



UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Leitfaden der Wetterkunde

Börnstein, Richard

Braunschweig, 1901

Luftfeuchtigkeit.

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

Thermometer und Luft zu erzeugen. Man construirte in diesem Bestreben das Schleuderthermometer, ein an einer Schnur oder drehbar an einem Stabe befestigtes Instrument, welches vor der Ablesung in rascher Drehung herumgeschwungen und dabei mit beständig erneuerter Luft in Berührung gebracht wird. Hierdurch wird die Temperaturabweichung des Thermometers gegen die Luft allmählich zum Verschwinden gebracht. Noch wirksamer erwies sich die Einrichtung des Aspirationspsychrometers, dessen von Assmann (34) herrührende neuste Form in Fig. 6 (a. v. S.) wiedergegeben ist. Im oberen Theile des Apparates befinden sich zwei über einander mit geringem Zwischenraum liegende horizontale Scheiben, die durch ein Uhrwerk in Drehung versetzt werden und mittels Centrifugalkraft die zwischen ihnen befindliche Luft aus dem Spalt *u* herausschleudern. Dadurch wird in dem abwärts führenden Mittelrohre *g* und in den beiden Hüllrohren, die die Thermometerkugeln umgeben, die Luft angesaugt und äussere Luft an den Thermometerkugeln mit einer Geschwindigkeit von 2 bis 3 m in der Secunde vorbeigeführt. Wenn das Uhrwerk versagen sollte, so kann auch das Handdruckgebläse *m* an das zwischen den Schenkeln des Apparates befindliche Rohr angesetzt und nach dem Princip des Ejectors zur Erzeugung eines ungefähr ebenso raschen Luftstromes benutzt werden. Von den beiden Thermometern des Apparates dient das eine „trockene“ (*t*) zur Bestimmung der Lufttemperatur, das zweite „feuchte“ (*t'*) für Feuchtigkeitsmessungen, von denen im nächsten Capitel die Rede ist. Man kann in der That dies Instrument im hellen Sonnenschein benutzen, ohne einen Einfluss der Strahlung zu bemerken. Das „trockene“ Thermometer zeigt genau die Temperatur derjenigen Luft, welche in die unteren Oeffnungen der Hüllrohre hineingesaugt wird. Dass diese Luft nicht etwa von einem erwärmten Gegenstand (besonnte Wand, Körper des Beobachters u. s. w.) herkommt, muss natürlich beachtet werden.

Luftfeuchtigkeit.

Unter den Beimengungen der atmosphärischen Luft ist von besonderer Wichtigkeit der Wasserdampf, weil von seinem Verhalten Bewölkung und Niederschlag abhängen. Man misst die Luftfeuchtigkeit durch den in Quecksilberhöhe ausgedrückten Werth des Druckes, welchen der am Beobachtungsort vorhandene Wasserdampf ausübt. Es ist aber dieser Dampfdruck nicht ohne Weiteres vergleichbar mit dem vom Barometer gemessenen Luftdruck, denn während der letztere in der That das Gewicht der über dem Barometer befindlichen Luftsäule angiebt, ist der Dampfdruck keineswegs ein Ausdruck für das Gewicht der über dem Beobachtungsort befindlichen Dampfmenge. Es wäre dies nur richtig, wenn man sich den Dampf als eine besondere und in sich im

Gleichgewicht befindliche Atmosphäre vorstellen dürfte, und in diesem Falle könnte man (wie es Dove noch für zulässig hielt) die Differenz zwischen gesammtem Luftdruck und Dampfdruck als „Druck der trockenen Luft“ bezeichnen. Die Erfahrung hat aber gelehrt, dass nur für kleinere und abgeschlossene Räume, innerhalb deren eine gleichförmige Verbreitung des Dampfes vorausgesetzt werden darf, jene Anschauung zutrifft, während der atmosphärische Wasserdampf durch Bewegung, Verdampfung und Condensation beständigen Veränderungen unterliegt, welche bereits in den untersten Schichten seine gleichförmige Verbreitung hindern. In der That ist die Abnahme des Dampfes nach oben hin eine viel raschere, als sie es in einer selbstständigen Dampfatmosphäre sein würde. Im letzteren Falle könnte man den in Quecksilberhöhe gemessenen Dampfdruck mit 13,6, dem specifischen Gewicht des Quecksilbers, multipliciren, um die Wasserhöhe zu erhalten, welche dem gesammten Dampfgehalt der Atmosphäre entspricht. Indessen hat Hann (35) auf Grund von Beobachtungen, die im Himalaya und bei vier Ballonfahrten stattfanden, berechnet, dass in einer ruhenden Dampfatmosphäre dem am Boden gemessenen Dampfdruck etwa $4\frac{1}{2}$ mal so viel Dampfgehalt der gesammten Lufthülle entsprechen würde, als in Wirklichkeit vorhanden ist. Legt man die Ergebnisse der bei neueren Ballonfahrten ausgeführten Feuchtigkeitsmessungen zu Grunde, so beträgt der wirkliche Dampfgehalt der Atmosphäre sogar nur wenig über ein Sechstel derjenigen Menge, welche der am Boden gemessenen Feuchtigkeit bei gleichförmiger Verbreitung entspräche.

Der Werth des Dampfdruckes in Millimetern Quecksilberhöhe ist nahezu ebenso gross als diejenige Zahl, welche angiebt, wieviel Gramm Wasserdampf in 1 cbm Luft enthalten sind. Man bezeichnet den Dampfdruck auch als absolute Luftfeuchtigkeit. Eine andere Bezeichnungsweise für den Dampfgehalt der Luft ist durch v. Bezold (36) eingeführt: die spezifische Feuchtigkeit, nämlich die Anzahl der im Kilogramm feuchter Luft enthaltenen Gramme Wasserdampf, und nahezu gleichwerthig damit das Mischungsverhältniss, d. h. die 1 kg trockener Luft beigemischten Gramme Wasserdampf. Wie leicht einzusehen, bilden auch diese Grössen ein Maass für die absolute Feuchtigkeit. In der Tabelle (S. 30) sind die der Sättigung entsprechenden Werthe des Dampfdruckes und der für einen Barometerstand von 760 mm berechneten specifischen Feuchtigkeit, hergeleitet aus Regnault's Messungen durch O. J. Broch (37) resp. v. Bezold (36), zusammengestellt, nämlich für jede Temperatur die höchsten Werthe, welche jene beiden Grössen erreichen können.

Diese für die praktische Wetterkunde überaus wichtige Tabelle besagt Folgendes. Wenn von einer wasserhaltigen Fläche (Gewässer, feuchter Boden, Pflanzendecke) Wasser verdampft, so kann die Luft nur eine gewisse Dampfmenge aufnehmen, deren Betrag von der Temperatur abhängt und mit dieser in gleichem Sinne sich ändert. Ist dieser Betrag

Sättigungswerthe des Dampfdruckes und der specifischen Feuchtigkeit (für 760 mm Quecksilberdruck).

| | Dampfdruck | Specifische Feuchtigkeit | | Dampfdruck | Specifische Feuchtigkeit |
|-------------------|------------|--------------------------|----------------|------------|--------------------------|
| | mm | g | | mm | g |
| — 30 ^o | 0,38 | 0,31 | 6 ^o | 6,97 | 5,71 |
| — 25 | 0,61 | 0,49 | 7 | 7,47 | 6,13 |
| — 20 | 0,94 | 0,77 | 8 | 7,99 | 6,56 |
| — 15 | 1,34 | 1,19 | 9 | 8,55 | 7,02 |
| — 14 | 1,56 | 1,28 | 10 | 9,14 | 7,51 |
| — 13 | 1,69 | 1,39 | 11 | 9,77 | 8,03 |
| — 12 | 1,84 | 1,50 | 12 | 10,43 | 8,58 |
| — 11 | 1,99 | 1,63 | 13 | 11,14 | 9,16 |
| — 10 | 2,15 | 1,76 | 14 | 11,88 | 9,78 |
| — 9 | 2,33 | 1,91 | 15 | 12,67 | 10,43 |
| — 8 | 2,51 | 2,06 | 16 | 13,51 | 11,13 |
| — 7 | 2,72 | 2,23 | 17 | 14,40 | 11,86 |
| — 6 | 2,93 | 2,40 | 18 | 15,33 | 12,64 |
| — 5 | 3,16 | 2,59 | 19 | 16,32 | 13,46 |
| — 4 | 3,41 | 2,79 | 20 | 17,36 | 14,33 |
| — 3 | 3,67 | 3,01 | 21 | 18,47 | 15,25 |
| — 2 | 3,95 | 3,24 | 22 | 19,63 | 16,22 |
| — 1 | 4,25 | 3,48 | 23 | 20,86 | 17,24 |
| 0 | 4,57 | 3,75 | 24 | 22,15 | 18,32 |
| 1 | 4,91 | 4,03 | 25 | 23,52 | 19,47 |
| 2 | 5,27 | 4,32 | 26 | 24,96 | 20,68 |
| 3 | 5,66 | 4,64 | 27 | 26,47 | 21,95 |
| 4 | 6,07 | 4,98 | 28 | 28,06 | 23,29 |
| 5 | 6,51 | 5,34 | 29 | 29,74 | 24,70 |
| | | | 30 | 31,51 | 26,18 |

erreicht und enthält also die Luft so viel Feuchtigkeit, als sie bei der jeweiligen Temperatur höchstens aufnehmen kann, so nennt man sie gesättigt. Wird gesättigte Luft erwärmt, so entfernt sie sich vom Sättigungszustand und vermag neuen Dampf aufzunehmen. Ist Wasser mit ungesättigter Luft in Berührung, so findet Verdampfung statt, welche bei ungestörtem Fortgang bis zu erreichter Sättigung dauert. Wird aber ungesättigte Luft abgekühlt, so nähert sie sich derjenigen Temperatur, für welche die vorhandene Dampfmenge die Sättigung bedeutet. Diese Temperatur heisst Thaupunkt, denn wenn die Abkühlung bis zu dieser Grenze fortgeschritten ist und der nunmehr gesättigten Luft noch mehr Wärme entzogen wird, so beginnt die Condensation, und der überschüssige Theil des Wassers, welcher als Dampf nicht mehr be-

stehen kann, fällt in tropfbarer (oder fester) Form nieder. Es enthält nun also die vorstehende Tabelle für jede Temperatur den zugehörigen Sättigungsdruck, und zugleich für jede Dampfmenge den zugehörigen Thaupunkt. Erwähnt sei hierbei, dass die in der Tabelle angegebenen Zahlen für Sättigung sich auf solche Luft beziehen, die bei Anwesenheit flüssigen Wassers gesättigt ist, während Luft in Berührung mit Eis geringere Sättigungsdrucke zeigt.

Für praktische Witterungsstudien ist vorzugsweise die Frage von Bedeutung, wie nahe oder fern ein gegebener Feuchtigkeitszustand von beginnender Condensation ist. Der Thaupunkt würde zusammen mit der Lufttemperatur hierüber ein Urtheil gestatten; einfacher ist es, für den gleichen Zweck eine einzige Zahl anzugeben, und dafür eignet sich die relative Feuchtigkeit. Sie drückt die vorhandene Dampfmenge in Procenten derjenigen aus, welche bei der jeweiligen Temperatur zur Sättigung nöthig wäre, und lässt also ohne Weiteres erkennen, wie nahe oder fern der bestehende Feuchtigkeitszustand von der Sättigung ist. Es bedeutet demnach relative Feuchtigkeit von 100 Proc. völlige Sättigung, 0 Proc. völlige Trockenheit. Aus der Definition der relativen Feuchtigkeit ergibt sich, dass ihr Betrag von der Temperatur abhängt und sich mit dieser bei gleichbleibendem Dampfdruck ändert, denn zu jeder neuen Temperatur gehört ein neuer Sättigungsdruck, der bei Berechnung der relativen Feuchtigkeit in Betracht kommt. Man hat versucht, statt dieser einen anderen Begriff einzuführen, das Sättigungsdeficit. Darunter wird nach Wild (38) der Unterschied zwischen dem herrschenden Dampfdruck und dem für die Lufttemperatur berechneten Sättigungsdruck verstanden, also die Differenz der beiden Grössen, deren Verhältniss in der relativen Feuchtigkeit zum Ausdruck kommt.

Die räumliche Vertheilung der absoluten Feuchtigkeit ist in hohem Grade von der Temperatur abhängig, denn je höher diese ist, um so mehr Dampf kann die Luft aufnehmen und um so mehr Wärme ist für die Verdampfung verfügbar (latente Verdampfungswärme, siehe S. 15). Demnach finden wir die grössten Werthe des Dampfdruckes in den Tropen, und von dort nach beiden Seiten mit wachsender geographischer Breite abnehmende absolute Feuchtigkeit. Ferner ist dieselbe im Innern der grossen Continente etwas geringer als an der Küste und auf dem Meere.

Im Gegensatz dazu zeigt die relative Feuchtigkeit bei hoher Temperatur geringe Werthe und umgekehrt, weil zur Sättigung um so mehr Dampf gehört, je höher die Temperatur ist. Demgemäss ist im Winter der mittleren und höheren Breiten die relative Feuchtigkeit gross über den Continenten, weil hier grössere Kälte als auf dem Meere herrscht; im Sommer dagegen und auch im verhältnissmässig warmen Winter der niederen Breiten ist die Luft des Binnenlandes relativ trockener. Aus Beobachtungen russischer Stationen, die Stelling (39) und Britzke (40) mittheilen, ergibt sich, dass die jährliche Verdunstungsmenge und

also auch die relative Feuchtigkeit von Nord nach Süd und von der Küste nach dem Innern stark zunimmt.

Der jährliche Gang der Feuchtigkeit schliesst sich demjenigen der Temperatur sehr nahe an. Die absolute Feuchtigkeit schwankt im gleichen Sinne wie die Temperatur. Die relative Feuchtigkeit ändert sich in der Ebene umgekehrt wie die Temperatur, hat also im Sommer ihr Minimum und im Winter ihr Maximum, während sich auf Bergen und in höheren Schichten der freien Atmosphäre der entgegengesetzte Gang der relativen Feuchtigkeit bemerkbar macht. Die folgende Tabelle enthält [nach H. Meyer (41)] einige Beobachtungsergebnisse norddeutscher Stationen und dazu die von Hann (42) mitgetheilten Messungen auf dem 3100 m hohen Sonnblick:

Jährlicher Gang der Feuchtigkeit.

| | Klaussen | | Berlin | | Helgoland | | Emden | | Sonnblick | |
|--------------|--------------|-----------------|--------------|-----------------|--------------|-----------------|--------------|-----------------|--------------|-----------------|
| | Absol. mm | Relat. Proc. | Absol. mm | Relat. Proc. | Absol. mm | Relat. Proc. | Absol. mm | Relat. Proc. | Absol. mm | Relat. Proc. |
| Januar . . . | *3,2 | 93 | *3,9 | 84 | 4,8 | 90 | *4,6 | 91 | 1,4 | 74 |
| Februar . . | *3,2 | 91 | 4,1 | 80 | *4,7 | 88 | 4,7 | 88 | *1,2 | 73 |
| März . . . | 3,8 | 87 | 4,5 | 75 | 4,8 | 86 | 5,3 | 84 | 1,5 | 78 |
| April . . . | 5,3 | 78 | 5,3 | 69 | 5,7 | 83 | 6,0 | 79 | 2,4 | 84 |
| Mai | 7,2 | 73 | 7,1 | *64 | 7,0 | *78 | 8,2 | *74 | 3,1 | 87 |
| Juni | 9,8 | *72 | 9,6 | 66 | 9,7 | 83 | 9,8 | 75 | 3,3 | 89 |
| Juli | 10,7 | 74 | 10,7 | 67 | 11,4 | 83 | 11,2 | 77 | 4,8 | 86 |
| August . . . | 10,4 | 76 | 10,6 | 69 | 11,5 | 83 | 11,2 | 79 | 4,1 | 83 |
| September . | 8,4 | 80 | 8,8 | 73 | 9,9 | 83 | 9,8 | 82 | 3,5 | 86 |
| October . . | 6,4 | 84 | 7,2 | 79 | 7,9 | 82 | 7,8 | 87 | 2,8 | 79 |
| November . | 4,5 | 89 | 5,1 | 83 | 5,8 | 82 | 5,6 | 90 | 2,0 | 79 |
| December . | 3,4 | 93 | 4,2 | 84 | 5,8 | 87 | 4,9 | 91 | 1,4 | *67 |
| Jahr | 6,4 | 83 | 6,6 | 74 | 7,4 | 84 | 7,4 | 83 | 2,6 | 80 |
| Amplitude . | 7,5 | 21 | 6,8 | 20 | 6,7 | 12 | 6,6 | 17 | 3,6 | 22 |

Im Binnenlande zeigt sich also die Feuchtigkeit, namentlich die absolute, geringer, die Schwankung aber grösser als am Meere, entsprechend den schon erwähnten Verhältnissen der Verdampfung und Temperatur. Die Beobachtungen vom Sonnblick mit dem gegen die Niederung umgekehrten jährlichen Gang der relativen Feuchtigkeit finden ihre Bestätigung in den weiter unten mitgetheilten Ballonbeobachtungen. Die Erklärung dürfte in verticalen Luftbewegungen zu suchen sein.

Der tägliche Gang der Feuchtigkeit steht gleichfalls mit dem Temperaturgang in naher Beziehung. Der Dampfdruck zeigt an Küstestationen ganz ähnlichen Gang wie die Temperatur, nämlich ein Maximum zur wärmsten Zeit, etwa 2 bis 3^p, und ein Minimum zur kältesten

Zeit, früh Morgens. Im Binnenland tritt in Folge der höheren Mittagstemperatur ein aufsteigender Luftstrom zur wärmsten Tageszeit auf, welcher Herabsinken trockener Luft erwirkt und ein secundäres Minimum um so eher hervorbringt, je geringer die überhaupt vorhandene Dampfmenge ist. Demgemäss zeigt die Curve in Fig. 7, welche

Buchan (43) aus Beobachtungen von März bis Juli 1873 auf dem nordatlantischen Ocean herleitete, eine einfache, diejenige von Bukarest [nach Hepites (44)] 1886 bis 1890 eine doppelte Schwankung. Dass auf Bergen der Dampfdruck zwar geringeren Betrag, aber ganz ähnlichen und nur etwas verspäteten Gang hat wie an den Küsten, zeigt die nach Hann (45) gezeichnete Curve für den Sonnblick.

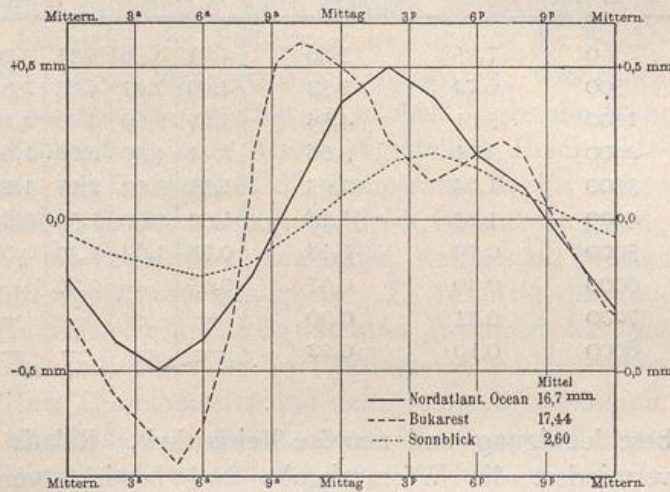


Fig. 7. Täglicher Gang des Dampfdrucks auf dem Ocean, in Bukarest und auf dem Sonnblick.

Die relative Feuchtigkeit hat in Ebenen und Thälern überall den entgegengesetzten täglichen Gang wie die Temperatur, auf Bergen dagegen und auch in entsprechender Höhe der freien Atmosphäre ähnliche Aenderungen wie die Temperatur; dabei sind die Extreme der relativen Feuchtigkeit gegen diejenigen der Temperatur im Winter etwas verfrüht, im übrigen Jahre verspätet, wie Hann (45) aus Beobachtungen auf dem Sonnblick entnahm. Die Grösse der Schwankung hängt von derjenigen der Temperatur ab.

Die relative Feuchtigkeit hat in Ebenen und Thälern überall den entgegengesetzten täglichen Gang wie die Temperatur, auf Bergen dagegen und auch in entsprechender Höhe der freien Atmosphäre ähnliche Aenderungen wie die Temperatur; dabei sind die Extreme der relativen Feuchtigkeit gegen diejenigen der Temperatur im Winter etwas verfrüht, im übrigen Jahre verspätet, wie Hann (45) aus Beobachtungen auf dem Sonnblick entnahm. Die Grösse der Schwankung hängt von derjenigen der Temperatur ab.

Ueber die verticale Vertheilung der Feuchtigkeit im gesammten Jahresdurchschnitt und in den Jahreszeiten macht Süring (46) folgende bei Ballonfahrten gewonnenen Angaben (s. Tab. S. 34).

Für unser Empfinden ist die relative Luftfeuchtigkeit von besonderer Bedeutung, weil ihre physiologische Wirkung uns in Stand setzt, Aenderungen im Feuchtigkeitszustande der Luft unmittelbar wahrzunehmen. Zu unserer Lebensthätigkeit gehört die Verdunstung einer gewissen Wassermenge von der Körperoberfläche, und hierbei wird die entsprechende Verdampfungswärme verbraucht und also dem Körper entzogen. Da nun der Körper um so mehr Wasser verdampft und um so mehr Wärme verliert, je geringer die relative Feuchtigkeit der umgebenden Luft ist, d. h. je mehr Dampf diese Luft aufnehmen kann, so erzeugt eine ungewohnt geringe relative Feuchtigkeit bei uns Hauttrockenheit, Wärmeverminderung und bei erhöhtem Auftreten Puls-

| Höhe | Dampfdruck Jahr | Specif. Feuchtigkeit Jahr | Specif. Feuchtigkeit | | | | Relative Feuchtigkeit | | | |
|------|--------------------|---------------------------------|----------------------|--------|--------|--------|-----------------------|--------|--------|--------|
| | | | Früh- ling | Sommer | Herbst | Winter | Früh- ling | Sommer | Herbst | Winter |
| | | | g | g | g | g | Proc. | Proc. | Proc. | Proc. |
| m | mm | g | g | g | g | Proc. | Proc. | Proc. | Proc. | |
| 0 | 7,35 | 5,86 | 4,71 | 8,38 | 5,71 | 3,00 | 75,1 | 70,1 | 80,8 | 82,6 |
| 500 | 6,12 | 5,33 | 4,49 | 7,47 | 4,83 | 2,61 | 71,6 | 69,5 | 71,4 | 72,6 |
| 1000 | 5,01 | 4,54 | 3,67 | 6,69 | 4,40 | 2,17 | 69,3 | 77,3 | 75,6 | 58,0 |
| 2000 | 3,01 | 3,08 | 2,41 | 4,59 | 2,68 | 1,64 | 57,9 | 69,6 | 52,8 | 46,8 |
| 3000 | 1,94 | 2,23 | 1,71 | 3,03 | 2,17 | 1,19 | 61,1 | 55,6 | 50,7 | 49,5 |
| 4000 | 1,25 | 1,68 | 1,33 | 2,60 | 1,59 | 0,86 | 57,2 | 64,2 | 49,2 | 40,5 |
| 5000 | 0,79 | 1,18 | 0,78 | 1,63 | 1,30 | 0,68 | — | — | 56,9 | — |
| 6000 | 0,40 | 0,67 | 0,65 | — | 0,66 | — | — | — | — | — |
| 7000 | 0,21 | 0,30 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 8000 | 0,10 | 0,22 | — | — | — | — | — | — | — | — |

beschleunigung und nervöse Reizbarkeit. Relativ feuchte Luft dagegen vermindert die Wärmeabgabe und bewirkt vermehrte Kohlensäureausscheidung, verlangsamte Blutbewegung und jene Empfindung, die wir mit dem Worte „Schwüle“ zu bezeichnen pflegen. Oftmals hält man irrthümlich diesen Zustand für eine Folge der hohen Temperatur, obwohl doch keineswegs das Thermometer hoch genug steht, um diese Meinung zu rechtfertigen; vielmehr wird erst durch Messung der relativen Feuchtigkeit die eigentliche Ursache der Schwüle aufgedeckt. Recht deutlich zeigt sich dieser Zusammenhang in der Schilderung, welche Cey (47) von dem Klima des persischen Ortes Büshähr entwirft. „Dort, an der Küste des persischen Golfes, ist zur heissen Jahreszeit die Luft so mit Feuchtigkeit gesättigt, dass am Tage die leichteste Bewegung ein Ausbrechen des Schweißes über den ganzen Körper zur Folge hat. Nur Wenige vermögen während der Sommermonate ruhigen Schlaf zu finden, und meistens wandert man, von der unerträglichen Schwüle geplagt, den grössten Theil der Nacht schlummerlos auf dem flachen Dache herum, um dann zur Mittagszeit, wo in Folge der steigenden Temperatur die Schwüle weniger bemerkbar ist, das Versäumte nachzuholen.“ Also trotz steigender Temperatur wird Mittags die Schwüle geringer, weil die relative Feuchtigkeit abnimmt.

Eine nahe Beziehung besteht zwischen der Luftfeuchtigkeit und dem nächtlichen Minimum der Temperatur, denn wenn die am Nachmittage beginnende Abkühlung der Luft bis zum Thaupunkt fortgeschritten ist, tritt im Falle noch weiter andauernder Wärmeentziehung Condensation ein, und die nun frei werdende latente Wärme wirkt weiterem Sinken der Temperatur entgegen. Demnach kann man erwarten, dass das Temperaturminimum nicht erheblich unter den vorher bestimmten Thaupunkt sinken wird, sofern nur seit der Thaupunkts-

bestimmung keine Aenderung in der absoluten Feuchtigkeit (Herbeiführung anderer Luft durch Wind) eintrat. Im Falle solcher Aenderung würde freilich der Thaupunkt gleichfalls einen anderen Werth erhalten. Für die Zwecke der praktischen Bodencultur ist es oftmals wichtig, das nächtliche Temperaturminimum schon am Abend vorauszuberechnen, um namentlich im Falle einer Frostgefahr zarte Pflanzen zu schützen. Da dies vorzugsweise im Frühjahr von Bedeutung ist, und da die Nachtfroste alsdann meistens durch Bodenerkaltung in klaren, windstillen Nächten entstehen, so hat man in der That an solchen Tagen die Möglichkeit, aus der am Nachmittage oder Abend angestellten Thaupunktbestimmung die Grenze, bis zu welcher die Temperatur Nachts sinken wird, ungefähr anzugeben. In der Verfolgung dieses Gedankens gelang es Kammermann (48), ein Verfahren auszuarbeiten, welches auf überaus einfache Art die Nachtfrostprognose ermöglicht. Er benutzte das (am Schlusse dieses Capitels beschriebene) August'sche Psychrometer und fand, dass zwischen der zu bestimmter Nachmittagsstunde abgelesenen Temperatur des feuchten Thermometers und dem Temperaturminimum der folgenden Nacht eine Differenz besteht, deren Werth zwar für verschiedene Orte und Jahreszeiten verschieden ist, im Uebrigen aber so wenig schwankt, dass man daraufhin die Temperatur des bevorstehenden nächtlichen Minimum (und also auch etwaigen Nachtfrost) aus der am feuchten Thermometer abgelesenen Temperatur entnehmen kann. Als Beispiele enthält die folgende Tabelle für einige Orte die aus meist einjährigen Beobachtungen berechneten mittleren Werthe jener Differenz, sowie die Tageszeit, zu welcher das feuchte Thermometer abgelesen wurde:

| | | | | | |
|---------------------|------------------|-----|--------------------|------------------|-------------------------------|
| Haparanda | 5,0 ^o | 2 P | Genf | 3,0 ^o | 2 P |
| Upsala | 4,7 | 1 | Toulouse | 4,4 | 3 |
| Stockholm | 3,8 | 2 | Algier | 2,1 | 1 |
| Berlin | 3,7 | 2 | Ismailia | 4,2 | 2 ¹ / ₄ |
| Breslau | 2,9 | 2 | | | |

Die für Genf angegebene Zahl beruht auf 20 jährigen Beobachtungen, welche zugleich auch den Unterschied der Jahreszeit erkennen lassen. Die Monatsmittel jener Differenz liegen für Genf zwischen 3,1^o (December) und 4,3^o (Februar, März). Im Ganzen scheint die Differenz in niederen geographischen Breiten und in hoch gelegenen Orten kleiner zu sein als anderwärts.

Sehr merkbar ist der Einfluss atmosphärischer Feuchtigkeit bei den absteigenden Luftbewegungen, die man als „Fallwinde“ bezeichnet und deren bekanntester der Föhn ist. Man hat diesen Wind zuerst in der Nordschweiz genauer kennen gelernt und zwar als einen in grosser Stärke auftretenden, heissen und trockenen Südwind, der vom Gebirge her in die Thäler und das nördliche Alpenland herabstürzt, und die Erscheinung dem Herabkommen des oberen Passat zugeschrieben oder auch auf die vermuthete Herkunft der Föhnluft aus der Wüste Sahara zurückzuführen gesucht. Indessen waren diese Meinungen nicht vereinbar mit

dem allmählich auch am Südabhange der Alpen (als Nordwind) und in manchen anderen Gegenden nachgewiesenen Auftreten des Föhnwindes, sowie mit der Thatsache, dass gerade im Winter der Alpenföhn am wärmsten erscheint, während doch die Wüste Sahara im Sommer heisser ist. Diejenige Auffassung, welche mit allen bisherigen Erfahrungen in Einklang steht, scheint bereits im Anfange des 18. Jahrhunderts von Ebel (49) und dann von Espy (50) (1841 bis 1857) ausgesprochen zu sein; auch Helmholtz (51) deutet Aehnliches an, und endlich wurde durch Wild (52) sowie namentlich durch Hann (53) die jetzt geltende Annahme begründet. Um dieselbe zu verstehen, denken wir eine Luftmasse in verticaler Bewegung. Beim Aufsteigen gelangt sie unter geringeren, beim Absteigen unter grösseren Druck und muss also hierbei sich ausdehnen resp. zusammengedrückt werden. Damit ist, wie auf S. 22 genauer angegeben, eine dynamische Abkühlung resp. Erwärmung von $0,99^{\circ}$ auf je 100 m Höhe verbunden. Weht trockene Luft über ein Gebirge hin, so wird sie beim Aufsteigen an der Windseite um so viel abgekühlt, als der Höhe des Gebirges entspricht, und auf der Leeseite im Herabsteigen wieder um ebenso viel erwärmt. Die Luft übersteigt also kalt den Gebirgskamm, langt aber am Fusse des Gebirges wieder ebenso warm an, als sie vor Beginn des Aufsteigens war. Während trockene Luft in dieser Weise das Gebirge ohne endgültige Temperaturänderung überschreitet, ist für dampfhaltige Luft das Gleiche nur möglich, solange keine Condensation stattfindet, d. h. wenn der Thaupunkt nicht erreicht wird. Zwar sinkt beim Heraufsteigen der Luft die Lage des Thaupunktes, denn indem der Druck abnimmt und die Luft sich ausdehnt, erfüllt die gleiche Dampfmenge nun einen grösseren Raum, es kommen auf einen Cubikmeter jetzt weniger Gramm Dampf oder (was etwa durch die gleiche Zahl ausgedrückt wird) der Dampfdruck ist beim Aufsteigen geringer geworden und mit ihm der Thaupunkt gesunken. Immerhin wird aber bei fortgesetztem Emporsteigen auch dieser erniedrigte Thaupunkt erreicht, und alsdann beginnt die Condensation des überschüssig gewordenen Dampfes unter gleichzeitigem Freiwerden der latent gewordenen Wärme. Das condensirte Wasser fällt als Regen (oder bei tieferer Temperatur als Hagel und Schnee) zu Boden, während der Luft die Condensationswärme verbleibt und ihr eine entsprechende Temperaturerhöhung ertheilt. Es ist demnach die dynamische Abkühlung der aufsteigenden Luft um so weniger wirksam und die Luft kommt um so wärmer nach oben, je früher die Condensation beginnt. Während aufsteigende Luft ohne Condensation sich auf je 100 m um $0,99^{\circ}$ abkühlt, beträgt nach Hann (54) die Abkühlung auf je 100 m beim Aufsteigen von Luft, die bei der angegebenen Temperatur gesättigt ist:

| Seehöhe | Luftdruck | -10° | 0° | 10° | 20° | 30° |
|---------|-----------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| 0 m | 760 mm | $0,76^{\circ}$ | $0,63^{\circ}$ | $0,54^{\circ}$ | $0,45^{\circ}$ | $0,38^{\circ}$ |
| 3360 " | 500 " | 0,68 | 0,55 | 0,46 | 0,38 | — |

Diese Zahlen gelten von Beginn der Condensation an nach aufwärts, und da im Winter die relative Feuchtigkeit unten grösser ist als im Sommer, so beginnt auch die Condensation schon früher und die Abkühlung beim Aufsteigen ist im Winter noch geringer als im Sommer. Nun würde aber beim Herabsteigen der Luft der umgekehrte Vorgang mit Verdampfen der Condensationsproducte unter Verbrauch einer entsprechenden Wärmemenge nur dann zu Stande kommen, wenn auch wirklich das vorher entstandene Wasser noch in der Luft verblieben wäre. Es ist indessen als Regen, Hagel oder Schnee bereits während des Emporsteigens der Luft an der Windseite des Gebirges herabgefallen, und also findet das Absteigen der Luft ohne Aenderung des Aggregatzustandes und ganz mit der gleichen dynamischen Erwärmung statt wie bei trockener Luft, nämlich im Betrage von $0,99^{\circ}$ auf 100 m. Der Unterschied in der auf- und abwärts gerichteten Bewegung führt dahin, dass die Luft unten wärmer und trockener ankommt als sie beim Aufsteigen war: wärmer, denn sie ist beim Aufsteigen um die Condensationswärme des entstehenden Niederschlages bereichert; trockener, denn eben dieser Niederschlag ist herausgefallen und der Dampfgehalt ist um dessen Betrag vermindert worden, während ausserdem die relative Feuchtigkeit auch noch durch die geschehene Temperaturerhöhung merklich verringert ist.

Für das Auftreten dieser Einzelheiten im Südföhn der Alpen sind die Vorbedingungen gegeben, sobald im Westen oder Nordwesten vom Atlantischen Ocean her ein barometrisches Minimum erscheint und ausgiebige Luftbewegung aus südlicher Richtung über Mitteleuropa erzeugt. Wo diese Bewegung am Boden durch das Gebirge gehindert wird, tritt ein um so kräftigeres Ansaugen der oberen Luftschichten auf, und das Herüberfliessen der südlichen Luftmassen über die Alpenkämme geschieht stellenweise mit grosser Heftigkeit, gemäss den örtlichen Einflüssen der Gebirgsform. Gerade diese rasche Luftbewegung hindert einen erheblichen Wärmeaustausch zwischen Luft und Boden. Während bei ruhigem Wetter die Temperatur in den Alpen von oben nach unten um etwa $0,5$ bis $0,6^{\circ}$ auf je 100 m (im Winter weniger, im Sommer mehr) zunimmt, wächst sie in der herabfliessenden Luft um $0,99^{\circ}$; hat ausserdem diese Luft beim Aufsteigen noch die Condensationswärme des Niederschlages aufgenommen und bei raschem Uebersteigen des Gebirges nicht an den Boden verloren, so kann, wie die Erfahrung bestätigt, am Nordfuss der Alpen die Temperatur mitten im Winter leicht auf 14 bis 17° steigen, während auf der Südseite Niederschlag eintritt. Durch seine Wärme und Trockenheit bewirkt der Föhn, dass man ihn im Frühjahr als „Schneefresser“, im Herbst als „Traubenkocher“ begrüsst. Er tritt ebenso wie die entsprechende Luftdruckvertheilung im Sommer seltener, im Winter häufiger auf als im übrigen Jahre.

Als Bestätigung der vorstehend dargestellten Föhntheorie muss erwartet werden, dass auch in anderen Gegenden die gleichen Ursachen

zu der nämlichen Wirkung führen, und in der That konnte man bereits in zahlreichen Gebirgsgegenden warme und trockene Fallwinde von der Art des Alpenföhn nachweisen. Nicht bloss auf der Südseite der Alpen als Nordwind, sondern auch in den Vogesen, im Riesengebirge, in Sicilien und Algier (als Scirocco)¹⁾, in Spanien, in Grönland, in Neuseeland, in Südgeorgien, in Japan, in Nordamerika (als Chinookwind auf der Ostseite des Felsengebirges) hat man die gleichen Erscheinungen gefunden.

Von diesen warmen und trockenen Winden verschieden sind die kalten Fallwinde, welche als Bora (am Karst und am Schwarzen Meere) und als Mistral (in der Provence) vorkommen. Im Gegensatze zum Föhn kommen hier die Luftmassen aus kaltem und hochgelegenen Hinterland zur wärmeren Küste herab. Durch langsamere Bewegung im Hochland werden sie auf dessen Temperatur abgekühlt und verlieren die Condensationswärme aus dem vorhergegangenen Aufsteigen. Beim Herabfließen beträgt die dynamische Erwärmung zwar auch $0,99^{\circ}$ auf 100 m, die Bodentemperatur aber wächst nach unten hin noch schneller (z. B. in Noworossisk am Schwarzen Meer nach Baron Wrangel (55) fast 2° auf 100 m), und so kommt die Luft in der That unten kälter an, als der dortige Boden ist.

Man misst die Luftfeuchtigkeit mittels der Hygrometer oder Psychrometer. Die vorzugsweise als Hygrometer bezeichneten Apparate beruhen auf der Eigenschaft vieler organischen Körper, hygroskopisch zu sein, d. h. aus der Luft Wasserdampf aufzunehmen unter gleichzeitiger Verlängerung oder sonstiger Gestaltsänderung. Von derartigen Gegenständen (Holzstäbchen, Getreidegrannen, Federspulen, Membranen, Darmsaiten u. s. w.) erwiesen sich besonders brauchbar menschliche Haare. Ein von Fett befreites Haar wird in einem geeigneten Rahmen um eine leicht drehbare Achse geführt und mittels eines kleinen Gewichtes derartig gespannt, dass jede Verlängerung oder Verkürzung des Haares die Achse sammt einem daran befestigten Zeiger dreht; an einer hinter dem Zeiger befindlichen Scala kann die relative Feuchtigkeit, welche der augenblicklichen Zeigerstellung entspricht, abgelesen werden, und zugleich an einem dem Apparate beigegebenen Thermometer die Lufttemperatur. Man braucht dann nur in einer geeigneten Tabelle (S. 30 oder Tab. 1 S. 157) zu der abgelesenen Temperatur den Sättigungsdruck zu suchen, um hieraus und aus der relativen die absolute Feuchtigkeit, und als deren Sättigungstemperatur den Thaupunkt zu bestimmen. Ein solches Haarhygrometer (Fig. 8) kann wenigstens für höhere Beträge der relativen Feuchtigkeit geprüft und nach Bedarf berichtigt werden, indem man einen mit Musselin bezogenen Rahmen, der dem Instrument beigegeben ist, nass in das Gehäuse desselben einsetzt und dies dann verschliesst. Alsdann ist die darin befindliche Luft bald mit Dampf gesättigt und der Zeiger muss nun auf 100 Proc. stehen oder nöthigenfalls dahin gedreht werden.

¹⁾ In Italien heisst „Scirocco“ auch ein im Winter auftretender warmer und feuchter Wind, der vom Föhn verschieden ist.

Weniger bequem in der Handhabung und Ablesung, aber wesentlich genauer als das Haarhygrometer, ist das August'sche Psychrometer (Fig. 5, S. 26). Dasselbe besteht aus zwei gleichen und neben einander angebrachten Thermometern, deren eines, das „trockene“, die Lufttemperatur angiebt, während das zweite, welches als das „feuchte“ bezeichnet wird, an seiner Kugel eine Hülle von Musselin trägt, die durch eine geeignete Vorrichtung dauernd mit Wasser versehen und feucht erhalten wird. Von dieser Hülle verdampft beständig Wasser, und zwar um so mehr, je mehr Dampf die umgebende Luft aufnehmen vermag, also je geringer ihre relative Feuchtigkeit ist. In Folge des Wärmeverbrauches beim Verdampfen hat das feuchte Thermometer einen tieferen Stand als das trockene, und der Unterschied beider, die psychrometrische Differenz, ist ein Maass für die Feuchtigkeit. Aus dieser Differenz und der Lufttemperatur kann mit Hülfe entsprechender Tabellen (siehe Tab. 1 am Schluss des Buches) die absolute und relative Feuchtigkeit, der Thaupunkt u. s. w.

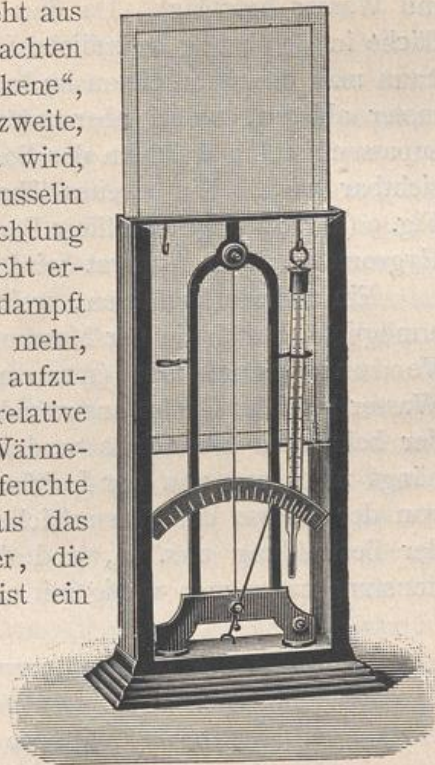


Fig. 8. Haarhygrometer.

hergeleitet werden. Liegt die Temperatur unter 0° , so muss die Kugel des feuchten Thermometers mit einer dünnen Eisschicht umkleidet sein, welche man nöthigenfalls (mindestens eine Stunde vor der Ablesung) durch Auftragen von Wasser mit einem Pinsel ergänzt. Dennoch zeigt das feuchte Thermometer alsdann etwas höhere Temperaturen, als der aus älteren Tabellen ermittelten Feuchtigkeit entspricht. Daher empfiehlt Ekholm (56) auf Grund von Versuchen, die am feuchten Thermometer abgelesene Zahl um $0,45^{\circ}$ zu vermindern, ehe man sie zur Berechnung der Feuchtigkeit benutzt. Für unsere Tab. 1 gilt diese Vorschrift indessen nicht.

Die verbesserte Form, welche Assmann (34) dem Psychrometer durch Hinzufügung der Aspiration gab, ist oben (S. 28) bereits erwähnt und in Fig. 6 (S. 27) abgebildet.

Ein gleichfalls zur Feuchtigkeitsmessung dienendes Instrument ist das Condensationshygrometer. In einem



Fig. 9. Daniell'sches Hygrometer.

mit blanker, metallischer Oberfläche versehenen Gefässe wird Aether durch theilweises Verdampfen so lange abgekühlt, bis das Gefäss aussen mit Wasser beschlägt. Da dies stattfindet, sobald die mit der Gefässfläche in Berührung befindliche Luft auf ihren Thaupunkt abgekühlt ist, kann man diesen an einem im Innern des Gefässes befindlichen Thermometer ablesen, wobei aber natürlich genau derjenige Augenblick abzapassen ist, in welchem der Beschlag auf der blanken Fläche zuerst sichtbar wird. Ein zweites Thermometer ergiebt die Lufttemperatur. Fig. 9 (a. v. S.) zeigt eine ältere Form dieses Instruments, das Daniell'sche Hygrometer. Der Apparat wird in unseren Gegenden selten benutzt.

Ein anderes Verfahren, welches die Luftfeuchtigkeit zu beurtheilen ermöglicht, besteht in der Messung des zu verdunstenden Wassers. Als Verdunstungsmesser (Atmometer) pflegt man ein flaches, mit Wasser gefülltes Gefäss anzuwenden, dessen Gewichtsänderung die von der bekannten Oberfläche verdampfte Wassermenge ergiebt. Dieselbe hängt nicht nur von der Luftfeuchtigkeit ab, sondern ausserdem auch von der Grösse der Wasserfläche, der Temperatur, der Luftbewegung, der Bestrahlung u. s. w., und darum pflegen die verschiedenen Verdunstungsmessungen wenig mit einander vergleichbar zu sein.

Bewölkung.

Wird Luft, welche mit Wasserdampf gesättigt ist, ohne Druckänderung abgekühlt oder ohne Temperaturänderung unter höheren Druck gebracht, so gelangt sie in den Zustand der Uebersättigung. Denn, wie im vorigen Capitel (S. 29) gezeigt wurde, entspricht der bei Sättigung verringerten Temperatur ein kleinerer Dampfdruck als der vorhandene, und ebenso entspricht der erhöhte Druck, bei welchem die gleiche Dampfmenge in einen kleineren Raum gepresst ist, einer höheren Temperatur als vorhanden. In beiden Fällen ist also mehr Dampf in der Luft enthalten, als zur Sättigung gehört. Wenn der Aggregatzustand des Wassers sich immer den herrschenden Temperatur- und Druckverhältnissen anpassen würde, könnte freilich keine Uebersättigung zu Stande kommen. Die Erfahrung zeigt aber, dass dieser Zustand häufig eintritt, und dass zum Entstehen flüssiger Condensationsproducte das Vorhandensein flüssiger oder fester Ansatzkerne eine nothwendige Vorbedingung ist. Arbeiten von Coulier (57), Aitken (58), Rob. v. Helmholtz (59), Melander (60) u. A. haben gezeigt, dass man Luft mittels langsamen Hindurchsaugens durch Watte reinigen oder auch in verschlossenem Gefässe stehen lassen kann, bis aller Staub zu Boden gefallen ist (was aber viele Tage dauern kann), und dass solche staubfreie Luft mit Wasserdampf gemischt zur Condensation, d. h. zur Nebelbildung völlig unfähig ist. Wenn aber die Luft Staub enthält, so kann man durch aus-