirge und dem Ural, ergiebt sich das Resultat, daß die Wirbelcentra, in Ähnlichkeit mit den Zugvögeln, sich mit Vorliebe an gewisse Zugstraßen binden. Über letztere giebt die respektive Partie der Karte Fig. 58 eine Vorstellung. Die schraffierten Partien deuten die Gegenden an, in welchen barometrische Minima am häufigsten auftreten. Wir erkennen hier alsbald, wenn man so sagen darf, den



niedrigen Luftdruck des Winters in dem Gebiete um Grönland, Island und das norwegische Meer. Die ausgeprägte Häufigkeit barometrischer Minima in den auf der Karte schraffierten Gegenden schreibt sich teils daher, dafs in diesen Regionen mehrere Zugstraßen sich kreuzen, teils aber auch daher, dafs die barometrischen Minima oft gerade in diesen Gegenden ihre Bewegung verlangsamten oder wohl gar nach Westen umkehren. Die auf der Karte eingezeichneten Zugstraßen vergegenwärtigen die Teile der Erdoberfläche, welche vorzugsweise von den barometrischen Minimen aufgesucht werden. Die am häufigsten benutzten Bahnen sind durch eine dreidoppelte Linie bezeichnet (Nord-Amerika), den nächsten Grad von Frequenz giebt die doppelte, und den folgenden die einfache Linie zu erkennen, während die noch weniger frequenten Bahnen durch eine punktierte Linie veranschaulicht werden. Die Pfeilspitzen deuten die Richtung der Bewegung an.

**338.** Die Geschwindigkeit, mit welcher die barometrischen Minima sich weiter bewegen, ist sehr verschieden. 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 in der Stunde (25 Meter per Sekunde) fortbewegen, also eben so schnell wie der Wind bei einem heftigen Sturm. 40 Kilometer in der Stunde (11 Meter per Sekunde) ist eine sehr häufig vorkommende Geschwindigkeit der barometrischen Minima, welche im Winter unsere Gegenden passieren. Als mittlere Fortpflanzungsgeschwindigkeit ist in Nord-Amerika  $12,8^m$  per Sekunde gefunden worden, auf dem nördlichen atlantischen Ocean  $8,1^m$  per Sekunde, und in Europa  $7,5^m$  per Sekunde. In Europa ist dieselbe am gröfsten, 9—10 Meter per Sekunde, zwischen Island und Norwegen; am kleinsten, 6 Meter, in Finland. Sowohl in Amerika, als in Europa ist sie gröfser in den Wintermonaten, als in den Sommermonaten. Alle diese Umstände deuten darauf hin, dafs die Bewegungsgeschwindigkeit der barometrischen Minima um so gröfser ausfällt, je gröfser der

Kontrast ist zwischen den Temperaturen der Winde an der Vorder- und Rückseite des Wirbels. Dasselbe Wirbelcentrum zeigt in den verschiedenen Teilen seiner Bahn gewöhnlich verschiedene Geschwindigkeiten. Ein ausgezeichnetes Beispiel dafür liefert uns der oft besprochene Wirbel in Nord-Europa vom 7. bis 10. Februar 1868. Über dem atlantischen 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 Luftverdünnung des Centrums sich ausfüllt. Derselbe Fall trat ein bei dem Wirbelcentrum, welches am Morgen des 7. in West-Rußland zu beobachten war. Es war der Überrest eines Wirbelcentrums, welches am Tage zuvor das südliche Norwegen mit sehr niedrigem Luftdruck und sehr großer Geschwindigkeit passiert hatte. Die kalten und trockenen Winde Rußlands (Fig. 44, 46 und 48) füllten die Luftverdünnung 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 ( $25,6^m$  per Sek.), in der Nacht vom 6. auf den 7. im finnischen Meerbusen 56 Kilometer ( $15,6^m$  per Sek.), 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). Über dem atlantischen Meere war sein Luftdruck sehr tief, am 24. um 11 Uhr abends nur  $717^{mm}$ , und seine Geschwindigkeit ungefähr 40 Kilometer in der Stunde (11 Meter per Sekunde). 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 (8 und 6 Meter per Sekunde). 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 erstreckte, 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 Vorderseite von dem kalten und trockenen europäischen Binnenlande herkamen, konnten diese Winde die Luftveränderung nicht mehr aufrecht erhalten, sondern füllten sie, so daß das barometrische Minimum verschwand, noch ehe es Norwegen erreicht hatte.

**339.** Über das nordatlantische Meer passieren fortwährend barometrische Minima. Die Dampfschiffe, welche vom Kanal nach New York gehen, erfahren auf diesem Wege viel häufigere und raschere Veränderungen im Luftdruck, als auf ihrer Rückfahrt von New York nach dem Kanal. 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 gerade 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 passiert 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 Nord-Amerika die Zustände und Wechsel des Wetters studirt, und dafür ganz dieselben Gesetze gefunden, die bei uns gelten. Das Untersuchungsfeld erstreckt sich hier vom Fufse des Felsengebirges bis an die Ostküste. Die barometrischen Maxima und Minima sind von denselben Witterungserscheinungen, wie in Europa begleitet. Die barometrischen Minima wandern vorzugsweise von Westen nach Osten und entschwinden dem Gesichtskreise der Beobachtung über dem atlantischen Meere. Aus besonderen Untersuchungen hat man ersehen, dafs man in mehreren Fällen ein Wirbelcentrum von Amerika aus über den Ocean bis ganz nach Europa hinüber verfolgen kann. Die amerikanischen Wirbel unterscheiden sich darin von den europäischen, dafs 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 trocken 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 mufs 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 trockenen 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  $32^{\circ}$ . In New Harmony in Indiana war der 19. der wärmste Tag des Monats mit einer Mitteltemperatur von  $+16^{\circ},1$  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  $33^{\circ}$ .

Die barometrischen Maxima ändern in Nord-Amerika oft ihren Ort ziemlich schnell.

**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 passieren. Die barische Windrose für diese Gegenden (262, 263), nach welcher die südwestlichen Winde von dem niedrigsten Luftdruck begleitet sind, ist aus demselben Grund zu erklären. Der Gradient für die genannten Winde zeigt nach dem Norden. In dieser Richtung

sind also die Vorübergänge der barometrischen Minima zu suchen. Aus den Beobachtungen, welche man aus Spitzbergen, dem grönländischen Meere, Grönland und dem arktischen Nord-Amerika zur Verfügung hat, geht hervor, dafs die Drehung des Windes in diesen Gegenden in den meisten Fällen der Sonne entgegen geht. Daraus können wir schliessen, dafs 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 (Fig. 58.) die nordamerikanischen Seen, New Foundland und das Meer zwischen New Foundland und Grönland, sowie auch Island, das Meer zwischen Island, Jan Mayen, Spitzbergen, der Bäreninsel und Norwegen, und weiter östlich das Meer zwischen der Bäreninsel, Spitzbergen und Nowaja-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, dafs 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 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 Wirbel-

centrums auszufüllen. Das barometrische Minimum, welches die Karte Fig. 26 südwestlich und östlich von Island für den Januar nachweist, ist ein Ausdruck dafür, daß wir hier die Strafe vor uns haben, auf welcher die Wirbelcentra während der Wintermonate mit Vorliebe sich bewegen. Wenn dieselben im Osten des Nord-Kaps mehr unter den Einfluß der vom Lande herkommenden Winde geraten, 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 Äquators 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 vorzugsweise 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 Äquatorseite, darauf hinwirken, einen niederen Luftdruck zu unter-

halten, 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 Verteilung 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 haben 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 Kapitel.

### 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 25 Meter in der Sekunde beträgt. Auf dem Lande dagegen bezeichnet man einen Wind bereits als Sturm, wenn seine Geschwindigkeit 15 Meter in der Sekunde überschreitet. Die Windstärke, welche einem Sturme entspricht, wird nach der Landscala mit 5 und darüber, auf der Seescala mit 9 und darüber bezeichnet (179).

**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 gröfser als  $4,5^{\text{mm}}$  per Meridiangrad 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 grofse Gradienten, dafs sie Stürme veranlassen. Um das barometrische Minimum blasen die Winde in einem Wirbel, und ein Sturm bildet daher immer wenigstens einen Teil eines Wirbels oder einer Grenzzone. An allen Punkten eines Wirbels, wo der Gradient eine gewisse Gröfse überschreitet, die wir auf  $4,5^{\text{mm}}$  per Grad festsetzen wollen, hat man einen Sturm. Wir nennen diesen und alle gröfseren Gradienten Sturmgradienten. In manchen Fällen, z. B. in den Stürmen, welche man in der heifsen 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 Teil des Wirbels Sturmgradienten und Winde von Sturmesstärke aufzuweisen hat, während in den übrigen Teilen des Wirbels kleinere Gradienten und schwächere Winde auftreten. Wenn solche Winde einen sehr grofsen Umfang haben, werden die Isobaren und die Windbahnen in gröfserem Abstand vom Centrum nur wenig gekrümmt erscheinen. Ein Sturm an solchen Orten wird leicht, wenn man nur den Teil der Erdoberfläche ins Auge fafst, an welcher der Wind in stürmischer Bewegung ist, so aufgefaßt werden können, als ob alle Teile der Luftmasse sich in geradlinigen Bahnen nach derselben Richtung bewegten; doch wird eine eingehendere Betrachtung, welche einen gröfseren Teil der Erdoberfläche umfaßt, immer darthun, dafs der Sturm einen Teil eines Wirbels

ausmacht. Die Richtung, in welcher ein Wind als Sturm sich bewegt, ist ebenso, wie bei jedem anderen Winde, von der Richtung und Gröfse 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 zukehrt, während Stürme auf der südlichen Halbkugel den niedrigsten Luftdruck zur Rechten und etwas nach vorn haben.

**348.** Da ein Sturm immer einen Teil 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 Übergang 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. Überall, wo die Isobaren dichter an einander 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 Teil der Hauptfrage nach den Ursachen der Veränderung des Luftdruckes, auf welche wir wohl eine teilweise 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 Gröfse der Veränderungen handelt.

**350.** In den nördlichsten Teilen Nord-Amerika's, in Grönland, dem grönländischen Meere und bei Spitzbergen, welche Gegenden gewöhnlich an der Nordseite der Wirbel und des warmen Meeresstromes 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 Teil des Eismeeres 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 Teile 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 teils 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 Äquator. Nach Maury fügen wir hier folgende Tabelle bei, welche nachweist, an wie vielen von 100 Tagen unter den verschiedenen Breitengraden und in den verschiedenen Jahreszeiten ein Wind weht, dessen Stärke nach der Landskala durch 4 oder darüber bezeichnet werden muß:

| Breitengrad | Winter                        | Frühling             | Sommer                 | Herbst                           | Jahr |
|-------------|-------------------------------|----------------------|------------------------|----------------------------------|------|
|             | Dezember<br>Januar<br>Februar | März<br>April<br>Mai | Juni<br>Juli<br>August | September<br>Oktober<br>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 (341).

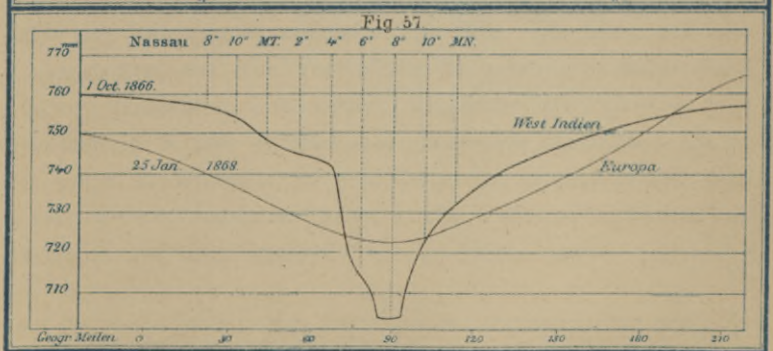
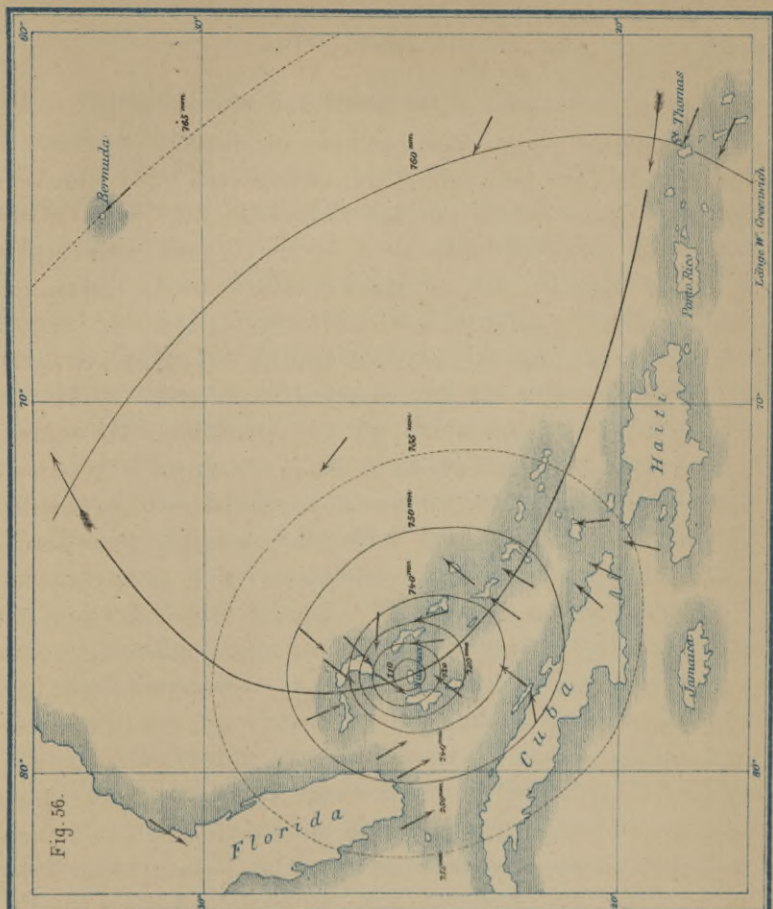
**352.** In Nord-Amerika wandern die Sturmcentra ebenfalls von Westen nach Osten, und halten sich dabei besonders auf den Breitengraden, welche nördlich von den vereinigten Staaten und Canada liegen. Viele Bahnen von Sturmcentren gehen über die großen Binnenseen, und nicht wenige liegen außerhalb der Ostküste. Ob die Sturmcentra sich bei den Felsen-

gebirgen 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 Verhältnisse 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 Winters 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 lokaler 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 zeitweise so beschwerlich machen, die Südspitze Afrika's und Amerika's in der Richtung von Osten nach Westen zu passieren. 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 erspriefsliche Dienste 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

\*) Diese Karte ist dem „Handybook of Meteorology“ des schottischen Meteorologen Alexander Buchan entnommen. Die Isobaren für 750<sup>mm</sup> bis 710<sup>mm</sup> sind später in Buchans Karte nach den bei Nassau vor und nach







einen Sturm, welcher am Abend des 1. Oktober 1866 über die Bahamainseln dahinging. Auf der Karte sieht man die Isobaren für jede  $10^{\text{mm}}$  ausgezogen, sowie die für  $765^{\text{mm}}$  und  $755^{\text{mm}}$ . 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  $704^{\text{mm}}$  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 samt denjenigen des uns bekannten europäischen Wirbels vom 25. Januar morgens (Fig. 33). Ein Blick auf diese Figur genügt, um eine Vorstellung zu geben, wie ganz anders starke Gradienten, und welche ungleich bedeutendere Luftverdünnung in dem westindischen Minimum statthaben, als bei europäischen Wirbeln. In der Partie des westindischen Minimums, welche Nassau zwischen 4 und 5 Uhr des Nachmittags passierte, war der Gradient  $54^{\text{mm}}$  pr. Meridiangrad, also 12mal

---

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 Übersicht über die Verteilung des Luftdruckes.

größer, als der kleinste Sturmgradient ( $4,5^{\text{mm}}$ ). 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 Teil 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 größtenteils fast senkrecht auf der Isobare, mit einer nur geringen Abbiegung nach rechts. In der unmittelbaren Umgebung des Wirbelcentrums, da, wo der Luftdruck nur wenig von dem des Centrums sich unterscheidet, befindet sich ein windstillter 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 Sekunde. 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 passiert hatte und sich Bermuda näherte, betrug die Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Centrums ungefähr 24 Kilometer in der Stunde (7 Meter pr. Sekunde), später stieg sie bis auf 48 Kilometer (13 Meter).

**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 sind.

**356.** Die tropischen Stürme sind Wirbelstürme oder Cyklone, 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  $700^{\text{mm}}$ , 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 Verhältnis zum Abstand vom Centrum, so daß der barometrische Gradient in vielen Fällen bis über  $4,5^{\text{mm}}$  per Meridiangrad hinaufgeht. In weiterer Entfernung vom Centrum werden die Gradienten schwächer, und schließlich erreicht der Luftdruck seine durchschnittliche Höhe. — Die Geschwindigkeit des Windes entspricht der Projektion 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 Verhältnis 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 Teil eines Cyklons bläst der Wind fast in Kreisen um das Centrum.

Die Isobaren sind nahezu kreisförmig, und die Bahnen des Windes oder der Luftteilchen fallen beinahe mit den Isobaren zusammen. Im inneren Teile 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 Luftteile 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 veranlafte Ablenkung zur Rechten oder zur Linken ist unter den niederen Breitengraden der tropischen Gegenden weniger bedeutend (287). Die Bewegung der Luft gegen das Centrum hin ist verhältnismäßig klein, aber doch immer noch merklich, und infolge 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 Teilen des Wirbels um das Centrum von einer Seite nach der anderen herüber geführt wird, und wie gering die Ausdehnung dieser Wirbel im ganzen ist. — Über den tropischen Sturm breitet sich, als sein unfehlbarer Begleiter,

ein mächtiges, dunkles Gewölk, welches Ströme von Regen herabsendet. 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 seltneren 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 10. 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 Äquator entfernt. Ungefähr unter den Wendekreisen, oder in noch größerer Entfernung vom Äquator, wendet sich das Centrum häufig direkt 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 Teil einer solchen Bahn beschreibt, entweder nach Westen oder Nordwesten, nach Norden oder Nordosten. Derartig ist die gewöhnliche Bahn der Sturmcentra in West-Indien, auf der Westseite des stillen Oceans und im indischen Meere. Bei dem Kap Verde sind die Bahnen unregelmäßig. In der bengalischen Bucht wandern dieselben gewöhnlich von der Andamanengruppe nach der Gangesmündung hin. Im chinesischen

Meere, wo man diese Stürme Taifune nennt, zeigen dieselben gewöhnlich einen sehr kleinen Durchmesser, und die Centra, die übrigens oft beinahe still zu stehen scheinen, bewegen sich im allgemeinen nach Westen, zwischen Südwesten und Nordwesten durch alle Kompafsstriche umherschwankend. Auf der Karte Fig. 58 findet man die allgemeinen Bahnen der Sturmcentra für die ganze Erde, soweit wir diese Verhältnisse kennen, durch die Pfeile angezeigt. Im atlantischen Meere hat man mehrere Wirbel über sehr weite Strecken verfolgen können. So hatte ein Cyklon sein Centrum am 30. August 1853 unter 12 Grad nördl. Breite unmittelbar im Süden der Inseln des grünen Vorgebirges aufserhalb 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 passiert. Am 6. September hatte das Centrum den 30. Grad nördl. Breite südlich vom Kap Hatteras erreicht. Hier wendete es sich nun nach Norden und Nordosten und passierte am 7. September die Höhe von Kap Hatteras, kreuzte am 8. den 40. Breitengrad im Süden von Halifax, bewegte sich am 9. die Südseite der New-Foundlands-Bank entlang, befand sich am 10. mitten im atlantischen Meere zwischen New-Foundland und Irland auf dem 50. Breitengrad und am 11. im Nordwesten von Schottland, von wo es seine Richtung nach dem Eismeere hin nahm, ohne dafs man dasselbe weiter hätte verfolgen können. — Es ist der gewöhnliche Fall, der auch bei letzterwähntem Sturm eintrat, dafs der Umfang des Wirbels sich erweitert, je mehr derselbe in höhere Breiten hinaufdringt. 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

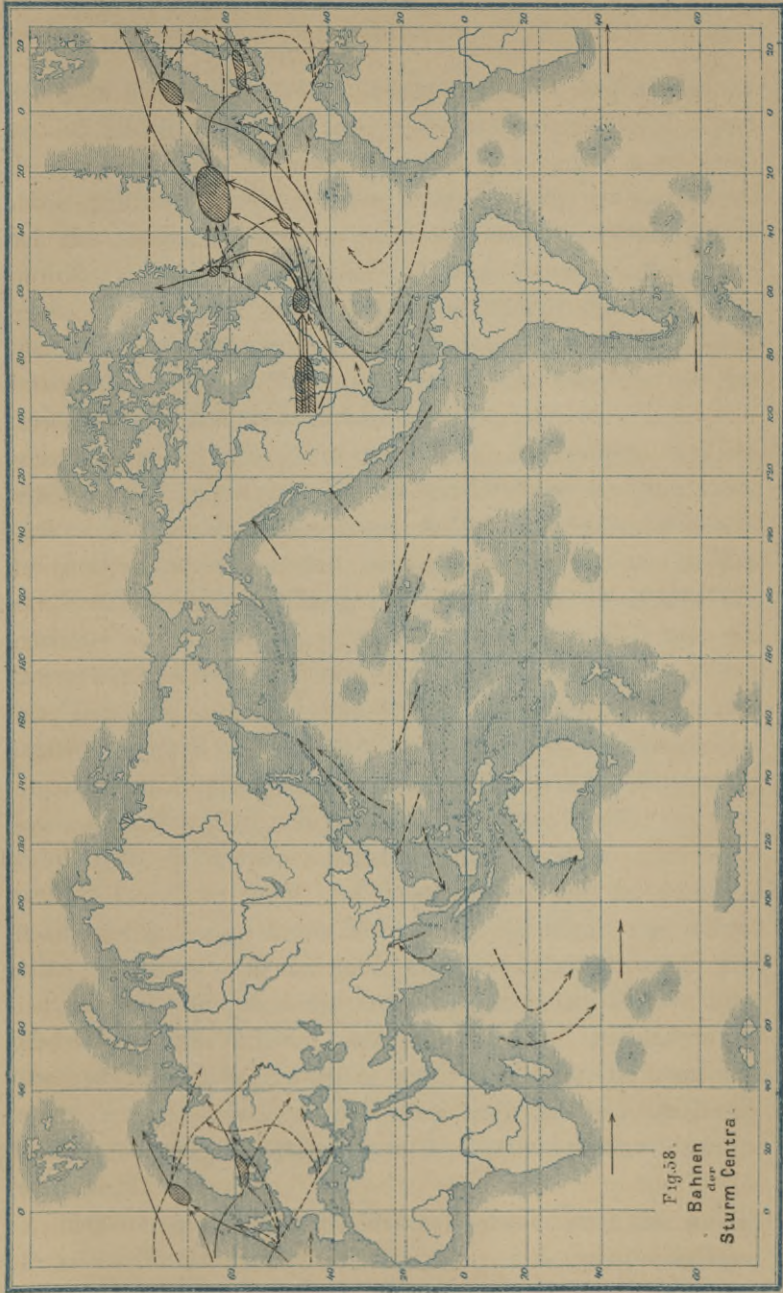


Fig. 58.  
Bahnen  
der  
Sturm Centra.





wie ganz still. Anderwärts beträgt ihre Geschwindigkeit 26 bis 36 Kilometer in der Stunde (7—10 Meter per Sekunde). Da, wo die Centra im westlichen Teil ihrer Bahn nach Nordosten umkehren, ist die Geschwindigkeit häufig am geringsten. Sie wird gröfser, je weiter sie in die gemäfsigte Zone hinein vordringen, und ist in unseren Gegenden gewöhnlich gröfser, als in der warmen Zone. An einem Punkte der nördlichen Halbkugel, welcher von einem tropischen Sturmwirbel passiert wird, dreht sich der Wind 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 passiert werden, und mit der Sonne, wenn sie von der linken Seite des Wirbels passiert 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, dafs der eigentliche Mittelpunkt des Cyklons über ihn dahingehet, 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 dunkelen Wolke nieder, aus welcher es donnert und blitzt, und welche selten einmal zerreift 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 gerade entgegengesetzten Seite aufs neue wieder ein und rast nun aus dieser Weltgegend, bis die Atmosphäre ihr Gleichgewicht wieder erlangt hat.

**358.** Abgesehen von der blofsen 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 tropi-

schen Wirbelstürmen noch andere mitwirkende Ursachen auf, welche die Furchtbarkeit und die verheerenden Wirkungen derselben außerordentlich erhöhen. Durch die von der Gewalt des Sturmes getriebenen Wassermassen entsteht die Sturmflut, welche, 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 Sturmflut nicht wahrnehmbar. 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 aufgeregt haben, nun in einem Punkte zusammentreffen, so daß dieser seinen Wellenschlag gleichzeitig aus allen Kompaßstrichen 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 Augenblick 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 gewaltsamen Stöße von den verschiedensten Seiten, denen das Fahrzeug ausgesetzt war, die Masten desselben geradezu 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 Flut 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 Ähnlichkeit hat sie, wenigstens ihren Wirkungen nach, mit der Sturmflut.

359. Die tropischen Orkane sind glücklicherweise nicht so häufig, wie die Stürme der gemäßigten und kalten Zonen. Sie treten an den verschiedenen Orten vorzugsweise in bestimmten Jahreszeiten auf, so daß ihre Häufigkeit eine ziemlich ausgeprägte jährliche Periode nachweist. Die folgende Tabelle giebt eine Übersicht über diese Verhältnisse für die Orte, an welchen die Häufigkeit der Orkane am genauesten bestimmt ist:

| O r t                                            | Januar | Februar | März | April | Mai | Juni | Juli | August | September | Oktober | November | Dezember | Summa. |
|--------------------------------------------------|--------|---------|------|-------|-----|------|------|--------|-----------|---------|----------|----------|--------|
| West-Indien 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 speziell sämtliche chinesische Taifune der Tabelle und von den 355 westindischen und nordatlantischen Orkanen nicht weniger als 314. Dagegen fallen alle 53 Mauritius-Cyklone und von den 53 Wirbelstürmen des südlichen indischen Oceans nicht weniger als 47 auf die Monate zwischen Dezember und Mai, d. h. auf die heißen Monate der südlichen Halbkugel. Im nördlichen indischen Meere fallen 53 von den dort registrierten 88 Cyclonen 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 Nordost-Monsun (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 Teil Ost-Indiens (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 Südwest-Monsun in voller Thätigkeit ist. Um diese Zeit ist es, daß die Cyclone hier ihr kleineres Häufigkeitsmaximum haben. Sie werden seltener, wenn das sommerliche Windsystem mit herrschendem Südwest-Monsun sich voll entwickelt hat (Fig. 27). Im Herbst, wenn im inneren Asien die Abkühlung beginnt, steigt der dortige Luft-

druck über den der südlicheren Gegenden. So bildet sich ein barometrisches Minimum an der Nordgrenze des Südwest-Monsuns. Mit dem Zurückweichen der Sonne nach Süden zieht sich dieses Minimum ebenfalls nach Süden zurück, und ihm folgt an seiner Nordseite der Nordost-Monsun, während der Südwest-Monsun an seiner Südseite nach dem Äquator hin zurückgedrängt wird. In dieser Periode ist es nun, daß die Herbstcyclone 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, teilen 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  $28^{\circ}$  C. und stieg während der Windstillen auf  $30^{\circ}$ . Nach Mitternacht wurde das ununterbrochene Flammen der Blitze schrecklich und grofsartig, und der Sturm brauste wütend von N und NO her. Aber um 1 Uhr morgens am 11. wuchs die rasende Wut des Windes, der Orkan wandte sich plötzlich von NO nach NW und den dazwischen liegenden Strichen des Kompasses. 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 explodierten, 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 Strafe hin Schutz gesucht und hörte wegen des Sturmes nicht das Einstürzen des Daches und oberen Stockwerkes. Um 3 Uhr nahm der Wind ab, aber wütende 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 tiefroter 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 verlösch 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 Gemurmel 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 anderen Elemente etwa verschonen möchten, das Rasseln 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 liefs der Sturm einige Augenblicke nach, und da hörte man deutlich das Fallen der Ziegel und Bausteine, welche durch den letzten Windstofs 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, dafs er die Haut verletzte, und so dicht, dafs 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 undulierende Masse. Nur zwei Schiffe waren aufrecht, viele umgekertert, oder lagen auf der Leeseite im seichten Wasser.“

„Vom Turm 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 Brigdetown, früher von dichten Gebüschern beschattet, lagen nun frei in Trümmern. Aus der Richtung, in welcher die Kokosnußbäume umgestürzt lagen, erkannte man, dafs die ersten durch einen NNO, die gröfsere Anzahl durch einen NW entwurzelt worden waren.“

**361.** Da der Wind sich gegen die Sonne drehte, aber sehr rasch, so mufs das Centrum des Orkans nahe an Barbados

vorbeigegangen sein, 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 passierte. Weiter hat man seinen Lauf nicht verfolgt.

**362.** In den tropischen Wirbelstürmen geht der größte Teil der Bewegung der Luft wirklich im Kreislauf um das Centrum herum 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 Orkans hineingepreßt wird, während sie zu gleicher Zeit das Centrum umkreist. Gerade so, wie in unsern Wirbeln, muß darum auch in den tropischen Wirbelstürmen ein aufsteigender Luftstrom stattfinden mit all den Phänomenen, die diesem eigentümlich sind und ihn gleichzeitig unterhalten. Dazu rechnen wir namentlich die Verdichtung der Wasserdämpfe zu Wolken und Regen, die langsamere Temperaturabnahme mit der Höhe, 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 um einen größeren Winkel, z. B. dreimal neunzig Grad, 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 gerade in den heißesten Monaten. Außerdem ist die Menge der Wasserdämpfe in den Tropen ganz beträchtlich größer, als bei uns; der Druck der Wasserdämpfe in den Orkangegenden beläuft im Durchschnitt sich auf ungefähr  $20^{\text{mm}}$ , während dort gleichzeitig die Temperatur auf mehr als  $25^{\circ}$  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 Luft-



stromes der tropischen Stürme zeugen einmal die dicke Wolken-  
schicht 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 tro-  
pischen Wirbeln sowohl in horizontaler als in lotrechter Rich-  
tung liefert außerdem der niedrige Barometerstand, der wäh-  
rend derselben herrscht. Im centralen stillen Raum wird die  
horizontale Bewegung, welche wir vorzugsweise Wind nennen,  
unmerklich. 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 gerade über dem Centrum verdichten. Die  
nach aufsen eilenden Sturmwolken (356) bezeugen, wie die Luft  
sich bei der Wolkenbildung in der Höhe ausdehnt und über  
einen größeren Raum ausbreitet. Die Bewegung der tropi-  
schen Wirbel über die Erdoberfläche hin beruht darauf, daß  
auf der Seite, welche als Vorderseite auftritt, der stärkste auf-  
steigende 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 Quadrant,  
um das Centrum herum bewegt, weiß man bis jetzt noch nicht.  
Die chinesischen Taifune 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. 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, ist wahrscheinlich darauf zurückzuführen, daß die Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse der verschiedenen Wirbelseiten in jenen Gegenden nicht so ungleich sind, als bei uns. Der geringe Durchmesser, welcher die tropischen Stürme im Gegensatz zu denen der gemäßigten und kalten Zone auszeichnet, findet möglicherweise 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 geraden 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 Teil 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 Taupunkt 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 zusammendrängt und darum in dieser ihrer Beschränkung sich um so wirkungskräftiger entfaltet. Weshalb die tropischen Orkane vorzugsweise zu bestimmten Jahreszeiten auftreten (359), wird einleuchtend sein,

wenn wir beachten, daß diese Jahreszeiten gerade die heißesten und dampfreichsten Monate umfassen. Wodurch dieselben aber ursprünglich entstehen, können wir, bei dem dermaligen 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 geschieht, 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 hinaufschiebt, und die Lufttemperatur und der Dunstdruck in den westindischen Gewässern am größten (Fig. 8) ist. Die chinesischen Taifune 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 Cyklone des indischen Meeres endlich bilden sich in dem Gebiete niederen Luftdruckes, gegen welches der Südostpassat anbläst und dem Nordostpassat oder West-Monsun 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. Oktober 1844 über Cuba hinging, setzte

seinen Lauf nach NO, auferhalb der nordamerikanischen Ostküste fort, so dafs er am Abend des 7. Oktober bei Newfoundland war. In diesem Orkan bildete die Windrichtung durchschnittlich einen Winkel von 84 Grad mit dem Gradienten, wick also nur um 6 Grad (nach innen hin) von der vollkommenen Kreisbewegung um das Centrum ab. Indessen war die Geschwindigkeit des Windes so grofs, dafs, wenn man einen Cylinder von 100 Meter Höhe und einen Radius von 160 Kilometer um das Centrum herum als die eigentliche Mitte des Sturmes ansieht, in jeder Sekunde nicht weniger als  $420\frac{1}{3}$  Millionen Kubikmeter Luft in diese Mitte hineinströmten. Dieser Sturmcyylinder bedurfte nur 5 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 Aufsenseite nach dem Mittelpunkt des Sturmes hingeströmt. In unserem Sturmcyylinder wurde in dieser Weise am 5., 6. und 7. Oktober 1844 der ganze Luftinhalt mehr als 13mal erneuert. Wenn wir nun auch annehmen, dafs die äufserer Luft an der Grenze des Wirbels ursprünglich eine Geschwindigkeit von 6 geographischen Meilen in der Stunde oder 12 bis 13 Meter in der Sekunde hatte, was hoch gegriffen sein dürfte, und dafs sie im Orkan sich mit einer Geschwindigkeit von 20 geographischen Meilen in der Stunde oder 41 Meter pr. Sekunde bewegte, so finden wir, dafs 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 15mal so viel, als alle Windmühlen, Wasserräder, Dampfmaschinen, Lokomotiven, Menschen- und Tierkräfte 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

---

\*) Nach Reye: Die Wirbelstürme etc. S. 121.

einer Kreisfläche von 160 Kilometer Radius gleichmäfsig eine Regenmenge von  $1^{\text{mm}}$  in einem Tage niederfiele, so würde durch die Verdichtung der entsprechenden Dampfmenge zu tropfbarem Wasser eine Wärmemenge frei gemacht werden, die 6mal gröfser ist als die Wärmemasse, welche, in Arbeit übertragen, den Kraftäufserungen des Orkans an der Erdoberfläche entspricht, und es bleibt mehr als genug Kraft übrig, um die aufsteigenden Bewegungen auszuführen. Eine Regenhöhe von  $1^{\text{mm}}$  pr. Tag, auf einer Kreisfläche von 20 Kilometer Radius, würde zureichend sein, um durch das Freiwerden der im Dampfe gebundenen Wärme die Kraft hervorzubringen, welche der Cuba-Orkan innerhalb des oben bezeichneten Luftcyinders entfaltet hat.

In den starken Orkanen wirkt die Centrifugalkraft als ein Regulator für die überwältigende Kraft des Sturmes. Könnte die Luft unter den tropischen Orkanen sich in der Richtung des Gradienten bewegen, so würde dieselbe eine Geschwindigkeit erreichen, welche jede beobachtete Windgeschwindigkeit vielfach überträfe, und der gegenüber auch die stärksten Menschenwerke kaum Widerstand zu leisten im stande wären. Weil jedoch in Wirklichkeit der Wind von der Richtung des Gradienten abgelenkt wird, gestalten sich die Verhältnisse so, dafs es nur die Projektion der Gradientkraft auf die Bahn des Windes ist, welche die Geschwindigkeit der strömenden Luft bestimmt (280 Fig. 35). Je gröfser nun der Abbeugungswinkel ausfällt, den die Richtung des Windes mit dem Gradienten bildet, desto kleiner wird diese Projektion. Wie wir gesehen haben, ist es aber die Centrifugalkraft, welche jene grofse Abbeugung von gegen  $90^\circ$  veranlafst, und welche überhaupt bewirkt, dafs die Abbeugung um so gröfser wird, je höher die Geschwindigkeit des Windes steigt. In solcher Weise wird durch den Einflufs der Centrifugalkraft das weitere Wachsen der Windgeschwindigkeit um so mehr erschwert, je höher letztere schon gestiegen ist. Eine unmittelbare Folge der erörterten Verhältnisse ist die starke Spannung der Luft, die ihren Ausdruck in den starken Gradienten findet.

**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 Wirbelsturms bezeichnet. Die Tornados werden von einem kräftigen, aufsteigenden Luftstrom gebildet, der in der Höhe seine Wasserdämpfe verdichtet und dadurch stetig erneuert und über die Erde hinbewegt wird. Wir kennen dieselben am besten aus ihrem Auftreten in Nordamerika, wo sie am häufigsten vorkommen und die gewaltsamsten Verheerungen anrichten. Die neuesten Untersuchungen über die nordamerikanischen Tornados haben zu folgenden Resultaten geleitet. Sie entstehen am häufigsten unter dem 40. Breitengrad, auf den großen Ebenen zwischen dem Felsengebirge und dem Alleghanygebirge, und sind am allerhäufigsten im Staate Kansas. In Berggegenden kommen sie nicht vor. Sie können zu jeder Zeit des Jahres entstehen; mit überwiegender Häufigkeit treten sie aber in den Sommermonaten, vorzugsweise im Juni, auf; demnächst in den Frühlingsmonaten. Am seltensten sind sie in den Wintermonaten. Die Tageszeit, wo sie am liebsten sich efinden, ist der Nachmittag, von 12 bis 6 Uhr. In der Nacht und am Morgen sind sie verhältnismäßig seltener. Die Richtung, in welcher sie über die Erdoberfläche hinwandern, ist hauptsächlich von SW nach NO. Andere Richtungen von einem westlichen nach einem östlichen Kompassstrich kommen wohl auch vor, aber verhältnismäßig seltener. Niemals geht ihre Bewegung von O nach W. Die Breite des Raums, innerhalb dessen sie Schaden anrichten, variiert von 12 Metern bis 3050 Metern und umfaßt im Durchschnitt 330 Meter. Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Sturmwolke liegt zwischen 6 und 30 Meter pr. Sekunde und beträgt im Durchschnitt 15 Meter pr. Sekunde. Die Zeit, welche sie braucht, um einen Punkt zu passieren, wechselt von 10 Sekunden bis 30 Minuten. Im Durchschnitt ist ihre Dauer an einem bestimmten Ort  $6\frac{1}{2}$  Minute. Die Sturmwolke hat in den meisten Fällen die Gestalt

eines dunkelen, von der Wolkenschicht mit der Spitze gegen die Erde hin herabhängenden schmalen Trichters; bisweilen gleicht dieselbe aber auch einem Kegel, einem umgekehrten Trichter, zwei mit den Spitzen zusammenstossenden Trichtern, einem Stundenglas, einem Korb, einer Schlange, einem Ballon. Die Länge der auf der Erdoberfläche beschriebenen Bahn schwankt zwischen  $3\frac{1}{4}$  bis 400 Kilometer und ist im Durchschnitt 45 Kilometer. Dem Tornado pflegen in den meisten Fällen heftige Gewitter und schwüle Luft vorauszugehen. Die Winde, welche die grössten Verheerungen anrichten, kommen von SW, NW, W und N. Auf den Vorübergang des Tornados folgen verhältnismässig kalte Winde. Nach den Beschreibungen geht die Bildung der Sturmwolke in der Weise vor sich, dass dunkle, schwere Wolken sich plötzlich über dem westlichen Horizont zeigen und bei einem bestimmten Entwicklungsstadium gegen einen gemeinschaftlichen Mittelpunkt zusammenfahren. Donner und Blitze begleiten in der Regel die Bildung und Entwicklung des Tornados. In verschiedenen Fällen werden andere elektrische Phänomene beobachtet, wie z. B. dass die Wolke leuchtet und mit Feuerkugeln erfüllt zu sein scheint. Die Bewegung der Sturmwolke ist immer wirbelnd, bisweilen aber auch mit anderen Nebenbewegungen verbunden, z. B. mit einem Auf- und Niederhüpfen oder einem Umherspringen von einer Seite zur anderen. Die Geschwindigkeit des Windes im Wolkenwirbel ist von 35 bis auf 150 Meter veranschlagt, im Durchschnitt auf fast 100 Meter pr. Sekunde! Die Wirbelbewegung geht immer in der dem Zeiger einer Uhr entgegengesetzten Richtung vor sich. Oft hört man einen starken Lärm, während der Tornado passiert. Regen geht in den meisten Fällen dem Tornado voran, folgt ihm selten nach. Hagel fällt ebenfalls in den meisten Fällen nur vor dem Eintritt des Tornados. Tornados bilden sich und pflanzen sich fort in Luftschichten, die auf der Südseite eines barometrischen Minimums sich befinden und somit unter dem Einfluss südwestlicher und warmer Winde stehen.

Wie man erkennen wird, weist diese nach amerikanischen Beobachtungen gegebene Beschreibung hin auf die gleichartigen Phänomene, welche wir an den großen atmosphärischen Wirbelstürmen, besonders den tropischen, kennen gelernt haben. Die Tornados sind kleine, heftige, sekundäre Wirbel (335 Schlufs), welche sich an der erwärmten Südseite der großen Wirbel gebildet haben. Es besteht ein stark ausgeprägter Kontrast zwischen ihrer Vorder- und Rückseite. Die Luft der ersteren ist von schwüler Temperatur und voll von Wasserdämpfen. Diese Luft ist es demnach auch, welche den aufsteigenden Luftstrom und die dunkle Sturmwolke bildet. Auf der Vorderseite fallen ja auch hauptsächlich Regen und Hagel. Von dem aufsteigenden Luftstrom wird nun aber wieder die Bewegung des ganzen Phänomens nach Nordost dirigiert. Der geringe Durchmesser und der schroffe Kontrast zwischen den Temperaturen der an der Vorder- und Rückseite herrschenden Winde verursachen die bedeutende Fortpflanzungsgeschwindigkeit. Der heftig aufsteigende Luftstrom bewirkt eine ungewöhnliche Luftverdünnung im Centrum und die daraus sich ergebenden merkwürdigen Luftdruckdifferenzen innerhalb eines sehr engen Raumes, oder mit anderen Worten: die enormen Gradienten. Daraus erklären sich denn aber auch die enormen Windgeschwindigkeiten, denen gegenüber weder Gebäude noch die stärksten Bäume Widerstand zu leisten im Stande sind. Der aufsteigende Luftstrom ist so stark, daß er Dächer von den Häusern hebt, und schwere Gegenstände hoch in die Luft hinauf und weit über den Ring des Sturmes hinaus schleudert. Solche gewaltsame Störungen entstehen naturgemäß am leichtesten auf weiten Ebenen, wo die Winde ungehindert sich tummeln können, und zur Zeit, wo die Südwinde feuchte und warme Luft vom mexikanischen Golf hereingebracht haben. Auch in anderen Ländern kommen Tornados vor, so sind solche z. B. im mittleren Schweden beobachtet worden. See-Tornados trifft man am häufigsten in dem Bereich und der Nachbarschaft des äquatorialen Stillengürtels, doch auch anderwärts.



Sie haben gewöhnlich einen gröfseren Durchmesser, als die Landtornados, sind aber, wie diese, außerordentlich heftig und sehr gefährlich für die Schiffe. Sie verraten ihre Nähe durch eine kleine schwarze Wolke, das sogenannte „Ochsenauge“, welche aber rasch zunimmt und sich nach oben hin in Trichterform ausweitet; dies ist die Sturmwolke, welche sich durch den aufsteigenden Luftstrom erzeugt und diesen ihrerseits wieder unterhält. Eine ähnliche Wolke bezeichnet gleichfalls das Auftreten der Landtornados.

**365.** In einzelnen Tornados, besonders in der Nähe des Äquators, 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 lokale Hindernisse der Bewegung als durch die Ablenkungskraft der Erdumdrehung veranlaßt, da letztere bekanntlich unter dem Äquator verschwindet. Die starke saugende und hebende Kraft der Tornados rührt von der starken Luftverdünnung in ihrem Innern und dem starken aufsteigenden Luftstrome her.

**366.** Aufsteigende Luftströme, mit oder ohne wirbelnde Bewegung, findet man auch in den sogenannten Tromben oder Windhosen (Wasserhosen, Sandhosen), welche Tornados in kleinem Mafsstabe darstellen. Sie bilden sich sowohl über dem Lande als über 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 regelmäfsige Bahnen über die Erde hin. Sie haben eine starke hebende und aufsaugende Kraft, so dafs es nicht ohne Gefahr ist, mit ihnen in Berührung zu kommen. Häufig sind auch sie von starkem Regen, Hagel, Blitz und Donner be-

gleitet. 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, infolge 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 teilweise wenigstens auch die Tornados, entstehen, wenn die Luft im Zustande des unstätigen (labilen) Gleichgewichtes sich befindet. Stätig (stabil) nennt man nämlich das Gleichgewicht der Luft, wenn ein Luftteilchen, das man aus seiner Lage verrückt, dieselbe alsbald wieder einzunehmen sucht. Dies ist der Fall, so oft die Lufttemperatur nach oben hin verhältnismässig langsam und gleichmässig abnimmt, denn alsdann wird ein Luftteilchen, welches von unten nach oben hin verschoben wird, sich alsbald abkühlen und dadurch dichter werden, als die höheren Luftlagen, in welche es geraten, und infolge davon an seinen alten Platz zurücksinken. Ebenso wird aber auch ein Luftteilchen, 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 danach 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 der Zustand des unstäten (labilen) Gleichgewichts, 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 infolge 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 somit die wesentlichsten Bedingungen für das Eintreten eines unstäten Gleichgewichts der Atmosphäre und infolge davon auch für die Bildung örtlicher aufsteigender Luftströme, die sich unter günstigen Umständen zu Windhosen, Tornados, ja möglicherweise auch zu Wirbelstürmen entwickeln können.

## Achtes Kapitel.

### Elektrische und optische Erscheinungen in der Atmosphäre.

---

**368.** Wenn man einen Körper, welcher die Elektricität 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 Elektricitäten entweder durch leitende Verbindungen mit der Erde abfließen, oder durch eine am Oberende angebrachte Spitze in die Luft ausströmen kann, breitet sich nämlich freie Elektricität auf der Oberfläche des Körpers aus. Als Ursache dieser Erscheinung sieht man die Luftelektricität 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 Elektricität zuzuschreiben. Die sogenannte Luftelektricität ist im Winter am stärksten, im Sommer am schwächsten, und nimmt an Stärke zu, je weiter man sich von der Erdoberfläche entfernt. Über ihren Ursprung und ihr weiteres Verhalten schweben wir noch in ziemlicher Ungewißheit.

**369.** So unbekannt aber auch die Quellen der Luftelektricität 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 Gewitter-

wolken (Nimbus), aus, die aus dichtem Cumulusgewölk bestehen, deren Unterfläche eine eigentümlich graublau Färbung zeigt. In diesen Wolken findet man freie Elektrizität, bald positive, bald negative. Die Gewitterwolken wirken, ebenso wie andere elektrisierte Körper, verteilend in die Ferne. Die ihnen eigentümliche Elektrizität zieht in den Körpern, welche sich in ihrer Nähe befinden, die entgegengesetzte Art der Elektrizität an und stößt die gleichnamige Art der Elektrizität ab. Diese elektrische Verteilung findet statt, sowohl zwischen den verschiedenen Wolken, als auch zwischen der elektrischen Wolke und der Erde. Sobald die Anziehungskraft der entgegengesetzten Elektrizitäten den Widerstand der zwischenliegenden Luftschicht zu überwinden im stande ist, verbinden sich dieselben mit einander. Diese Verbindung geschieht unter Entwicklung von Licht und Wärme, indem ein elektrischer Funke zwischen den beiden Körpern, deren entgegengesetzte Elektrizitäten 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, dafs der Blitz ein solcher elektrischer Funke sei, war Benjamin Franklin, im Jahre 1752, indem er unter einer Gewitterwolke einen Drachen steigen liefs, der mit eisernen Spitzen versehen war. Sobald die Schnur des Drachens durch den Regen nafs geworden, begann sie als Leiter zu wirken. Die Elektrizität der Gewitterwolke zog die entgegengesetzte Elektrizität aus den Spitzen des Drachens an sich und trieb die gleichnamige Elektrizität in die Schnur hinab, aus welcher Franklin daher Funken ziehen konnte, die ganz von derselben Natur waren, wie die, welche er mit einer Elektrisiermaschine hervorzubringen vermochte.

**370.** Man unterscheidet verschiedene Formen des Blitzes. Flächenblitze bestehen in einem Leuchten, welches sich gleichzeitig über einen gröfseren Teil der Oberfläche der Gewitterwolke verbreitet, oder bisweilen auch nur ihre Seiten erhellt. Zickzackblitze gleichen den Funken, welche man

aus einer Elektrysiermaschine hervorrufft. Sie haben die Gestalt eines Zweiges, der oft sehr zackig gebogen ist und in mehrere kleine Äste sich zerteilt. 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 explodieren mit entsetzlicher Wirkung (360 Mitte). Das Wetterleuchten entsteht durch ferne Blitze, welche schon unter dem Horizonte liegen, aber die höheren Wolken- und Luftschichten erleuchten, so dafs 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 Elektrysität der Wolke die entgegengesetzte Elektrysität der Erde anzieht und sie auf der Oberfläche der Gegenstände anhäuft, sind besonders hervorragende, hohe Gegenstände, zumal wenn diese die Elektrysität 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 tödend, wenn er entweder unmittelbar einen Menschen oder ein Tier trifft, oder in ihrer Nähe vorbeigeht. Letzteres nennt man den Rückschlag, und seine Wirkung beruht darauf, dafs die Elektrysität der Gewitterwolken vor dem Blitzen die beiden entgegengesetzten Elektrysitäten 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 Elektrysität der Wolke sich mit einem Teil der entgegengesetzten Elektrysität im Erdboden, wodurch beider Wirkung aufgehoben wird. Im selben Augenblick, wo in dieser Weise die Ursache der Scheidung beider Elektrysitäten innerhalb des Körpers beseitigt ist, verbinden diese sich plötzlich wieder mit einander. Dies veranlafst, so zu sagen, einen Blitzschlag im Innern des Körpers, der durch

die ihn begleitende totale Zerrüttung des Nervensystems tödlich wirkt, ohne dafs eine äufsere 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, dafs die Elektrizität der Gewitterwolke die ihr entgegengesetzte Elektrizität durch die Spitze aus der Erde aufsaugt, sich allmählich mit ihr verbindet und dadurch neutralisiert wird, das will sagen: die Menge der freien, gefahrbringenden Elektrizität 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 Wärmewirkung des Blitzes erleidet, der aber unmittelbar ein Zusammenstürzen der Luft gegen den Ort der Verdünnung hin nachfolgt. Während der Blitz nur einen ganz geringen Bruchteil einer Sekunde währt, hört man das Krachen des Donners oft viele Sekunden, ja bisweilen wohl eine Minute lang, und wird dasselbe von einem eigentümlichen rollenden Getöse begleitet, da die Donnerschläge stofsweise mit schwächeren Zwischenräumen ans Ohr gelangen. Letzteres kann teils ein Echo sein und in der Zurückwerfung des Schalles von den Wolken oder von den Gebirgen seinen Grund haben, teils aber auch daher rühren, dafs der Schall sich viel langsamer fortpflanzt als das Licht. Das Licht bewegt sich mit einer Geschwindigkeit von 41000 geographischen Meilen in der Sekunde, 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 Sekunden, welche zwischen Blitz und Donner verstreicht, kann man leicht den Abstand des Blitzes bestimmen, da jeder Sekunde 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, dichteren 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 geradezu abmählt, ja Menschen und Tiere 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 vorzugsweise 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 Grade mit Wasserdampf erfüllt. Die drückende Schwüle, welche man vor dem Gewitter fühlt, rührt davon her, dafs 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 in Deutschland am gröfsten in der Nacht, in Norwegen in den späten Abendstunden.

**377.** In den gemäfsigten 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 verhältnismäfsig selten. In Italien hat der Juli weniger Gewitter als die vorhergehenden und die nachfolgenden zwei Monate. 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 fast keins aufzuweisen hat. Im südlichen Norwegen hat in den Monaten Juni bis August das Innere über 5 Gewitter, die Westküste nur 1 bis 2. In den Wintermonaten Dezember bis Februar hat aber die Westküste durchschnittlich 1 bis  $1\frac{1}{2}$  Gewitter, das Innere keins und die Skagerak-Küste nur 0.3 bis 0,09. 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 aufser 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 gröfser.

**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 Jahre zum andern sehr stark wechselt. Dergleichen Angaben mangeln indessen bis jetzt noch für den größten Teil 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 Äquator entfernt und den Polen nähert. In Norddeutschland hat die Küste 10 bis 18 Gewitter im Jahre, das Innere 13 bis 30, durchschnittlich 19. In Schweden kommen, südlich von Wenern, 12 Gewitter im Jahre vor, im nördlichen nur 6. In Norwegen hat Christiania 9, Bergen 6 bis 7, die Romsalküste 3, Throndhjem 6 und die Küste am Eismeer nur 1, während das Innere Finmärkens 2 bis 3 hat. In den eisigen Polargegenden hört man keinen Donner. Die nördlichsten Gewitter trifft man unter dem 75. Breitengrade im Wellington-Kanal, Nord-Amerika, im August, unter dem 71. Breitengrade am Nordkap, in milden Wintern und in sehr warmen Sommern, im karischen Meer und auf West-Spitzbergen unter dem respektiven 77. und 78. Breitengrade, an den letzten Orten aber nur in heißen Sommern. In den trockenen Gegenden Peru's, der Sahara und Arabiens kann man bisweilen Gewitter beobachten.

**379.** In Europa ist das Auftreten der Gewitter, besonders nach den Beobachtungen und Studien der letzten Jahre, etwas genauer bekannt. Man hat gefunden, daß ein großer Teil 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 Jahre 1868 am 16. August über Norwegen hinzog. Nimmt man den Augenblick, welcher gerade 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 allmählich 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 Trondhjemsfjord 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 (15 Meter per Sekunde) 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 (10,6<sup>m</sup> per Sekunde). In Europa bewegen die Gewitter sich am häufigsten von SW nach NO, in Italien gehen sie gewöhnlich von NW nach SO. 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 Wolken-schicht über die Erde hin zieht und nach und nach ihre Elektri-cität entladet, sondern daß es die für die Bildung der Gewitter-wolken 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 unregel-mäßige Weise bald vorwärts, bald rückwärts bewegen; so wie daraus, daß oft die Wolken in der einen Richtung ziehen, während das Gewitter in der entgegengesetzten Richtung weiter rückt.

**381.** In Europa 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. In Italien ist der häufigste Gewitterwind aus NW.

**382.** Viele 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 Teil der Sommergewitter im Innern des Landes entsteht an heißen Sommertagen. Diese Gewitter, welche man Wärmegewitter nennen könnte, zeigen oft in schwächerem Grade Blitze, Donner, Regen und Wind, als jene erste Art, welche wir als Wirbelgewitter bezeichnen möchten. Die Sommergewitter im Innern des südlichen Norwegens entstehen unter den folgenden Umständen: Luftdruck etwas unter dem normalen, mit partiellen Minima über dem Lande. Auf dem barometrischen Höhenrücken zwischen diesen entstehen die Gewitter. Relativ hohe Temperatur, mit Maxima über den Luft-

druckminima. Hohe relative Feuchtigkeit, mit Maxima da, wo die Temperatur am höchsten ist. Diese Maxima, resp. Minima, liegen gewöhnlich im Westen und Osten (d. h. Schweden) des Schauplatzes der Gewitter. In Italien ist jedes Gewitter mit einem Minimum von Luftdruck, relativer Feuchtigkeit und Temperatur verbunden; es befindet sich immer in dem hinteren Teil der zwei ersteren und in dem vorderen Teil der dritten. Alle drei Minima, besonders aber die beiden letzteren, sind mit betreffenden Maxima in Zusammenhang, welche hinter dem barometrischen und hygrometrischen Minimum und vor dem thermometrischen gelegen sind. Die Wintergewitter an der norwegischen Westküste entstehen bei starken südwestlichen und westlichen Stürmen und sind also den Wirbelgewittern beizuzählen. Im Innern Norwegens kommen dieselben so gut wie niemals vor. Sie sind häufiger im mittleren und südlichen Europa.

**383.** Wenn man die Umstände, unter welchen Blitz und Donner auftreten, genauer ins Auge faßt, kommt man zu dem Schlufs, dafs sie da entstehen, wo man es mit warmen, dampfreichen, aufsteigenden Luftströmen zu thun hat. Die tägliche Periode der Gewitter (376) ist dieselbe, wie die tägliche Periode der Phänomene, welche dem aufsteigenden Luftstrom (161) 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 vielleicht durch eine sich steil erhebende Küste befördert wird. Gewitter sind endlich die unzertrennlichen Begleiter der Windhosen, Tornados, Cyclonen 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, dafs es eigentümliche Umstände bei der Wolkenbildung sind, welche den Wolken die freie Elektrizität mitteilen, die sie zu Gewitterwolken macht. Wie und wo diese Elektrizität entwickelt wird, ist uns unbekannt, und eine weitere Antwort auf die Frage nach der Entstehung der Gewitter kann daher noch nicht gegeben werden.

Merkwürdig bleibt immer die Ähnlichkeit zwischen den Umständen bei der Gewitterbildung und bei den Tornados (364). Es liegt der Schlufs nahe, dafs wir es hier mit denselben Wirkungen, aber nur nach verschiedenen Richtungen ausgebildet, zu thun haben.

---

385. Das Nordlicht ist ein Phänomen, dessen Wesen zum gröfsten Teil noch unbekannt ist. Es besteht aus einem Lichtschein in der Luft, der unter verschiedenen Gestalten auftritt. Diese können, nach den Beobachtungen an Orten, wo das Nordlicht in seiner gröfsten Pracht und Häufigkeit auftritt, in der folgenden Weise klassifiziert werden. (Weyprecht.)

1. Bögen: nahezu regelmäfsige, der Form des Regenbogens gleichkommende Erscheinungen, die sich vom magnetischen Nord oder Süd zu oder von dem Zenith heben oder senken und in den meisten Fällen auf beiden Seiten den Horizont erreichen.

2. Bänder: unregelmäfsige, in ihrer Form sehr verschiedene Erscheinungen, welche aber stets den Eindruck eines mehr oder weniger langen, in der Atmosphäre treibenden Bandes machen, von bedeutend gröfserer Ausdehnung in Länge als in Breite, fast immer in Falten und Windungen gekrümmt (Draperieform). Sie bestehen entweder aus einer nach der Länge des Bandes meistens nicht gleichförmig verteilten Lichtmasse oder aber aus einzelnen Strahlen von der Breite des Bandes, die in der Richtung gegen das magnetische Zenith (die Richtung der magnetischen Inklinationsnadel) dicht an einander gereiht



stehen, und deren Zwischenräume durch Lichtmasse ganz ausgefüllt sind. Diese Form des Nordlichtes ist entweder nach allen Seiten abgegrenzt oder erreicht den Horizont nur auf einer Seite. Selten und auch dann nur in geringer Höhe berühren die Bänder den Horizont auf beiden Seiten.

3. Fäden: äußerst feine Lichtstrahlen von sehr verschiedener Länge, mitunter von nahe dem magnetischen Zenith bis nahe zum Horizonte reichend und stets derart gruppiert, daß sie das Bild eines Fächers darbieten, der einen Teil des Firmamentes bedeckt. Diese Strahlen bilden keine kontinuierliche Erscheinung, sondern sind unter einander durch mehr oder weniger weite dunkle Zwischenräume geschieden. Häufig sind die Fäden die Fortsetzung eines Bandes gegen oben; letzteres bildet dann den kontinuierlichen unteren Saum des Fächers.

4. Krone: Die Vereinigung der Strahlen oder der Lichtmasse in einem gemeinsamen, stets in der Nähe des magnetischen Zeniths gelegenen Centrum, begleitet von einer mehr oder weniger intensiven Bewegung gegen oder um dasselbe.

5. Nordlichtdunst: unklare, formlose Anhäufungen von Lichtmassen an irgend einem Punkte des Firmamentes, ohne genaue, bestimmbare Konturen.

6. Nordlichtsegment: ein im magnetischen Nord oder Süd befindliches, scheinbar dunkleres Kreissegment, welches von einem unveränderlich und sehr niedrig stehenden Lichtbogen begrenzt ist. Letzterer ist meistens der Ausgangspunkt der Bögen. Durch das dunkle Segment sieht man die Sterne, auch schwache.

7. Nordlichtschein: der mehr oder weniger hoch aufleuchtende Feuerschein am polaren (in unseren Gegenden nördlichen) Himmel, die Form, unter welcher das Nordlicht häufig in mittleren Breiten, jedoch nicht in seiner Heimat beobachtet wird. Das Charakteristische dieser Form ist, daß die Strahlen vom Horizonte gegen oben divergieren, während bei allen übrigen Formen das Umgekehrte stattfindet, wenn sich Strahlen unterscheiden lassen. Häufig treten verschiedene Formen gleichzeitig auf.

8. Garbe: ein Komplex von Nordlicht, bandförmig, an einer Stelle des Horizontes aufschiefsend.

Neben der Form muß die Bewegung unterschieden werden. Dieselbe ist zweierlei Art.

1. Die Bewegung der Erscheinung als Ganzes. Hierher gehören das Heben und Senken der Bänder und Bögen von und zu dem Horizonte, das seitliche Verschieben und Verlängern oder Verkürzen der Fäden, die Ortsveränderung des Nordlichtdunstes. Die Bewegung geht meistens nicht rasch vor sich, doch sieht man in den Gebieten großer Häufigkeit der Nordlichter in der Mehrzahl der Fälle nach einer Stunde nicht dasselbe Nordlicht, sondern ein neues.

2. Die Lichtbewegung innerhalb der Erscheinung, die auf zwei Arten geschieht:

a) Wellen: Lichtwellen, welche die Bänder und hier und da auch die Bögen ihrer ganzen Länge nach durchlaufen, OW oder WO. Sie verursachen ein Wallen oder ein Hüpfen der Bänder, je nachdem die Bänder aus bloßer Lichtmasse oder aus Strahlen bestehen. Die Bewegung der Wellen kann stellenweise rückläufig erscheinen, wenn das Band Schlingen bildet. Zu dieser Art Lichtbewegung gehört auch das Flimmern und Aufleuchten einzelner Partien der Fäden.

b) Blitze: kurze, breite, mit blitzartiger Raschheit aus den Bändern gegen das magnetische Zenith oder umgekehrt schiefsende Strahlen. Sie sind stets die Vorläufer und Begleiter intensiver Kronen, und treten besonders dann auf, wenn sich ein aus Strahlen bestehendes Band zur Krone auflöst.

**386.** Die Farbe des Nordlichtes ist gewöhnlich weiß mit leichter grünlicher Betonung; es giebt aber auch rote Nordlichter, die sehr stark werden können. Auch andere Farben treten bisweilen auf. Im Spektroskop zeigt das Nordlicht eine gelb-grüne Linie.

**387.** Das Nordlicht erscheint am häufigsten in den nördlichen Ländern des Erdballs, seltner nur in südlichen Gegenden, und sehr selten in den Tropen. Auf der südlichen Halbkugel

(Australien, nicht Kap Horn) 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 und prachtvollsten sieht, liegen in einer Zone von ovaler Form, welche über die Hudsonsbai, Labrador, die grönländische Südspitze, Island, Finmarken, das karische Meer, das nördliche Sibirien, das nördlich von der Behringstrafse gelegene Meer und den nördlichsten Teil von Nord-Amerika hingeht. Südlich von diesem Gürtel sieht man das Nordlicht in der Regel im Norden; nördlich von demselben erscheint dasselbe dagegen gewöhnlich im südlichen Teile des Himmels. Bisweilen beobachtet man das Nordlicht gleichzeitig auf einem großen Teil der nördlichen Halbkugel, z. B. in Nord-Amerika, dem nordatlantischen Meer, Europa und einem Teil von Asien. In selteneren Fällen ist das Nordlicht in niedrigen Breiten, wie Jamaika und Bombay (18. Grad N. B.), ja bis zum 15. 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 Mittel-Europa in den Äquinoclien am häufigsten und in den Solstitien am seltensten. Außerdem hat es hier eine Periode von 10 bis 11 Jahren, indem die Häufigkeit des Nordlichtes in gleichem Verhältnis mit der Häufigkeit der Sonnenflecke zu- und abnimmt. Danach 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 Reichtum an Nordlichtern ausgezeichnet haben. Die beiden letzten Perioden finden sich in den Phänomenen des Erdmagnetismus wieder.

In den Gegenden, welche nördlich von der Zone liegen, in welcher das Nordlicht seine größte Häufigkeit zeigt, sind die Perioden der Häufigkeit desselben den entsprechenden Perioden der temperierten Zone entgegengesetzt. Namentlich macht dies

Verhältnis sich in Bezug auf die 11jährige Periode geltend, insofern als für Grönland z. B. ein Maximum der Häufigkeit auf die Jahre fällt, in welchen Europa ein Minimum hat, und umgekehrt. Die Perioden des Nordlichtes scheinen verursacht zu werden durch ein Vor- und Zurückweichen des Gürtels, in welchem sie am häufigsten auftreten, in seiner Lage zum Pol.

**389.** Über die Höhe des Nordlichtes sind die Ansichten geteilt. 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 vermuten, 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 eigentümliches 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 fortzuführen 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 regelmäfsig 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 regelmäfsige 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 lotrechten 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 dunklen Himmel. Dies ist das sogenannte dunkle Segment. Befindet sich der Beobachter gerade unter einem Teil des Nordlichtringes, so werden die meisten der für ihn sichtbaren Strahlen die Richtung der magnetischen Kraft am Beobachtungsorte teilen, d. h. einander parallel sein, und also nach den Gesetzen der Perspektive in einen Punkt des Himmelsgewölbes zusammen zu laufen scheinen, und zwar wird dies der Punkt sein, nach welchem die magnetische Neigungsnadel 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 Südrande 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 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 biegt, 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 geraden Linie zwischen Auge und Objekt, der ihm theils durch die Gesetze der Brechung, theils durch die der sogenannten totalen Reflexion an den unteren 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 Wasserfläche 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 Verhältniß 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, aufser dem Gegen-

stande 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, verhältnismäßig weniger lichtbrechenden Luftschichten zurückgeworfen werden. Unter solchen und ähnlichen 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 gerade 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 der andern Masse nicht unbeträchtlich abweichendes Brechungsvermögen erlangen kann.

**394.** Das Sonnenlicht erleidet beim Durchgang durch die Atmosphäre eine 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 Sonnenlicht besteht, die Atmosphäre durchdringen. Im allgemeinen gehen die roten 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 roten Strahlen am leichtesten durchlässt, wirft sie die blauen am leichtesten zurück. Dies ist die Ursache der blauen Farbe des Himmels. Die Stärke

dieses Blau's ist gröfser im Zenith als am Horizonte; nach dem Regen gewöhnlich gröfser, als vor demselben, in der heifsen Zone gröfser, als in den gemäßigten und kalten Zonen, und wird um so gröfser, je weiter man sich von der Erdoberfläche entfernt. Auf sehr hohen Gebirgen sieht man den Himmel beinahe ganz schwarz. Überhaupt ist der Himmel um so tiefer blau, je dünner die Luft, oder die Luftschicht ist, welche das Sonnenlicht reflektiert. Dafs es die Luft selbst ist, welche durch die Reflexion des Sonnenlichtes die blaue Farbe hervorruft, wird dadurch bewiesen, dafs das blaue Licht des Himmels nach einer Ebene, welche durch die Sonne geht, polarisiert ist, und dafs 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, dafs die höchsten Luftschichten, welche das Sonnenlicht zu reflektieren 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. Aufserhalb dieses Regenbogens sieht man bisweilen einen gröfseren, viel matteren, in welchen die Farben in umgekehrter Ordnung — inwendig rot, aufsen violett — auf einander folgen, und welcher um 52 Grad vom Gegen Sonnenpunkt absteht. Unter dem gewöhnlichen Regenbogen erscheinen manchmal einige abwechselnde rote und grüne Streifen. Diese deuten an, dafs die Regentropfen sehr klein sind. Um den Mond kann man



auch Regenbogen beobachten, doch sind die Farben hier sehr blafs. Das Licht des Regenbogens ist fast vollständig polarisiert und zwar in der Ebene, die durch den Lichtstrahl und die Sonne geht.

**398.** Die **kleinen Ringe** oder Höfe, welche man um die Sonne und den Mond bemerkt, werden durch die sogenannte Beugung der Lichtstrahlen hervorgerufen, wenn das Licht durch die kleinen Öffnungen passiert, welche zwischen den Nebelkügeln 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 **grofsen 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. Gerade diese Phänomene, welche man mit Hülfe der Optik vollständig erklären kann, liefern den Beweis dafür, dafs jene Wolken aus derartigen Eispadeln 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 dafs der Beobachter mannigfaltig gestaltete Kreise, Bogen und Streifen wahrnimmt. Der am gewöhnlichsten vorkommende Ring hat die Sonne in der Mitte, und der Raum zwischen der Sonne und demselben ist etwas dunkel. Der Innenrand zeigt etwas rotes, der Aussenrand etwas weifses 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 Kapitel.

### 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 Gröfse 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 Teil 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 Werte 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 unregelmäßigen Veränderungen der meteorologischen Elemente bedingt werden. Der praktische Meteorolog bedarf also ebensowohl der Kenntnis aller klimatologischen Verhältnisse, als des Einblicks in die Gesetze für die Bewegung der Atmosphäre und in die dabei hervortretenden Phänomene.

Die wichtigsten Teile der Klimatologie haben wir bereits in den ersten fünf Kapiteln 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 Verständnis 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 Kapiteln 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 Übersicht 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, Mittelwerte, die aus den Einzelwerten berechnet wurden, welche diese Elemente zu verschiedenen Zeitpunkten während längerer Zeiträume nach einander gehabt haben. Diese Durchschnittszahlen (Normalwerte) hängen davon ab, wie häufig große oder kleine Einzelwerte stattgefunden haben. Soll demnach der Überblick über die klimatischen Verhältnisse eines Ortes auf Vollständigkeit Anspruch machen, so darf derselbe sich nicht bloß auf die Angabe jener Mittelwerte beschränken, sondern muß auch die Größe der Variationen berücksichtigen, d. h. angeben, bis auf welche größten oder kleinsten Werte

das einzelne Element, sowohl durchschnittlich als absolut, steigen oder herabsinken kann.

402. Man kann zwischen tropischem Klima, temperiertem oder gemäßigtem Klima und kaltem Klima, sowie zwischen See- oder Küsten-Klima und kontinentalem 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, auf dem Land und in der Kalmenzone, eine beträchtliche Regenmenge, welche auf ersterem zu bestimmten Zeiten des Jahres fällt. 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 Kalmenzone des Äquators durch das hier stattfindende Maximum der Wärme und durch den großen Reichtum 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, teils infolge der langsameren Erwärmung der Erdoberfläche, die nicht mit dem Fortrücken der Sonne Schritt halten kann, teils wegen der verschiedenen Einwirkung der Sonnenwärme auf Land und Meer, sich nie sehr weit vom Äquator 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 Hindostans hervorgerufen. Der Nordost-Monsun jener Gegend weht von dem barometrischen Maximum Ost-Indiens nach dem äquatorialen Stillengürtel des indischen Meeres hin.

**403.** Das **gemäßigte Klima** zeigt eine jährliche Mitteltemperatur von 25 bis 0 Grad, und das kalte Klima von 0 Grad und darunter. In diesen Klimaten wird, je weiter man sich vom Äquator entfernt, die jährliche Veränderung der Temperatur durchschnittlich gröfser, die Menge des Wasserdampfes durchschnittlich geringer, die Windverhältnisse unregelmäßiger, der Niederschlag schwächer und ungleichmäßiger verteilt.

**404.** Das **See- oder Küsten-Klima** der temperierten und z. T. der kalten Zone zeichnet sich aus durch relativ hohe Wintertemperatur, niedrige Sommertemperatur, geringe jährliche und tägliche Veränderung der Temperatur, grofse 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 veranlafst.

**405.** Das **kontinentale oder binnenländische Klima** der temperierten und z. T. der kalten Zone zeichnet sich aus durch einen warmen Sommer, kalten Winter, trockne Luft, 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, und der starken Wärmeausstrahlung während des Winters, welche beide durch die Trockenheit der Luft, die natürliche Folge der Meeresferne, begünstigt werden. Aus der Trockenheit der Luft ergibt sich auch unmittelbar die Klarheit des Himmels und das geringe Maf des Niederschlages.

**406.** Ueber den Festlanden der temperirten Zone 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 Kontinente. An den Westküsten der Kontinente 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. Die barometrischen Minima bei Island, welche die Januar-Isobaren nachweisen, ist ein Ausdruck für die Menge zum Teil starker barometrischer Minima, welche in dieser Gegend entstehen und über sie hingehen, infolge 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. Ähnlich, aber weniger charakteristisch ausgeprägt, sind die Verhältnisse an der nordamerikanischen Westküste. Die Westseiten der Festlande der südlichen Halbkugel haben ein verhältnismäßig kaltes Klima als Folge der Meeresströme, welche aus höheren südlichen Breiten in diese Gegenden sich vordrängen. Übrigens ist das Klima der ganzen südlichen Erdhälfte überwiegend ein See-Klima, wie dies der geringen Ausdehnung des Landes im Verhältnis der Meeresfläche entspricht.

Vergleicht man die isobarischen Karten (Fig. 26 und 27) mit den isothermischen Karten (Fig. 6 und 8), und faßt dabei noch besonders ins Auge, was (81, 82) über die Gegenden gesagt wurde, welche die größte thermische Anomalie haben, so

wird man bemerken, daß die größte thermische Anomalie im Januar  $+25^{\circ}$  bei den Lofoten in der Nähe und östlich von dem barometrischen Minimum bei Island, und ebenso daß das amerikanische Maximum  $+12^{\circ}$  im Osten des barometrischen Minimums bei Alaska liegt. Offenbar sind es hier die warmen südlichen Luftströme, welche an der Ostseite des barometrischen Minimums bis in die hohen Breiten hinauf vordringen, denen es zuzuschreiben ist, daß man an den genannten Punkten den größten Wärmeüberschuß antrifft. Es ist dasselbe Phänomen, welches wir im einzelnen Fall im § 298 betrachtet haben (vergl. die Karten Fig. 33, 34, 43, 44, 45, 46, 47 u. 48). Die größte negative Anomalie finden wir im Januar in Nordost-Sibirien, am oberen Lauf der Jana und bei der Hudsonsbai. Der erst-erwähnte Landstrich liegt südöstlich von dem barometrischen Maximum am unteren Lauf der Lena, und der letztgenannte auf der Ostseite des barometrischen Maximums im Innern von Nord-Amerika. An beiden Stellen strömen nördliche Winde aus einem stark abgekühlten Gebiet nach südlicheren Gegenden und üben dadurch einen erkältenden Einfluß auf die Temperatur, woraus Maxima negativer thermischer Anomalie resultieren, welche wir in den davon berührten Gegenden vorfinden. Auch dies ist ganz analog mit dem, was wir im einzelnen Falle auf der östlichen Seite der Karten Fig. 33 und 34 beobachten können.

Im Juli begegnen wir der größten positiven Anomalie  $+10^{\circ}$  im Innern Asiens, östlich vom kaspischen Meere, und im Innern von Nord-Amerika in Kalifornien. Diese Gegenden gehören an und für sich schon in dieser Jahreszeit zu den wärmsten, aber dazu kommt noch, daß die herrschenden Winde, welche der Nordwestseite eines barometrischen Minimums angehören, obwohl zum Teil von Norden her wehend, aus dem durch die Sommersonne erhitzten Binnenland herkommen. Die Ostküsten Asiens und Nord-Amerikas dagegen haben in dieser Jahreszeit freilich wohl südliche Winde, aber diesen kommt doch, als Seewinden, eine abkühlende Wirkung zu. Maxima

negativer Anomalie finden wir im Juli in der Davisstraße, im karischen Meer und im Beringsmeer. Hier befinden wir uns ebenfalls auf der Nordwestseite eines barometrischen Minimums, aber die herrschenden nördlichen Winde kommen von eisbedeckten Regionen und verursachen daher an den von ihnen getroffenen Orten ein Herabsinken der Temperatur unter derjenigen ihrer Nachbarschaft in Ost und in West.

**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 Kenntnis der klimatischen Verhältnisse ergeben, sondern derartige, die bestimmen, in wie weit die verschiedenen Jahreszeiten von den normalen Verhältnissen abweichen werden, oder die geradezu die Witterung für einen bestimmten Tag im voraus feststellen. Nach dem, was wir bisher betrachtet, beruht die jedesmalige Witterung wesentlich auf der Verteilung des Luftdruckes, von welchem in erster Linie der Wind und in zweiter dann auch fast alle übrigen meteorologischen Elemente abhängig sind. Aber die Bestimmung der Veränderungen des Luftdruckes ist, wie schon früher ausgesprochen, eine Aufgabe, welche die Wissenschaft bis jetzt noch nicht gelöst hat, und die Vorherbestimmung des Wetters bleibt deshalb immer noch zum größten Teil ein erfahrungsmäßiges Gutachten, das sich nicht minder auf den praktischen Blick als auf Kenntnis 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 verhältnismäßig 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. Die Aufgabe der praktischen Meteorologie beschränkte sich zuerst wesentlich darauf, nahende Stürme vorauszusagen oder zu signalisieren. Solche Sturmsignale 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 Kenntnis der Gesetze für die Veränderung des Luftdruckes vor der Hand in dieser Richtung nicht leisten. In der neuesten Zeit ist es aber gelungen, tägliche „Aussichten“ für die Witterung des folgenden Tages geben zu können, welche in der Mehrzahl der Fälle (etwa 85 pCt.) bestätigt werden.

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 verteilt 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 selbstregistrierende Instrumente, welche mit Hilfe 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 zu übersehen imstande sein, wo und wie rasch ein barometrischer Gradient im Wachstum begriffen wäre, und könnte rechtzeitig allen durch den verstärkten Wind bedrohten Orten Warnungen zugehen lassen. Man würde in dieser Weise überhaupt eine Übersicht über die Veränderungen des Wetters bekommen, welche in Verbindung mit dem, was wir über die Ursachen derselben wissen, eine ausgezeichnete Grundlage für allgemeinere Wettervoraussagungen abgeben würde.

409. Die Herstellung eines derartigen Systemes würde freilich nicht zu den Unmöglichkeiten gehören, aber jedenfalls einen sehr großen Kostenaufwand erfordern. Nur in Nord-Amerika findet sich eine Annäherung zu einem solchen System. In Europa muß man mit minder kostspieligen, aber freilich auch minder vollkommenen Einrichtungen vorlieb nehmen. Statt der ununterbrochen telegraphischen Verbindung mit einer großen Menge zum Teil weit entfernter Stationen, muß man sich auf telegraphische Mitteilungen von einigen wenigen Stationen beschränken, die nur ein oder höchstens zwei- bis dreimal 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 direkten telegraphischen Verbindung durch eigens dazu bestimmte Leitungen, sieht man sich auf die gewöhnlichen Telegraphenlinien hingewiesen, die bereits eine so große private und öffentliche Korrespondenz zu befördern haben, daß die Meteorologie ihre Forderungen nicht so weit ausdehnen kann, wie das Bedürfnis des Sturm-Signal-Systems es eigentlich erheischte. Um indessen eine Vorstellung von der Art zu liefern, in welcher zur Zeit von den meteorologischen Centralanstalten in Europa Sturmsignale abgegeben werden, wollen wir eine kurze Über-

sicht über die Art und Weise geben, in welcher der tägliche „Wetterdienst“ in jenen Anstalten organisiert ist.

**410.** Von einer Reihe Stationen des In- und Auslandes laufen am Vormittag meteorologische Telegramme folgenden Inhaltes ein:

Luftdruck, Temperatur, Wind-Richtung und Stärke, Bewölkung (Niederschlag) für 8 Uhr abends des vorhergehenden Tages.

Luftdruck, trockenes und nasses Thermometer, Windrichtung und Stärke, Bewölkung (Niederschlag), höchste und niedrigste Temperatur der verflossenen 24 Stunden (einzelne Stationen), Seegang (von einigen Küstenstationen) für 8 Uhr morgens des laufenden Tages.

Die Stationen und deren Anzahl ist verschieden in den Systemen der verschiedenen Länder.

Der Radius des Gebietes, aus welchem die Deutsche Seewarte ihre Morgentelegramme erhält, beträgt ca. 1000 Seemeilen. Derselbe erstreckt sich nach Westen bis an die Westküste Irlands, nach Süden bis Korsika und Süditalien, nach Osten bis Moskau, und nach Norden bis Bodö, nördlich vom Polarkreis.

Der Inhalt der Morgentelegramme wird auf synoptische Wetterkarten (wie Fig. 33, 34, 41 bis 48) eingetragen, welche somit sowohl für den Abend des vorhergehenden Tages, als für den Morgen des laufenden Tages ausgefertigt werden. Die Veränderungen des Luftdruckes und der Temperatur werden in Tabellen zusammengestellt oder durch Karten (wie Fig. 49 u. 50) studiert. Namentlich ist das Studium der Veränderungen im Luftdrucke zwischen dem Abend und dem nächsten Morgen von großer Wichtigkeit, da dasselbe wichtige Winke über die weitere Veränderung dieses Elementes im Lauf des nächsten Tages giebt.

Der Inhalt der Morgentelegramme wird vollständig oder im Auszug, direkt von den Observationsstationen (Norwegen) oder durch Vermittelung der meteorologischen Centralanstalt

den Hafenstädten und anderen Orten mitgeteilt, wo dieselben durch öffentlichen Anschlag bekannt gemacht werden.

Sobald die Wetterkarte des Tages fertig ist, schreitet man zur Ausarbeitung einer allgemeinen Übersicht der Witterung und der Veränderungen derselben seit dem gestrigen Tage. Hieran schliessen sich gewöhnlich „Aussichten für die Witterung“ des folgenden Tages. Die Witterungsübersichten werden in verschiedener Weise zur Kunde des Publikums gebracht.

Der Wetterbericht mit Karten, der allgemeinen Übersicht und den Aussichten wird so schnell als möglich lithographiert und durch öffentlichen Anschlag und Versendung mit der Post bekannt gemacht. Der Inhalt desselben — die Karte in der Form einer Angabe über das Isobarensystem — wird an Abonnenten und lokale Wetterwarten telegraphiert, um von letzteren als Grundlage für Witterungsaussichten für die nähere Umgegend benutzt zu werden. Die Wetterberichte werden in den Zeitungen abgedruckt, von welchen mehrere auch die Wetterkarten selbst aufnehmen.

Weitere Telegramme, welche Angaben über den Luftdruck, das trockene und nasse Thermometer, die Windrichtung, die Windstärke und die Bewölkung um den Mittag oder um 2 Uhr nachmittags umfassen, laufen am Nachmittag ein. Nach diesen werden die aus den Morgentelegrammen gezogenen Schlüsse korrigiert. Die Beobachtungen selbst werden in den Wetterbericht des Tages eingenommen. Abendtelegramme sind in England und Deutschland eingeführt. Die englischen Morgenzeitungen liefern Witterungskarten nach derartigen Telegrammen.

Lokale Wetterwarten existieren an verschiedenen Orten. Nach der von der meteorologischen Centralstelle telegraphisch empfangenen Witterungsübersicht und mit Benutzung der Beobachtungen am eigenen Orte und der Wettertelegramme aus dem respektiven Kreise, arbeiten diese Lokalcentra die Witterungsprognosen für ihre Umgegend aus. Diese Methode hat sich, besonders im Interesse des Landmannes, als zweckmäfsig bewährt.

Wenn die meteorologischen Telegramme das Vorhandensein oder die Bildung von Sturmgradienten andeuten, so werden von den Centralanstalten aus möglichst schnell Sturmwarnungen telegraphisch nach den bedrohten Gegenden abgesendet, wömmöglich mit Angabe der Richtung und Stärke des drohenden Sturmes. Diese Sturmwarnungen kommen zur Kunde des Publikums theils durch Vermittelung der Hafenautoritäten, theils durch öffentliche Anschläge, theils endlich durch besondere Sturm-Signal-Apparate, welche eigens zu diesem Zweck an weithin sichtbaren Punkten des Hafens und der Küsten errichtet sind.

**411.** Für den Seemann auf dem Meere, so wie für den Landmann, dem die Telegramme unzugänglich bleiben, sind die Veränderungen 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 Hilfsmittel, welche ihm für seine Vermutungen über die kommende Witterung zu Gebote stehen. Ungleich vorteilhafter ist freilich derjenige gestellt, welcher durch Telegramme eine Übersicht über die Verteilung des Wetters über einen großen Teil 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 notwendige Vorbedingung für das richtige Verständnis des Ganges der Instrumente und das beste Hilfsmittel zur Beurteilung 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 Tage 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 Witterungszeichen 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 Thermometerskalen.

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-<br>tes<br>Therm.<br>° C. | Differenz der beiden Thermometer: |                         |                        |                        |                         |                        |                        |                         |                        |
|---------------------------------|-----------------------------------|-------------------------|------------------------|------------------------|-------------------------|------------------------|------------------------|-------------------------|------------------------|
|                                 | 0°                                |                         |                        | 1°                     |                         |                        | 2°                     |                         |                        |
|                                 | Dunst-<br>druck,<br>mm            | Rel.<br>Feucht,<br>pCt. | Tau-<br>punkt,<br>° C. | Dunst-<br>druck,<br>mm | Rel.<br>Feucht,<br>pCt. | Tau-<br>punkt,<br>° C. | Dunst-<br>druck,<br>mm | Rel.<br>Feucht,<br>pCt. | Tau-<br>punkt,<br>° C. |
| 30                              | 31.5                              | 100                     | 30.0                   | 30.9                   | 93                      | 29.6                   | 30.3                   | 86                      | 29.3                   |
| 29                              | 29.8                              | 100                     | 29.0                   | 29.2                   | 92                      | 28.6                   | 28.5                   | 85                      | 28.3                   |
| 28                              | 28.1                              | 100                     | 28.0                   | 27.5                   | 92                      | 27.6                   | 26.9                   | 85                      | 27.2                   |
| 27                              | 26.5                              | 100                     | 27.0                   | 25.9                   | 92                      | 26.6                   | 25.3                   | 85                      | 26.2                   |
| 26                              | 25.0                              | 100                     | 26.0                   | 24.4                   | 92                      | 25.6                   | 23.7                   | 85                      | 25.1                   |
| 25                              | 23.5                              | 100                     | 25.0                   | 22.9                   | 92                      | 24.6                   | 22,3                   | 84                      | 24.1                   |
| 24                              | 22.2                              | 100                     | 24.0                   | 21.6                   | 92                      | 23.5                   | 21.0                   | 84                      | 23.0                   |
| 23                              | 20.9                              | 100                     | 23.0                   | 20.3                   | 91                      | 22.5                   | 19.7                   | 83                      | 22.0                   |
| 22                              | 19.7                              | 100                     | 22.0                   | 19.0                   | 91                      | 21.5                   | 18.4                   | 83                      | 20.9                   |
| 21                              | 18.5                              | 100                     | 21.0                   | 17.9                   | 91                      | 20.4                   | 17.3                   | 83                      | 19.9                   |
| 20                              | 17.4                              | 100                     | 20.0                   | 16.8                   | 91                      | 19.4                   | 16.2                   | 82                      | 18.2                   |
| 19                              | 16.4                              | 100                     | 19.0                   | 15.7                   | 91                      | 18.4                   | 15.1                   | 82                      | 17.8                   |
| 18                              | 15.4                              | 100                     | 18.0                   | 14.8                   | 90                      | 17.4                   | 14.1                   | 81                      | 16.7                   |
| 17                              | 14.4                              | 100                     | 17.0                   | 13.8                   | 90                      | 16.3                   | 13.2                   | 81                      | 15.6                   |
| 16                              | 13.5                              | 100                     | 16.0                   | 12.9                   | 90                      | 15.3                   | 12.3                   | 80                      | 14.5                   |
| 15                              | 12.7                              | 100                     | 15.0                   | 12.1                   | 89                      | 14.2                   | 11.5                   | 80                      | 13.4                   |
| 14                              | 11.9                              | 100                     | 14.0                   | 11.3                   | 89                      | 13.2                   | 10.7                   | 79                      | 12.3                   |
| 13                              | 11.2                              | 100                     | 13.0                   | 10.6                   | 89                      | 12.1                   | 10.0                   | 78                      | 11.2                   |
| 12                              | 10.5                              | 100                     | 12.0                   | 9.9                    | 88                      | 11.1                   | 9.3                    | 78                      | 10.1                   |
| 11                              | 9.8                               | 100                     | 11.0                   | 9.2                    | 88                      | 10.0                   | 8.6                    | 77                      | 9.0                    |
| 10                              | 9.2                               | 100                     | 10.0                   | 8.6                    | 87                      | 9.0                    | 8.0                    | 76                      | 7.9                    |
| 9                               | 8.6                               | 100                     | 9.0                    | 8.0                    | 86                      | 7.9                    | 7.4                    | 75                      | 6.8                    |
| 8                               | 8.0                               | 100                     | 8.0                    | 7.4                    | 86                      | 6.9                    | 6.8                    | 74                      | 5.6                    |
| 7                               | 7.5                               | 100                     | 7.0                    | 6.9                    | 86                      | 5.8                    | 6.3                    | 73                      | 4.5                    |
| 6                               | 7.0                               | 100                     | 6.0                    | 6.4                    | 85                      | 4.7                    | 5.8                    | 72                      | 3.3                    |
| 5                               | 6.5                               | 100                     | 5.0                    | 5.9                    | 85                      | 3.6                    | 5.3                    | 71                      | 2.1                    |
| 4                               | 6.1                               | 100                     | 4.0                    | 5.5                    | 84                      | 2.5                    | 4.9                    | 70                      | 0.9                    |
| 3                               | 5.7                               | 100                     | 3.0                    | 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-<br>tes<br>Therm.<br>°C. | Differenz der beiden Thermometer: |                        |                       |                        |                         |                       |                        |                         |                       |
|--------------------------------|-----------------------------------|------------------------|-----------------------|------------------------|-------------------------|-----------------------|------------------------|-------------------------|-----------------------|
|                                | 0°                                |                        |                       | 1°                     |                         |                       | 2°                     |                         |                       |
|                                | Dunst-<br>druck,<br>mm            | Rel.<br>Feucht.<br>pCt | Tau-<br>punkt.<br>°C. | Dunst-<br>druck,<br>mm | Rel.<br>Feucht.<br>pCt. | Tau-<br>punkt.<br>°C. | Dunst-<br>druck,<br>mm | Rel.<br>Feucht.<br>pCt. | Tau-<br>punkt.<br>°C. |
| — 0                            | 4.6                               | 100                    | 0.0                   | 4.1                    | 82                      | — 1.7                 | 3.5                    | 67                      | — 3.5                 |
| — 1                            | 4.3                               | 100                    | — 1.0                 | 3.7                    | 81                      | — 2.8                 | 3.2                    | 65                      | — 4.6                 |
| — 2                            | 4.0                               | 100                    | — 2.0                 | 3.4                    | 80                      | — 3.8                 | 2.9                    | 63                      | — 5.9                 |
| — 3                            | 3.7                               | 100                    | — 3.0                 | 3.1                    | 79                      | — 5.0                 | 2.6                    | 61                      | — 7.3                 |
| — 4                            | 3.4                               | 100                    | — 4.0                 | 2.9                    | 78                      | — 6.1                 | 2.3                    | 59                      | — 8.6                 |
| — 5                            | 3.1                               | 100                    | — 5.0                 | 2.6                    | 77                      | — 7.3                 | 2.1                    | 57                      | — 9.9                 |
| — 6                            | 2.9                               | 100                    | — 6.0                 | 2.4                    | 76                      | — 8.4                 | 1.9                    | 55                      | —11.4                 |
| — 7                            | 2.7                               | 100                    | — 7.0                 | 2.2                    | 74                      | — 9.6                 | 1.6                    | 52                      | —13.0                 |
| — 8                            | 2.5                               | 100                    | — 8.0                 | 1.9                    | 73                      | —10.9                 | 1.4                    | 49                      | —14.7                 |
| — 9                            | 2.3                               | 100                    | — 9.0                 | 1.7                    | 71                      | —12.2                 | 1.2                    | 46                      | —16.5                 |
| —10                            | 2.1                               | 100                    | —10.0                 | 1.6                    | 69                      | —13.6                 | 1.0                    | 42                      | —18.5                 |
| —11                            | 1.9                               | 100                    | —11.0                 | 1.4                    | 67                      | —14.9                 | 0.9                    | 39                      | —20.4                 |
| —12                            | 1.8                               | 100                    | —12.0                 | 1.3                    | 65                      | —16.2                 | 0.7                    | 35                      | —22.6                 |
| —13                            | 1.6                               | 100                    | —13.0                 | 1.1                    | 63                      | —17.7                 | 0.6                    | 31                      | —24.8                 |
| —14                            | 1.5                               | 100                    | —14.0                 | 1.0                    | 61                      | —19.0                 | 0.5                    | 27                      | —27.5                 |
| —15                            | 1.4                               | 100                    | —15.0                 | 0.9                    | 58                      | —20.6                 | 0.4                    | 22                      | —30.3                 |
| —16                            | 1.3                               | 100                    | —16.0                 | 0.8                    | 55                      | —22.1                 | 0.3                    | 16                      | —33.9                 |
| —17                            | 1.2                               | 100                    | —17.0                 | 0.7                    | 52                      | —23.7                 | 0.2                    | 11                      |                       |
| —18                            | 1.1                               | 100                    | —18.0                 | 0.6                    | 48                      | —25.4                 | 0.1                    | 4                       |                       |
| —19                            | 1.0                               | 100                    | —19.0                 | 0.5                    | 45                      | —27.3                 |                        |                         |                       |
| —20                            | 0.9                               | 100                    | —20.0                 | 0.4                    | 40                      | —29.2                 |                        |                         |                       |
| —21                            | 0.8                               | 100                    | —21.0                 | 0.3                    | 36                      | —31.2                 |                        |                         |                       |
| —22                            | 0.8                               | 100                    | —22.0                 | 0.3                    | 31                      | —33.5                 |                        |                         |                       |
| —23                            | 0.7                               | 100                    | —23.0                 | 0.2                    | 25                      |                       |                        |                         |                       |
| —24                            | 0.6                               | 100                    | —24.0                 | 0.1                    | 19                      |                       |                        |                         |                       |
| —25                            | 0.6                               | 100                    | —25.0                 | 0.1                    | 12                      |                       |                        |                         |                       |
| —26                            | 0.5                               | 100                    | —26.0                 |                        |                         |                       |                        |                         |                       |
| —27                            | 0.5                               | 100                    | —27.0                 |                        |                         |                       |                        |                         |                       |
| —28                            | 0.5                               | 100                    | —28.0                 |                        |                         |                       |                        |                         |                       |
| —29                            | 0.4                               | 100                    | —29.0                 |                        |                         |                       |                        |                         |                       |
| —30                            | 0.4                               | 100                    | —30.0                 |                        |                         |                       |                        |                         |                       |

**Tab. II.**  
**Psychrometertafel.**

| Feuch-<br>tes<br>Therm.<br>°C. | Differenz der beiden Thermometer: |                         |                      |                        |                         |                       |                        |                         |                       |
|--------------------------------|-----------------------------------|-------------------------|----------------------|------------------------|-------------------------|-----------------------|------------------------|-------------------------|-----------------------|
|                                | 3°                                |                         |                      | 4°                     |                         |                       | 5°                     |                         |                       |
|                                | Dunst-<br>druck.<br>mm            | Rel.<br>Feucht.<br>pCt. | Tau-<br>punkt.<br>°C | Dunst-<br>druck.<br>mm | Rel.<br>Feucht.<br>pCt. | Tau-<br>punkt.<br>°C. | Dunst-<br>druck.<br>mm | Rel.<br>Feucht.<br>pCt. | Tau-<br>punkt.<br>°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-<br>tes<br>Therm.<br>°C. | Differenz der beiden Thermometer: |                         |                       |                        |                         |                       |                        |                         |                       |
|--------------------------------|-----------------------------------|-------------------------|-----------------------|------------------------|-------------------------|-----------------------|------------------------|-------------------------|-----------------------|
|                                | 3°                                |                         |                       | 4°                     |                         |                       | 5°                     |                         |                       |
|                                | Dunst-<br>druck.<br>mm            | Rel.<br>Feucht.<br>pCt. | Tau-<br>punkt.<br>°C. | Dunst-<br>druck.<br>mm | Rel.<br>Feucht.<br>pCt. | Tau-<br>punkt.<br>°C. | Dunst-<br>druck.<br>mm | Rel.<br>Feucht.<br>pCt. | Tau-<br>punkt.<br>°C. |
| — 0                            | 3.0                               | 53                      | — 5.5                 | 2.5                    | 40                      | — 7.8                 | 2.0                    | 30                      | —10.5                 |
| — 1                            | 2.7                               | 51                      | — 6.9                 | 2.2                    | 38                      | — 9.5                 | 1.6                    | 27                      | —12.9                 |
| — 2                            | 2.4                               | 48                      | — 8.4                 | 1.9                    | 35                      | —11.4                 | 1.3                    | 23                      | —15.5                 |
| — 3                            | 2.1                               | 45                      | — 9.9                 | 1.6                    | 32                      | —13.5                 | 1.0                    | 19                      | —18.4                 |
| — 4                            | 1.8                               | 43                      | —11.6                 | 1.3                    | 28                      | —15.8                 | 0.8                    | 15                      | —21.7                 |
| — 5                            | 1.6                               | 40                      | —13.5                 | 1.0                    | 24                      | —18.5                 |                        |                         |                       |
| — 6                            | 1.3                               | 36                      | —15.5                 | 0.8                    | 20                      | —21.4                 |                        |                         |                       |
| — 7                            | 1.1                               | 32                      | —17.7                 | 0.6                    | 16                      | —25.0                 |                        |                         |                       |
| — 8                            | 0.9                               | 28                      | —20.2                 | 0.4                    | 11                      | —29.8                 |                        |                         |                       |
| — 9                            | 0.7                               | 24                      | —23.1                 | 0.2                    | 6                       |                       |                        |                         |                       |
| —10                            | 0.5                               | 20                      | —26.4                 |                        |                         |                       |                        |                         |                       |
| —11                            | 0.4                               | 15                      | —30.3                 |                        |                         |                       |                        |                         |                       |
| —12                            | 0.2                               | 10                      | —35.0                 |                        |                         |                       |                        |                         |                       |
| —13                            | 0.1                               | 4                       |                       |                        |                         |                       |                        |                         |                       |

**Tab. II.**  
**Psychrometertafel.**

| Feuch-<br>tes<br>Therm.<br>°C. | Differenz der beiden Thermometer: |                         |                       |                        |                         |                       |                        |                         |                       |
|--------------------------------|-----------------------------------|-------------------------|-----------------------|------------------------|-------------------------|-----------------------|------------------------|-------------------------|-----------------------|
|                                | 6°                                |                         |                       | 7°                     |                         |                       | 8°                     |                         |                       |
|                                | Dunst-<br>druck.<br>mm            | Rel.<br>Feucht.<br>pCt. | Tau-<br>punkt.<br>°C. | Dunst-<br>druck.<br>mm | Rel.<br>Feucht.<br>pCt. | Tau-<br>punkt.<br>°C. | Dunst-<br>druck.<br>mm | Rel.<br>Feucht.<br>pCt. | Tau-<br>punkt.<br>°C. |
| 27                             | 22.8                              | 61                      | 24.4                  |                        |                         |                       |                        |                         |                       |
| 26                             | 21.3                              | 60                      | 23.3                  | 20.6                   | 55                      | 22.8                  |                        |                         |                       |
| 25                             | 19.8                              | 59                      | 22.1                  | 19.2                   | 54                      | 21.6                  | 18.6                   | 50                      | 21.1                  |
| 24                             | 18.5                              | 59                      | 21.0                  | 17.9                   | 53                      | 20.4                  | 17.2                   | 49                      | 19.9                  |
| 23                             | 17.2                              | 58                      | 19.8                  | 16.6                   | 53                      | 19.2                  | 16.0                   | 48                      | 18.6                  |
| 22                             | 16.0                              | 57                      | 18.6                  | 15.4                   | 52                      | 18.0                  | 14.7                   | 47                      | 17.3                  |
| 21                             | 14.8                              | 56                      | 17.5                  | 14.2                   | 51                      | 16.7                  | 13.6                   | 46                      | 16.0                  |
| 20                             | 13.7                              | 55                      | 16.2                  | 13.1                   | 49                      | 15.5                  | 12.5                   | 44                      | 14.7                  |
| 19                             | 12.7                              | 54                      | 14.9                  | 12.1                   | 48                      | 14.2                  | 11.4                   | 43                      | 13.4                  |
| 18                             | 11.7                              | 53                      | 13.7                  | 11.1                   | 47                      | 12.9                  | 10.5                   | 42                      | 12.0                  |
| 17                             | 10.8                              | 52                      | 12.5                  | 10.1                   | 46                      | 11.5                  | 9.5                    | 40                      | 10.6                  |
| 16                             | 9.9                               | 50                      | 11.1                  | 9.3                    | 44                      | 10.2                  | 8.7                    | 39                      | 9.2                   |
| 15                             | 9.1                               | 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                      | 6.1                   |
| 13                             | 7.5                               | 46                      | 7.1                   | 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                      | 1.1                   | 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                      | — 15.1                | 0.8                    | 10                      | — 21.8                | 0.2                    | 2                       |                       |
| 0                              | 1.0                               | 15                      | — 18.5                | 0.4                    | 6                       | — 28.0                |                        |                         |                       |
| — 0                            | 1.4                               | 20                      | — 15.1                | 0.9                    | 12                      |                       |                        |                         |                       |
| — 1                            | 1.1                               | 17                      | — 17.5                |                        |                         |                       |                        |                         |                       |
| — 2                            | 0.8                               | 13                      | — 21.5                |                        |                         |                       |                        |                         |                       |

**Tab. II.**  
**Psychrometertafel.**

| Feuch-<br>tes<br>Therm.<br>°C. | Differenz der beiden Thermometer: |                         |                       |                        |                         |                       |                        |                         |                       |
|--------------------------------|-----------------------------------|-------------------------|-----------------------|------------------------|-------------------------|-----------------------|------------------------|-------------------------|-----------------------|
|                                | 9°                                |                         |                       | 10°                    |                         |                       | 11°                    |                         |                       |
|                                | Dunst-<br>druck.<br>mm            | Rel.<br>Feucht.<br>pCt. | Tau-<br>punkt.<br>°C. | Dunst-<br>druck.<br>mm | Rel.<br>Feucht.<br>pCt. | Tau-<br>punkt.<br>°C. | Dunst-<br>druck.<br>mm | Rel.<br>Feucht.<br>pCt. | Tau-<br>punkt.<br>°C. |
| 24                             | 16.6                              | 44                      | 19.3                  |                        |                         |                       |                        |                         |                       |
| 23                             | 15.3                              | 43                      | 18.0                  | 14.7                   | 39                      | 17.3                  |                        |                         |                       |
| 22                             | 14.1                              | 42                      | 16.7                  | 13.5                   | 38                      | 16.0                  | 12.9                   | 34                      | 15.2                  |
| 21                             | 13.0                              | 41                      | 15.3                  | 12.4                   | 37                      | 14.6                  | 11.7                   | 33                      | 13.8                  |
| 20                             | 11.9                              | 40                      | 13.9                  | 11.3                   | 36                      | 13.0                  | 10.6                   | 32                      | 12.3                  |
| 19                             | 10.8                              | 39                      | 12.5                  | 10.2                   | 34                      | 11.6                  | 9.6                    | 30                      | 10.7                  |
| 18                             | 9.9                               | 37                      | 11.1                  | 9.2                    | 33                      | 10.1                  | 8.5                    | 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                      | 1.8                   |
| 13                             | 5.7                               | 29                      | 3.0                   | 5.1                    | 25                      | 1.4                   | 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                       | — 14.0                |
| 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.**  
Reduktion der Barometerhöhe auf 0° C.

| Temp.<br>C. | Millimeter. |     | Celsius. |     |     | Messingscala. |     |     |  |
|-------------|-------------|-----|----------|-----|-----|---------------|-----|-----|--|
|             | 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.                                   | 0.01  | 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 |      |      |
| 1                                            | 679.0 | 1     | 706.1 | 1     | 733.1 | 1     | 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.                                     | 0.1   | 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-<br>druck. | Temperatur der Luft — Celsius. |       |       |       |       |       |       |       |
|-----------------|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
|                 | mm                             | 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 |

| mm  | 14°   | 12°   | 10°   | 8°    | 6°    | 4°    | 2°    | 0°    |
|-----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 780 | 10.82 | 10.74 | 10.66 | 10.57 | 10.49 | 10.41 | 10.32 | 10.25 |
| 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 | 10.51 |
| 750 | 11.25 | 11.17 | 11.08 | 11.00 | 10.91 | 10.83 | 10.74 | 10.65 |
| 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 | 10.95 |
| 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 | 11.58 |
| 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 |

## Schwere-Korrektion.

| Breite | 660 | 680 | 700 | 720 | 740 | 760 | 780 | Breite |
|--------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|--------|
| 0° —   | 1.7 | 1.8 | 1.8 | 1.9 | 1.9 | 2.0 | 2.0 | +90°   |
| 10 —   | 1.6 | 1.7 | 1.7 | 1.8 | 1.8 | 1.9 | 1.9 | +80    |
| 20 —   | 1.3 | 1.3 | 1.4 | 1.4 | 1.5 | 1.5 | 1.6 | +70    |
| 25 —   | 1.1 | 1.1 | 1.2 | 1.2 | 1.2 | 1.3 | 1.3 | +65    |





Tab. VI.

Reduktionstafel für die Regenhöhe.

| Milli-<br>meter. | Engl.<br>Zoll. | Franz.<br>Linien. | Milli-<br>meter. | Engl.<br>Zoll. | Franz.<br>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           |

BIBLIOTEKA POLITECHNICZNA  
KRAKÓW

Alexander Czuczynski

Druck von W. Formetter in Berlin.

S-96

S. 61

J. Śniezek







POLITECHNIKA KRAKOWSKA  
BIBLIOTEKA GŁÓWNA



L. inw.

2514

Kdn. 524. 13. IX. 54

Biblioteka Politechniki Krakowskiej



10000297330