



UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Leitfaden der Wetterkunde

Börnstein, Richard

Braunschweig, 1901

Nachtfrostprognose. Föhn.

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

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.