



UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Leitfaden der Wetterkunde

Börnstein, Richard

Braunschweig, 1901

Wind.

[urn:nbn:de:hbz:466:1-77440](https://nbn-resolving.org/urn:nbn:de:hbz:466:1-77440)

Metallgefäß sammt Erhitzungsvorrichtung zum Sieden von Wasser und einem genau gearbeiteten Thermometer, mittels dessen man die Siedetemperatur des Wassers bestimmt. Da diese vom Luftdruck abhängt, kann sie als Maass für den Druck dienen. Bei den in folgender Tabelle genannten Siedetemperaturen sind die zugehörigen Werthe des Luftdruckes nach Broch (37) angegeben:

100°	760,00 mm	96°	657,40 mm	92°	566,72 mm
99	733,16 "	95	633,66 "	91	545,76 "
98	707,13 "	94	610,64 "	90	525,47 "
97	681,88 "	93	588,34 "		

Sollen die an einem Orte gewonnenen Luftdruckbeobachtungen mit denjenigen eines anderen Ortes verglichen werden, so müssen sie auf Meeresniveau reducirt werden. Beispielsweise muss eine solche Umrechnung dem Zeichnen einer Wetterkarte vorhergehen, weil sonst dabei Unregelmässigkeiten erscheinen würden, die nicht in der Luftdruckvertheilung, sondern bloss in der verschiedenen Höhenlage der Stationen ihren Ursprung haben. Die Reduction des Barometerstandes auf Meeresniveau geschieht durch Hinzufügen desjenigen Betrages, welcher dem Druck einer Luftsäule gleichkommt, die vom Meeresniveau bis zur Höhe der Quecksilberoberfläche im offenen Schenkel des Barometers reichen würde. Man muss dazu also die Seehöhe des Barometers (d. h. seine Höhe über Meeresniveau), sowie Temperatur und Feuchtigkeit der Luft kennen und kann sich für die Berechnung der barometrischen Höhenformel (S. 74) bedienen, in welcher dann die Höhendifferenz zweier Orte sowie der Barometerstand des oberen von ihnen bekannt, derjenige des unteren (Meeresniveau) zu berechnen ist. Siehe auch Tab. 3.

Wind.

Unter Wind verstehen wir horizontale Bewegung der Luft. Die vielfach vorkommenden auf- und absteigenden Bewegungen pflegen wir, wenigstens am Boden ebener Gegenden, nicht zu empfinden. Hervorgerufen wird der Wind durch Verschiedenheit des Luftdruckes in benachbarten Landstrichen und durch das in der elastischen Luft vorhandene Streben nach Ausgleich solcher Unterschiede, welches in der Gegend hohen Druckes auf Verminderung und in der Gegend niederen Druckes auf Vermehrung der vorhandenen Luftmassen gerichtet ist. Die Druckunterschiede aber sind wiederum auf Verschiedenheit der Temperatur zurückzuführen, und man kann die Beziehungen zwischen Temperatur, Druck und Bewegung etwa in folgender Art sich vorstellen. Eine Luftsäule von grosser Höhe werde in ihrem unteren Theile erwärmt. Die auf höhere Temperatur gebrachte Luft wird leichter als vorher, sie dehnt sich aus, und zwar sowohl nach den Seiten wie auch nach oben.

Die seitliche Ausdehnung bewirkt, dass der untere Theil der Säule nun breiter ist als vor der Erwärmung und seinen Druck über eine grössere Grundfläche vertheilt. Die ursprüngliche Grundfläche hat daher jetzt einen geringeren Druck zu ertragen und ebenso alle anderen Stellen der Säule, welche innerhalb des erwärmten Theiles liegen, weil über einer jeden solchen Stelle die Verbreiterung der Säule noch wirkt. Der Betrag dieser Druckverminderung ist am grössten in der Grundfläche der Säule, nimmt nach oben hin ab und erreicht den Werth Null etwa an derjenigen Stelle, bis zu welcher die Erwärmung reicht. Die mit der Temperaturerhöhung eingetretene Ausdehnung nach oben hat zur Folge, dass die ganze Säule länger wird, insbesondere gelangt der obere, nicht erwärmte Theil in eine etwas grössere Höhe, und also findet sich in diesem Theile jeder einzelne Druckwerth jetzt an etwas höherer Stelle, als derselbe Druck vorher war, und auch höher als der gleiche Druck in der unverändert gebliebenen Umgebung der Säule. Die Erwärmung des unteren Theiles einer Luftsäule bewirkt demnach, dass der Druck im unteren Theile kleiner, im oberen Theile grösser ist als ringsumher. Befindet sich die Grundfläche der Säule nicht am Boden, sondern in freier Luft, so wird ihre nach unten gerichtete Verlängerung die gleiche Druckverminderung erfahren, wie sie in der Grundfläche der Säule stattfindet. Die so entstandene neue Druckvertheilung stellt nun aber eine Gleichgewichtsstörung dar und erzeugt diejenigen Bewegungen, welche das Gleichgewicht wieder herzustellen vermögen: unten wird durch den höheren Druck der Umgebung Luft nach der Säule hingetrieben, oben durch den höheren Druck der Säule Luft nach aussen getrieben. Indem hierbei das Gleichgewicht in horizontaler Richtung sich herzustellen beginnt, entsteht eine Störung des verticalen Gleichgewichtes, denn in der Säule wird der Druck unten durch Einströmung der Luft grösser, oben durch Abströmen der Luft kleiner als vorher, und in der Umgebung tritt das Umgekehrte ein. Daraus bildet sich in der Säule ein aufsteigender, rings um sie ein absteigender Strom. Die ganze Bewegung dauert so lange, wie die sie erzeugende Ursache, nämlich die Temperaturdifferenz zwischen der Säule und ihrer Umgebung sammt den hieraus entstandenen Druckdifferenzen. Bilden kann sich eine solche Störung des atmosphärischen Gleichgewichtes durch örtliche Erwärmung des Bodens und der ihm anliegenden Luft oder auch durch Erwärmung einer Stelle in der freien Atmosphäre, etwa in Folge von Condensation gesättigten Dampfes unter Freiwerden latenter Wärme. Ohne Weiteres klar dürfte zugleich die Möglichkeit des entgegengesetzten Vorganges sein, nämlich der örtlichen Abkühlung, welche unten Druckvermehrung und Abströmen der Luft nach allen Seiten, oben Druckverminderung und Zusammenströmen von allen Seiten, in der Mitte absteigende und ringsum aufsteigende Strömung erzeugt.

Wendet man diese Erwägungen auf die thatsächlichen Witterungserscheinungen an, so scheint daraus hervorzugehen, dass überall, wo

Gegenden verschiedenen Druckes an einander grenzen, der Wind am Boden vom hohen zum niederen Druck und in der Höhe umgekehrt wehen und also stets eine Richtung haben muss, welche auf den Isobaren senkrecht steht. Da aber ein solcher Schluss mit der Erfahrung keineswegs übereinstimmt, muss unsere vorstehende Betrachtung unvollständig sein. Und in der That ist ein sehr wesentlicher Umstand noch nicht erwähnt, nämlich die Einwirkung der Erddrehung auf die Windrichtung. Die Wirkung besteht in der Ablenkung, die einem jeden in irgend einer Richtung bewegten Körper ertheilt wird, und welche auf der nördlichen Erdhälfte nach rechts, auf der südlichen nach links gerichtet ist. Den Nachweis solcher Ablenkung führt man zweckmässig getrennt für Bewegungen von nördlicher oder südlicher und solche von östlicher oder westlicher Richtung. Wir denken uns daher zunächst auf der nördlichen Erdhälfte zwei Punkte *A* und *B*, die auf dem gleichen Meridian liegen und zwar *B* genau nördlich von *A*. Ein in *A* befindlicher ruhender Körper nimmt Theil an der von seiner Umgebung ausgeführten täglichen Drehung um die Erdachse und schreitet also nach Osten mit solcher Geschwindigkeit fort, dass der durch *A* gehende Parallelkreis in 24 Stunden durchlaufen wird. Treibt irgend eine Kraft diesen Körper von *A* gegen Norden, so behält er ausserdem seine ostwärts gerichtete Bewegung bei, gelangt aber nach nördlicheren Gegenden, in welchen die ostwärts gerichtete Geschwindigkeit geringer ist, weil mit wachsender geographischer Breite die Grösse des täglich zu durchlaufenden Parallelkreises abnimmt. Darum wird der nach Norden hin getriebene Körper seiner neuen Umgebung nach Osten vorauseilen und also östlich, d. h. rechts, von derjenigen Bahn abweichen, die er ohne Erddrehung zurücklegen würde. Geschieht dagegen die Bewegung südwärts von *B* nach *A*, so wird der Körper umgekehrt in Gegenden getrieben, welche rascher nach Osten fortschreiten als die Orte, aus welchen er herkommt; er bleibt also gegen diese zurück und weicht von der ursprünglich gegen Süden gerichteten Bewegung westwärts, d. i. ebenfalls rechts ab.

Zur Betrachtung entsprechender Vorgänge bei östlicher oder westlicher Bewegung muss die aus der Erddrehung entstehende Centrifugalkraft berücksichtigt werden. Ihre Richtung führt von der Erdachse weg und bildet die Verlängerung für einen Radius des Parallelkreises, auf welchem der gerade beobachtete Punkt liegt. Auf der nördlichen Erdhälfte ist die Centrifugalkraft also schräg aufwärts und gegen Süden gerichtet. Beschränken wir uns auf Betrachtung horizontaler Bewegungen, so können wir sagen, dass jeder Vorgang, welcher die Centrifugalkraft vermehrt (oder vermindert), dem Auftreten einer südwärts (oder nordwärts) gerichteten Kraft gleichgeachtet werden kann. Da nun ein auf dem Parallelkreise nach Osten getriebener Körper rascher die Erdachse umkreist, als wenn er auf der Erdoberfläche ruhte, so wird durch seine Bewegung die auf ihn wirkende Centrifugalkraft vermehrt und er weicht

Die seitliche Ausdehnung bewirkt, dass der untere Theil der Säule nun breiter ist als vor der Erwärmung und seinen Druck über eine grössere Grundfläche vertheilt. Die ursprüngliche Grundfläche hat daher jetzt einen geringeren Druck zu ertragen und ebenso alle anderen Stellen der Säule, welche innerhalb des erwärmten Theiles liegen, weil über einer jeden solchen Stelle die Verbreiterung der Säule noch wirkt. Der Betrag dieser Druckverminderung ist am grössten in der Grundfläche der Säule, nimmt nach oben hin ab und erreicht den Werth Null etwa an derjenigen Stelle, bis zu welcher die Erwärmung reicht. Die mit der Temperaturerhöhung eingetretene Ausdehnung nach oben hat zur Folge, dass die ganze Säule länger wird, insbesondere gelangt der obere, nicht erwärmte Theil in eine etwas grössere Höhe, und also findet sich in diesem Theile jeder einzelne Druckwerth jetzt an etwas höherer Stelle, als derselbe Druck vorher war, und auch höher als der gleiche Druck in der unverändert gebliebenen Umgebung der Säule. Die Erwärmung des unteren Theiles einer Luftsäule bewirkt demnach, dass der Druck im unteren Theile kleiner, im oberen Theile grösser ist als ringsumher. Befindet sich die Grundfläche der Säule nicht am Boden, sondern in freier Luft, so wird ihre nach unten gerichtete Verlängerung die gleiche Druckverminderung erfahren, wie sie in der Grundfläche der Säule stattfindet. Die so entstandene neue Druckvertheilung stellt nun aber eine Gleichgewichtsstörung dar und erzeugt diejenigen Bewegungen, welche das Gleichgewicht wieder herzustellen vermögen: unten wird durch den höheren Druck der Umgebung Luft nach der Säule hingetrieben, oben durch den höheren Druck der Säule Luft nach aussen getrieben. Indem hierbei das Gleichgewicht in horizontaler Richtung sich herzustellen beginnt, entsteht eine Störung des verticalen Gleichgewichtes, denn in der Säule wird der Druck unten durch Einströmung der Luft grösser, oben durch Abströmen der Luft kleiner als vorher, und in der Umgebung tritt das Umgekehrte ein. Daraus bildet sich in der Säule ein aufsteigender, rings um sie ein absteigender Strom. Die ganze Bewegung dauert so lange, wie die sie erzeugende Ursache, nämlich die Temperaturdifferenz zwischen der Säule und ihrer Umgebung sammt den hieraus entstandenen Druckdifferenzen. Bilden kann sich eine solche Störung des atmosphärischen Gleichgewichtes durch örtliche Erwärmung des Bodens und der ihm anliegenden Luft oder auch durch Erwärmung einer Stelle in der freien Atmosphäre, etwa in Folge von Condensation gesättigten Dampfes unter Freiwerden latenter Wärme. Ohne Weiteres klar dürfte zugleich die Möglichkeit des entgegengesetzten Vorganges sein, nämlich der örtlichen Abkühlung, welche unten Druckvermehrung und Abströmen der Luft nach allen Seiten, oben Druckverminderung und Zusammenströmen von allen Seiten, in der Mitte absteigende und ringsum aufsteigende Strömung erzeugt.

Wendet man diese Erwägungen auf die thatsächlichen Witterungserscheinungen an, so scheint daraus hervorzugehen, dass überall, wo

Gegenden verschiedenen Druckes an einander grenzen, der Wind am Boden vom hohen zum niederen Druck und in der Höhe umgekehrt wehen und also stets eine Richtung haben muss, welche auf den Isobaren senkrecht steht. Da aber ein solcher Schluss mit der Erfahrung keineswegs übereinstimmt, muss unsere vorstehende Betrachtung unvollständig sein. Und in der That ist ein sehr wesentlicher Umstand noch nicht erwähnt, nämlich die Einwirkung der Erddrehung auf die Windrichtung. Die Wirkung besteht in der Ablenkung, die einem jeden in irgend einer Richtung bewegten Körper ertheilt wird, und welche auf der nördlichen Erdhälfte nach rechts, auf der südlichen nach links gerichtet ist. Den Nachweis solcher Ablenkung führt man zweckmässig getrennt für Bewegungen von nördlicher oder südlicher und solche von östlicher oder westlicher Richtung. Wir denken uns daher zunächst auf der nördlichen Erdhälfte zwei Punkte *A* und *B*, die auf dem gleichen Meridian liegen und zwar *B* genau nördlich von *A*. Ein in *A* befindlicher ruhender Körper nimmt Theil an der von seiner Umgebung ausgeführten täglichen Drehung um die Erdachse und schreitet also nach Osten mit solcher Geschwindigkeit fort, dass der durch *A* gehende Parallelkreis in 24 Stunden durchlaufen wird. Treibt irgend eine Kraft diesen Körper von *A* gegen Norden, so behält er ausserdem seine ostwärts gerichtete Bewegung bei, gelangt aber nach nördlicheren Gegenden, in welchen die ostwärts gerichtete Geschwindigkeit geringer ist, weil mit wachsender geographischer Breite die Grösse des täglich zu durchlaufenden Parallelkreises abnimmt. Darum wird der nach Norden hin getriebene Körper seiner neuen Umgebung nach Osten vorauseilen und also östlich, d. h. rechts, von derjenigen Bahn abweichen, die er ohne Erddrehung zurücklegen würde. Geschieht dagegen die Bewegung südwärts von *B* nach *A*, so wird der Körper umgekehrt in Gegenden getrieben, welche rascher nach Osten fortschreiten als die Orte, aus welchen er herkommt; er bleibt also gegen diese zurück und weicht von der ursprünglich gegen Süden gerichteten Bewegung westwärts, d. i. ebenfalls rechts ab.

Zur Betrachtung entsprechender Vorgänge bei östlicher oder westlicher Bewegung muss die aus der Erddrehung entstehende Centrifugalkraft berücksichtigt werden. Ihre Richtung führt von der Erdachse weg und bildet die Verlängerung für einen Radius des Parallelkreises, auf welchem der gerade beobachtete Punkt liegt. Auf der nördlichen Erdhälfte ist die Centrifugalkraft also schräg aufwärts und gegen Süden gerichtet. Beschränken wir uns auf Betrachtung horizontaler Bewegungen, so können wir sagen, dass jeder Vorgang, welcher die Centrifugalkraft vermehrt (oder vermindert), dem Auftreten einer südwärts (oder nordwärts) gerichteten Kraft gleichgeachtet werden kann. Da nun ein auf dem Parallelkreise nach Osten getriebener Körper rascher die Erdachse umkreist, als wenn er auf der Erdoberfläche ruhte, so wird durch seine Bewegung die auf ihn wirkende Centrifugalkraft vermehrt und er weicht

darum nach Süden (rechts) ab. Wird er dagegen nach Westen getrieben, so umkreist er die Erdachse langsamer als auf der Erde ruhend, erleidet also eine verminderte Centrifugalkraft und weicht demnach von seiner Bewegungsrichtung nach Nord (ebenfalls rechts) ab.

Ganz in derselben Weise kann für die südliche Erdhälfte eine entsprechende, dort aber nach links gerichtete Ablenkung hergeleitet werden. Führt man die Betrachtung rechnermässig durch, so ergibt sich die gleiche Grösse der Ablenkung für nördliche oder südliche wie für östliche oder westliche Bewegung, und da aus den vier Richtungen jede beliebige Bewegung zusammengesetzt werden kann, ist die Grösse der Ablenkung unabhängig von der Bewegungsrichtung des betrachteten Körpers. Sie erweist sich ferner proportional mit der Geschwindigkeit des bewegten Körpers und mit dem Sinus der geographischen Breite, wobei nördliche Breite positiv, südliche negativ in Rechnung zu ziehen ist. Demnach wird ein jeder auf der Erdoberfläche bewegte Körper durch die Erddrehung abgelenkt, auf der nördlichen Erdhälfte nach rechts, auf der südlichen nach links, und um einen Betrag, der am Aequator Null ist und mit wachsender geographischer Breite zunimmt.

Dies schon vorher bekannte Gesetz wurde von Ferrel (134) auf die Bewegung der Luft und des Meeres angewendet; die Form des vorstehenden Beweises rührt von Thiesen (135) her. Schon vorher hatte man die Entstehung der Winde in ähnlichem Sinne studirt. Bereits Brandes (136) kannte die ursächliche Beziehung der Stürme zu den Druckunterschieden benachbarter Orte; Espy (137) machte auf die Bedeutung des aufsteigenden Luftstromes und der allseitig gegen das Sturmcentrum gerichteten Winde aufmerksam; besonders aber zeigte Buys-Ballot (138) an den Beobachtungsergebnissen holländischer Stationen, welcher Zusammenhang zwischen Luftdruck und Wind besteht. Das nach ihm genannte Buys-Ballot'sche Gesetz (auch als barisches Windgesetz bezeichnet) ergibt sich ohne Weiteres aus den vorstehenden Erwägungen. Die zwischen Gegenden verschiedenen Luftdruckes auftretenden und auf Herstellung des gestörten atmosphärischen Gleichgewichtes gerichteten Kräfte, sowie die aus der Erddrehung resultirende Ablenkung als gegeben annehmend, können wir daraus das genannte Gesetz herleiten, welches lautet:

Der Wind weht aus den Gegenden höheren nach denjenigen tieferen Druckes, jedoch nicht in der zu den Isobaren senkrechten (kürzesten) Bahn, sondern von dieser auf der nördlichen Erdhälfte nach rechts, auf der südlichen nach links abgelenkt.

Daraus ergibt sich die ganz allgemeine Regel, dass der Wind auf der nördlichen Erdhälfte den höheren Druck rechts und etwas rückwärts, den niederen links und etwas vorwärts hat, auf der südlichen Erdhälfte umgekehrt.

Was ferner die Werthe der in Betracht kommenden Grössen anbetrifft, so ist die Windstärke natürlich von der den Wind erzeugenden Ursache abhängig, d. h. von der Verschiedenheit des Luftdruckes in benachbarten Gegenden. Als Maass für diese Verschiedenheit dient der barometrische Gradient, d. i. der Unterschied des Luftdruckes zweier Orte, deren Verbindungslinie zu den Isobaren senkrecht steht, und deren Abstand 111 km (einen Aequatorgrad) beträgt. Je grösser der Gradient ist, um so näher liegen die Isobaren an einander, und um so stärker muss der Wind sein. Die Richtung des Gradienten ist, wie leicht einzusehen, diejenige, welche der Wind haben müsste, wenn die ablenkende Kraft der Erddrehung nicht wirkte. Da diese Kraft aber thatsächlich auftritt, besteht zwischen den Richtungen des Gradienten und des Windes ein gewisser Winkel, der Ablenkungswinkel, welcher (wie die Ablenkung selbst) am Aequator gleich Null ist und von da nach beiden Seiten mit wachsender geographischer Breite zunimmt. Im Allgemeinen erreicht er nicht den Werth von 90° und beträgt auf dem Festlande unserer Breiten 50 bis 60° ; er wächst mit abnehmender Reibung, ist also auf dem Meere, wo die Luft weit geringere Reibung hat, grösser als auf dem Lande.

Die Beobachtung des Windes hat dessen Richtung und Stärke festzustellen. Als Windrichtung benennt man diejenige, aus welcher der Wind weht, und bedient sich zum Bezeichnen der Himmelsrichtungen Nord, Ost, Süd, West der Buchstaben N, E, S, W. Das Zeichen E (vom englischen East) ist namentlich im internationalen Verkehr für Ost deshalb gewählt, weil O im Französischen West (Ouest) bedeuten würde und ausserdem mit Null verwechselt werden könnte. Die Windstärke wird bei den täglichen Witterungsbeobachtungen meist schätzungsweise angegeben und zwar nach der sogenannten Beaufort-Scala unter Benutzung der in umstehender Tabelle erwähnten Kennzeichen. Die dazu in Millimetern Quecksilberdruck angegebenen Werthe des Gradienten sind von Sprung (139) aus Schätzung der Windstärke und Messung des zugehörigen Gradienten an deutschen Küstenstationen hergeleitet, die Windgeschwindigkeiten (Meter pro Secunde) durch Hann (140) aus Vergleichen entnommen, welche zwischen geschätzten Windstärken und den Angaben von Messinstrumenten durch Waldo, Mohn und Meyer mit fast übereinstimmendem Ergebniss ausgeführt wurden. Die Kennzeichen der einzelnen Windstärken sind der Instruction für die Beobachter des Königlich Preussischen Meteorologischen Instituts entnommen.

Die Entstehung des Windes aus der Temperaturvertheilung und der ablenkende Einfluss der Erddrehung bilden die Grundlage für eine von Oberbeck (141) gegebene Herleitung der auf der gesammten Erde herrschenden Windcirculation. Ohne Erddrehung würden die vorhandenen Temperaturunterschiede der verschiedenen Breiten dahin führen, dass am Aequator zwischen $35^\circ 16'$ nördlicher und südlicher Breite

Wind- stärke nach Beaufort- Scala	Bezeichnung	Gra- dient	Ge- schwin- digkeit	Kennzeichen
		mm	m p s	
0	Windstille	—	—	Vollkommene Windstille.
1	Leiser Zug	—	1,5	Der Rauch steigt fast gerade empor.
2	Leicht	1,19	3,7	Für das Gefühl eben bemerkbar.
3	Schwach	1,44	6,2	Bewegt einen leichten Wimpel, auch die Blätter der Bäume.
4	Mässig	1,81	8,8	Streckt einen Wimpel, bewegt kleine Zweige der Bäume.
5	Frisch	2,14	11,8	Bewegt grössere Zweige der Bäume, wird für das Gefühl schon unangenehm.
6	Stark	2,61	15,0	Wird an Häusern und anderen festen Gegenständen hörbar, bewegt grosse Zweige der Bäume.
7	Steif	—	18,8	Bewegt schwächere Baumstämme, wirft auf stehendem Wasser Wellen auf, welche oben überstürzen.
8	Stürmisch	—	24,0	Ganze Bäume werden bewegt; ein gegen den Wind schreitender Mensch wird merklich aufgehalten.
9	Sturm	—	32,8	Leichtere Gegenstände, wie Dachziegel u. s. w. werden aus ihrer Lage gebracht.
10	Voller Sturm	—	50,0	Bäume werden umgeworfen.
11	Schwerer Sturm	—	—	Zerstörende Wirkungen schwerer Art.
12	Orkan	—	—	Verwüstende Wirkungen.

ein aufsteigender Strom, in höheren Breiten eine absteigende Strömung herrschte, ausserdem in Richtung der Meridiane eine unten gegen den Aequator, oben gegen die Pole gerichtete Bewegung. Diese letztere horizontale Strömung müsste weitaus die stärkere sein und sich zu der verticalen verhalten wie der Erdradius zur Höhe der Atmosphäre. Tritt hierzu nun die mit der geographischen Breite wechselnde Wirkung der Erddrehung, welche den Wind auf der nördlichen Erdhälfte nach rechts, auf der südlichen nach links ablenkt, so entsteht das in Fig. 19 dargestellte Windsystem. Die am Aequator aufgestiegene Luft wird auf der nördlichen Halbkugel in der Höhe gegen Norden getrieben und gewinnt durch die Rechtsablenkung eine aus Südwest kommende Bewegung. Nachdem sie mit zunehmender Drehung in Westwind übergegangen und zugleich bis zu hohen Breiten gelangt ist, steigt sie dort herab und fliesst unten mit fortdauernder Rechtsdrehung zuerst als Nordwest-, dann als

Nord- und Nordostwind gegen den Aequator zurück, um hier von Neuem den Kreislauf zu beginnen. Die obere, vom Aequator kommende Strömung nennt man Aequatorialstrom, die untere, vom Pol kommende Polarstrom. Entsprechend ist, wie auf der Zeichnung ersichtlich, das Windsystem der südlichen Halbkugel beschaffen. Die obere Westströmung hat auf beiden Hemisphären einen längeren Weg zurückzulegen und ist von erheblich grösserer Stärke als der untere Wind.

Mit den herrschenden Druckverhältnissen erscheint diese Windvertheilung völlig vereinbar. Bedenkt man noch, dass die in der Höhe nach den Polen hin strömenden Luftmassen mit wachsender geographischer Breite immer engere Bahnen finden und in den langsamer fließenden

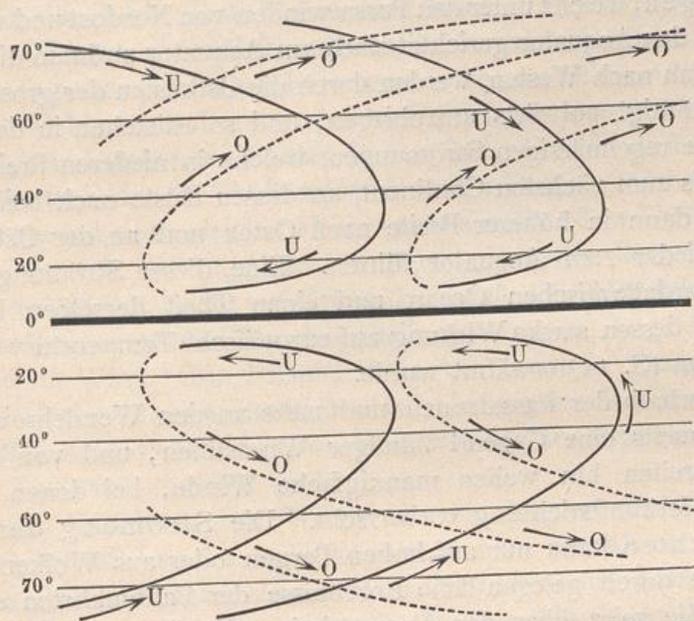


Fig. 19. Allgemeines Windsystem der Erde nach Oberbeck.

Unterwind zum Theil hineindringen, so erscheint auch das Auftreten höheren Druckes in etwa 30° nördlicher und südlicher Breite (S. 74) verständlich.

Die Vertheilung von Wasser und Land, welche bei den vorstehend geschilderten Studien nicht berücksichtigt wurde, veranlasst natürlich vielerlei örtliche Abweichungen des Windes von jener Vertheilung. Im Allgemeinen nimmt nach Hellmann (142) die Windgeschwindigkeit mit wachsender geographischer Breite zu, von der Küste nach dem Innern der Länder jedoch ab. Ausserdem bewirkt der Wechsel der Jahreszeiten eine regelmässige Verschiebung des Windsystems, so dass dies zugleich mit der heissesten Gegend der Erde im Nordsommer (Juli) gegen die nördliche und im Nordwinter (Januar) gegen die südliche Erdhälfte vorrückt. Die Isobarenkarten, Taf. III, lassen auch die Windvertheilung im Januar und Juli erkennen. In voller Uebereinstimmung mit den in Fig. 19

wiedergegebenen Strömungen finden wir namentlich die Windverhältnisse der niederen geographischen Breiten. In dem jeweils heissesten Erdgürtel am Aequator liegt die Zone der Calmen, in welchen häufige Windstillen herrschen, weil der aufsteigende Strom jener Gegenden nicht als Wind empfunden wird. Diese Gegend ist beiderseits von denjenigen Streifen begrenzt, in welchen die Passatwinde wehen, nämlich die nördlich von den Calmen aus Nordost, südlich davon aus Südost regelmässig fliessenden Strömungen, welche mit den Calmen die schon erwähnte nord-südliche jährliche Schwankung zeigen und durchschnittlich bis beinahe 30° nördlicher und südlicher Breite sich erstrecken. Die beständige Reibung dieser Luftströme gegen die Meeresoberfläche und der obersten Wasserschichten gegen die tieferen erzeugt ein ebenso regelmässiges System von Meeresströmungen, welche unter den Passatwinden von Nordost und von Südost her gegen den Aequator gerichtet sind; am Aequator strömen die Wassermassen dann nach Westen, werden durch die Ostküsten der grossen Continente genöthigt polwärts umzubiegen, und so entstehen in den grossen Meeren die regelmässigen Strömungen, welche in niederen Breiten gegen Westen bis zum nächsten Continent, an dessen Küste nach beiden Seiten polwärts, dann in höherer Breite nach Osten und an der Ostküste des Oceans wieder zum Aequator führen. Eine dieser Strömungen finden wir im nordatlantischen Ocean und einen Theil derselben bildet der Golfstrom, dessen starke Wirkung auf europäische Temperaturverhältnisse bereits oben (S. 12) erwähnt wurde.

Ausserhalb der Passatzonen und nahe an den Wendekreisen findet sich beiderseits eine Gegend häufiger Windstillen, und von dort nach höheren Breiten hin wehen mannigfache Winde, bei denen aber die westliche Herkunftsrichtung vorherrscht. Die Strömung der oberen Luftschichten kann nur auf hohen Bergen oder aus Wolkenbeobachtung sowie durch gelegentliche Ergebnisse der Ballonfahrten ergründet werden. Sie zeigt über den Passatwinden die der unteren Bewegung entgegengesetzt wehenden Antipassate und scheint in höheren Breiten vorwiegend aus Westen zu kommen. So hat Berson (143) gelegentlich der Berliner wissenschaftlichen Luftfahrten aus zahlreichen Einzelfällen schliessen können, dass, wenn am Boden westlicher Wind herrscht, dieser nach oben hin an Stärke zunimmt; weht dagegen unten der Wind aus Osten, so wächst seine Stärke nur bis zur Höhe weniger hundert Meter, um dann abzunehmen und oftmals weiter oben in westliche Bewegung überzugehen.

Während alle diese Einzelheiten der in Fig. 19 gegebenen Windvertheilung entsprechen, finden sich auch mancherlei Abweichungen von denselben. Namentlich sind dieselben, wie erwähnt, durch die unregelmässige Vertheilung von Wasser und Land bedingt, sowie durch die hieraus entstehenden Temperaturverhältnisse. Die grössere specifische Wärme des Wassers bewirkt es, dass die See im Sommer kühler, im Winter wärmer ist als das Land (S. 16), und dass also im Sommer

Seewind, im Winter Landwind begünstigt wird. Aus demselben Grunde sehen wir an der Küste bei Tage den Wind von der kühleren See, Nachts von dem jetzt kühleren Lande wehen, wobei die von der Erddrehung herrührende Ablenkung ebenfalls mitwirkt, sofern es sich nicht um ganz eng begrenzte örtliche Vorgänge handelt.

Einen anderen regelmässigen Wechsel der Windrichtung findet man in Gebirgstälern, wo am Tage die Luft aufwärts gegen den Berg, Nachts abwärts zu Thal strömt. Die von Hann (144) gegebene Erklärung führt diese Berg- und Thalwinde auf die Druckvertheilung zurück, welche in einer von unten her erwärmten Luftsäule eintritt. Wie oben (S. 83) gezeigt wurde, wird in solchem Falle der Luftdruck unten geringer, oben aber grösser als vorher. Befinden sich nun die Grundflächen solcher Luftsäulen in der Sohle eines Thales, und daneben andere Luftsäulen an der Wand des Berges, so wird im unteren Theile jeder einzelnen Säule bei Eintritt der Tageswärme bis zu derjenigen Höhe, in welcher die Bodenwärme noch wirkt, der Luftdruck abnehmen, darüber aber wachsen. Die auf der Bergwand stehenden Säulen haben ihren Fuss in gleicher Höhe mit dem Obertheil der im Thale stehenden; am Berge nimmt der Luftdruck ab, während er in gleicher Horizontalebene über dem Thale wächst. Daraus ergiebt sich am Tage die vom Thal gegen den Berg gerichtete Strömung, und in der Nacht auf Grund der durch Abkühlung des Bodens erzeugten entgegengesetzten Druckvertheilung der vom Berge nach dem Thale wehende Wind. Ein Beispiel dafür bildet der in Freiburg i. Br. nach Schultheiss (145) während der Nacht kräftig aus den Bergen durch das Höllenthal herabwehende Südostwind, welcher am Tage durch nordwestlichen Thalwind abgelöst wird.

Was die Entfaltung des Windes in den höheren Schichten der Atmosphäre betrifft, so ist von vornherein eine Zunahme der Geschwindigkeit mit wachsender Höhe zu erwarten, denn die Reibung der Luft an den Unebenheiten des Bodens fällt in der Höhe fort, und mit abnehmender Dichte der bewegten Luftmassen wird auch ihre gegenseitige (innere) Reibung geringer, während zugleich die Beweglichkeit wächst. In der That fand Berson (146) aus den Ergebnissen der Luftfahrten, dass die Windgeschwindigkeit durchschnittlich den folgenden Verhältnisszahlen, bezogen auf die am Boden beobachtete Geschwindigkeit, entsprach:

Mittlere Höhe	Erde	500	1500	2500	3500	4500	5500 m und höher
Geschwindigkeit	1	1,75	1,95	2,15	2,5	3,1	4,5

Dabei war in der Gegend der barometrischen Minima sowohl der Betrag der Windstärke wie auch ihre verticale Zunahme grösser, als in den Hochdruckgebieten.

Die Richtung des Windes wich in der Höhe von der am Boden beobachteten Richtung meistens nach rechts ab, d. h. im Sinne der Uhrzeigerdrehung. Berson (146) berechnet im Durchschnitt aus

58 Luftfahrten die Rechtsdrehung für die untersten 1000 m zu 15° , für das zweite Höhenkilometer zu $12\frac{1}{2}^{\circ}$, für das dritte zu $11\frac{1}{2}^{\circ}$, für das vierte nur zu 1° , für das fünfte zu 3° , für das sechste und siebente zu je 6° . Die Hochdruckgebiete zeigten diese Rechtsdrehung mit zunehmender Höhe anhaltend und stark, mit alleiniger Ausnahme der Höhenregion zwischen 3000 und 4000 m, während in den Depressionsgebieten die Rechtsdrehung beträchtlich geringer war und mit wachsender Höhe nur wenig zunahm. Auch hier fand sich ein Minimum der Rechtsdrehung in 3000 bis 4000 m Höhe.

Die eben erwähnte Zunahme der Windgeschwindigkeit mit der Höhe lässt uns den täglichen Gang der Windstärke verstehen. Dieselbe hat ein Maximum zur Zeit der höchsten Tagestemperatur und zeigt ihre geringsten Werthe und nur geringe Schwankungen während der Nacht. Eine Erklärung dafür gab schon Espy (147) und später in gleichem Sinne nochmals Köppen (148) durch die Erwägung, dass in Folge

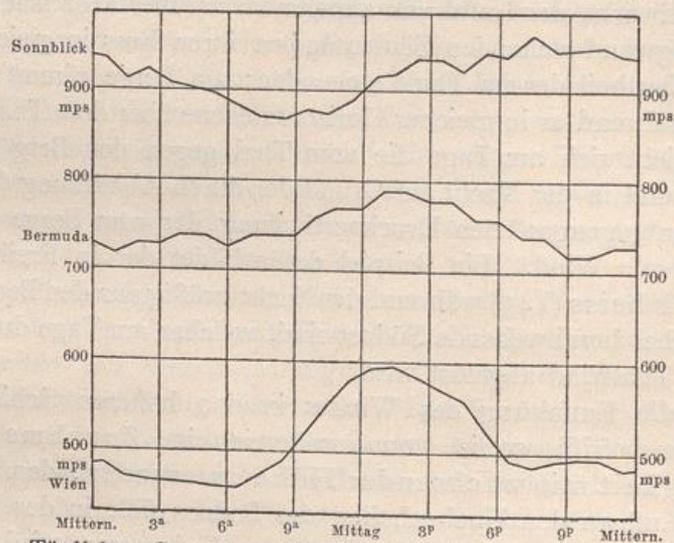


Fig. 20. Täglicher Gang der Windgeschwindigkeit in Wien, Bermudas und auf dem Sonnblick.

der Erwärmung des Bodens aufsteigende Luftströme entstehen und einen Austausch zwischen unteren und oberen Luftmassen herbeiführen müssen. Die grössere horizontale Windgeschwindigkeit, welche die oberen Schichten mit sich herunterbringen, wird dabei unten um so deutlicher hervortreten, je stärker die verticalen Luftbewegungen vor sich gehen, und darum fällt die grösste Windstärke mit der höchsten Temperatur zusammen. Im Gegensatz dazu bringt die nächtliche Abkühlung des Bodens keine erhebliche verticale Luftbewegung zu Stande, weil die bereits unten befindliche Luft durch Abkühlung noch schwerer gemacht und also am Boden festgehalten wird, und darum herrscht in der Nacht die geringste Windstärke. Diese Auffassung lässt aber erwarten, dass in der Höhe das umgekehrte Verhalten der Windstärke während der Tagesstunden eintreten müsse, weil mit dem aufsteigenden Strome die

geringere horizontale Geschwindigkeit der unteren Luftschichten nach oben gelangt. In der That zeigen die Windmessungen auf hohen Bergen das hiernach zu vermuthende Minimum der Windgeschwindigkeit zur Zeit der höchsten Temperatur. Auf dem Meere, wo die Temperaturunterschiede gering sind und die Windstärke mit der Höhe nur wenig zunimmt, hat man auch keine erhebliche Tagesperiode der Windstärke gefunden. In Fig. 20 sind diese Verschiedenheiten ersichtlich gemacht durch die Curven des täglichen Ganges der Windgeschwindigkeit in Wien, auf dem Gipfel des 3100 m hohen Sonnblick [beide nach Hann (149)] und auf den Bermudasinseln [nach Köppen (150)], wo ähnliche Windverhältnisse wie auf dem Meere herrschen.

Der jährliche Gang der Windstärke hängt ebenso wie die jährlichen Aenderungen der Windrichtung mit der Druckvertheilung zusammen. Nach Hellmann (142) fällt das Jahresmaximum in höheren Breiten und bei Küstengebieten, die dem Winde ausgesetzt sind, auf die kalte Jahreszeit, im Binnenlande auf einen der Monate März bis Juli. Das Jahresminimum liegt bei den binnenländischen Stationen, die ein Frühjahrsmaximum haben, gewöhnlich im August oder September, an Küstengebieten mit winterlichem Maximum im Juni oder Juli.

Zur Beobachtung der Windrichtung dient die Windfahne. Sie muss in ausreichender Höhe dem Winde ausgesetzt und leicht beweglich sein; insbesondere hat man darauf zu achten, dass die Windfahne bei ruhiger Luft in jeder beliebigen Stellung stehen bleiben kann und nicht etwa nach einer Seite „hängt“. Bei ungleichmässiger Vertheilung des Gewichtes oder nicht ganz aufrechter Stellung der die Fahne tragenden Stange kann dieser Uebelstand leicht das häufigere Eintreten einer einzelnen Windrichtung vortäuschen. Um auch die Windstärke genauer als nach den auf S. 88 angegebenen Kennzeichen zu bestimmen, kann man sich der Wild'schen Stärketafel bedienen. Dies ist eine, wie Fig. 21 zeigt, mit der Windfahne verbundene und mit ihr sich drehende

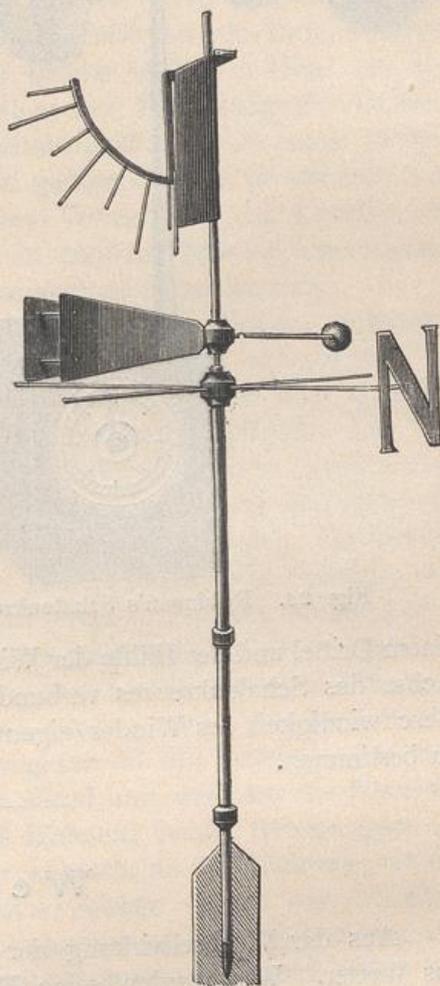


Fig. 21. Windfahne mit Stärketafel.

Platte, welche demnach stets senkrecht gegen die Windrichtung gestellt ist. Sie ist um ihre Oberkante drehbar und lässt also durch ihre Abweichung aus der senkrechten Lage die Windstärke erkennen, wobei der Hebungswinkel (nicht etwa die Nummer der Windstärke!) an den Stiften des Kreisbogens abgelesen werden kann.

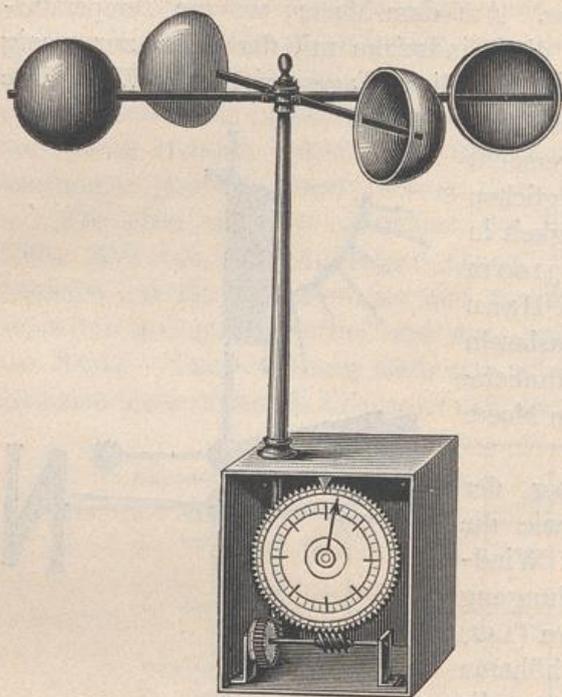


Fig. 22. Robinson's Schalenkreuz.

einem Drittel und der Hälfte der Windgeschwindigkeit liegt. Das mit der Achse des Schalenkreuzes verbundene Zählwerk gestattet, die mittlere Geschwindigkeit des Windes (eigentlich den Windweg) für jede Zeitdauer zu bestimmen.

An reichlicher ausgestatteten Beobachtungsstationen dient zum Messen der Windgeschwindigkeit das Robinson'sche (151) Schalenkreuz (Fig. 22). Auf die halbkugeligen Schalen desselben wirkt der Wind an der hohlen Seite stärker als an der gewölbten, so dass eine Drehung im gleichen Sinne bei jeder Windrichtung erfolgt. Die Schalenmitten bewegen sich alsdann mit einer Geschwindigkeit, welche zwischen

Wetter.

Aus der Wechselwirkung der meteorologischen Elemente entsteht das Wetter. Wir werden seine Darstellung durch Schilderung einer Reihe von häufig vorkommenden Witterungsvorgängen zu geben suchen.

Eine sehr wichtige Gruppe atmosphärischer Erscheinungen ist an den aufsteigenden Luftstrom geknüpft. Dass ein solcher aus den von der Temperaturvertheilung herrührenden Druckunterschieden entstehen kann, sahen wir oben (S. 83); über der Gegend, in welcher der Luftdruck geringer ist als in der Nachbarschaft, bildet sich ein aufsteigender Strom, genährt durch die am Boden von allen Seiten herzuströmende Luft, während aus seinem oberen Theile Luft nach allen Seiten abfließt. Auch dass der aufsteigende Strom zur Bildung von Wolken und Niederschlag führen kann, wurde vorher (S. 61) bereits erörtert, und dabei auch die Möglichkeit erwähnt, dass Uebersättigung