

Zeitschrift: Neujahrsblatt der Naturforschenden Gesellschaft Schaffhausen
Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft Schaffhausen
Band: 64 (2012)

Artikel: Winde : Strömungen in der Atmosphäre
Autor: Capaul, Urs
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-584683>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 31.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

7. Winde – Strömungen in der Atmosphäre

Urs Capaul

7.1 Troposphäre – die Wetterschicht

Die Troposphäre (griechisch: *trope* = Wendung, Kehre und *sphaira* = Kugel) ist die unterste Schicht der Atmosphäre; sie reicht vom Erdboden bis zur Tropopause. Die Höhenlage der Tropopause ist abhängig von der Jahreszeit und von der geographischen Breite: An den Polen und im Winter liegt sie tiefer als am Äquator und im Sommer (über Mitteleuropa liegt sie etwa auf 11 000 Meter Höhe). In der Troposphäre sind etwa 90 Prozent der gesamten Luft sowie fast der gesamte Wasserdampf der Erdatmosphäre enthalten. Diese Luftsicht wird nur in geringem Masse direkt durch die Sonnenstrahlen erwärmt, sondern die Erwärmung erfolgt hauptsächlich von unten durch Wärmeabstrahlungen des Erdbodens. Deshalb sinken die Temperaturen vom Erdboden bis zur Tropopause ab, darüber nehmen sie wieder zu. Es handelt sich um eine dauernde Temperaturumkehr (= Inversion), weshalb die Tropopause auch als Temperaturumkehrschicht bezeichnet wird.

Da sich in der Troposphäre der Grossteil des Wetters abspielt, ist sie die eigentliche Wetterschicht des Planeten. Sie wird unterteilt in die *freie Atmosphäre* (ab ca. 1 000 Meter) und in die *planetare Grenzschicht* (Erdboden bis ca. 1 000 Meter, sie kann je nach Jahreszeit und geographischer Breite auch höher reichen). In der *freien Atmosphäre* weht der Wind weitgehend unbeeinflusst von der Oberflächenbeschaffenheit des Erdbodens; er ist eine Folge der Druckgradientenkraft und der Erdrotation. Im geostrophischen Gleichgewicht weht der Wind parallel zu den Isobaren (= Linien mit gleichem Druck). Die Windgeschwindigkeit ist dabei umgekehrt proportional dem Abstand der Isobaren: Ein weiter Abstand der Isobaren bedeutet niedrige Windgeschwindigkeiten und umgekehrt. Der Wind in der freien Atmosphäre wird als geostrophischer Wind bezeichnet. Er beeinflusst die Winde in der darunter liegenden planetaren Grenzschicht.

Die *planetare Grenzschicht* ist nicht homogen aufgebaut. Vielmehr weist sie drei unterschiedlich mächtige Schichten mit typischen Windverhältnissen auf:

- Unmittelbar am Erdboden befindet sich eine nur wenige Millimeter dicke Schicht mit Windstille.
- Darüber liegt die bodennahe Grenzschicht (oder Prandtl-Schicht). Sie reicht bis in eine Höhe von etwa 100 bis 150 Metern über Grund und ist gekennzeichnet durch hohe Turbulenzen. Die Windrichtung ist trotz der Erdrotation höhenkonstant, das heisst, trotz zunehmender Höhe erfolgt keine Richtungsänderung des Windes.
- Über der Prandtl-Schicht liegt die sogenannte Ekman-Schicht. Sie reicht bis auf etwa 1 000 bis 1 500 Meter Höhe über Grund. In ihr herrschen weitgehend laminare Windverhältnisse. In der Ekman-Schicht lässt sich eine Rechtsdrehung der Windrichtung beobachten, die Windgeschwindigkeitszunahme ist jedoch geringer als in der Prandtl-Schicht.

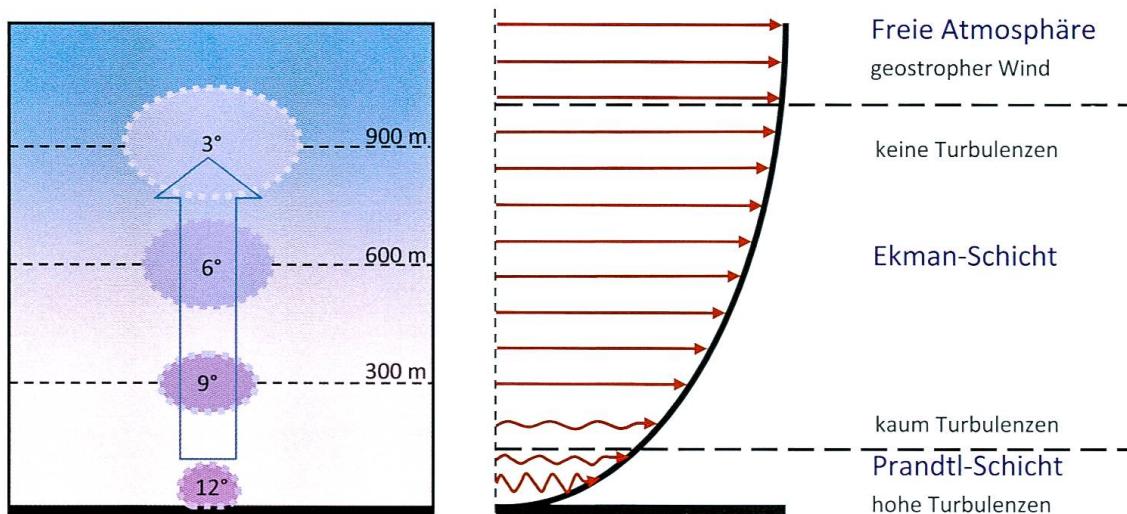
Generell nehmen die Windgeschwindigkeiten in der planetaren Grenzschicht von der Erdoberfläche mit der Höhe zu (vgl. Abbildung 1).

7.2 Thermische Windsysteme

Winde (vom Althochdeutschen «wint») sind eine gerichtete Bewegung von Luftmassen in der Atmosphäre. Es ist ein physikalischer Vorgang. Die Hauptursache der Winde liegt vor allem in den Luftdruckunterschieden und folglich in einer unterschiedlichen Erwärmung der Erdoberfläche. Erhöht sich zum Beispiel die Temperatur eines Luftpaketes über einer trockenen Ackerfläche, wird es wärmer und ist daher leichter als die umgebende Luft. Es bildet sich kleinräumig ein Gebiet mit reduziertem Luftdruck. Das erwärmte Luftpaket beginnt aufzusteigen, wobei es sich beim Aufstieg ausdehnt und sich dabei pro 100 Meter um 1 Grad (= trockenadiabatischer Temperaturgradient) abkühlt. Die Luftblase steigt so lange weiter auf, bis sie die gleiche Temperatur wie die Umgebung erreicht hat (Abbildung 1). Solche Verhältnisse der Atmosphäre bezeichnet man als labil oder instabil. Wenn sich die Luft über der Bodenoberfläche über eine längere Zeit erwärmt, steigt nicht nur ein einzelnes Luftpaket auf, sondern es bildet sich ein Luftstrom vom Boden in die Höhe. Der thermische Aufwind wird von Segelflugpiloten und von Vögeln gesucht, denn er kann sie in grosse Höhen tragen. Thermische Aufwinde entstehen auch über Städten, da sich einerseits die Baukörper (z. B. Asphalt- und Betonflächen) stärker erhitzen als Grünflächen und anderseits die menschlichen Aktivitäten (z. B. Abwärme von Heizung und Verbrennungs-

motoren) für zusätzliche Wärmeabgaben an die Atmosphäre sorgen. Die Stadt ist folglich gegenüber dem Umland eine Wärmeinsel mit aufsteigenden Luftmassen. Der durch die aufsteigenden Luftmassen geringere Luftdruck über der Stadt lässt sogenannte Flurwinde entstehen, die von aussen hereinströmen. Diese Flurwinde sorgen für Erfrischung und die Zufuhr von sauberer Luft, sofern die notwendigen Frischluftschneisen vorhanden sind. Erreicht aufsteigende Luft ihren Taupunkt, kondensiert sie und der Wasserdampf wird als Wolke sichtbar. Bei der Kondensation des Wassers wird latente Wärme freigesetzt, so dass der Temperaturgradient nun kleiner ist als bei der trockenadiabatischen Abkühlung. Der feuchtadiabatische Temperaturgradient beträgt daher im Mittel nur noch 0,5 Grad pro 100 Meter.

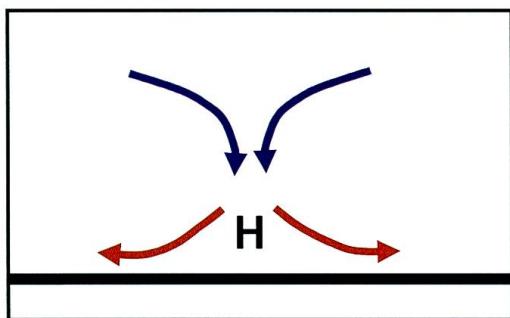
Ist das Luftpaket kälter als die umgebende Luft, so ist es schwerer und sinkt deshalb ab. In der Natur lässt sich dies etwa im Gebirge oder in Hügelgebieten sehr gut beobachten. Nach Sonnenuntergang kühlt sich die Luft durch die stärkere Ausstrahlung über den Gipfeln und Hochebenen schneller ab als die Luft in den Tälern. Die nun kältere, dichtere und schwerere Luft strömt die Hänge hinab und sorgt für frische Luft im Tal. In Schaffhausen ist dies etwa im Mühlental zu beobachten, wo nachts kältere Luftmassen von den Randenhöhen im Talgrund in Richtung Schaffhauser Altstadt fliessen.



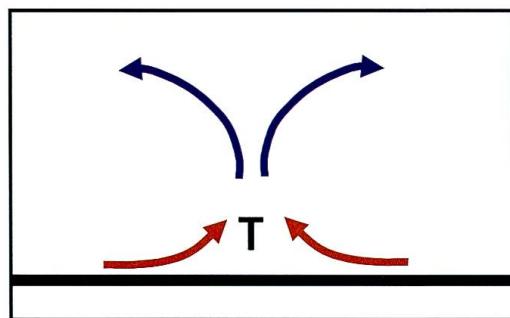
1 Temperaturabnahme mit zunehmender Höhe in ungesättigter Luft (links) und Windzunahme mit der Höhe in der planetaren Grenzschicht (rechts).

7.3 Wechselhafte Westwindzone mit dynamischen Druckgebieten

Oft sind die Windsysteme an einem bestimmten Standort nicht so klar erkennbar wie geschildert, denn die verschiedenen Systeme können sich überlagern. Zu den beschriebenen Lokalwindsystemen kommen noch die überregionalen Windsysteme, die Hauptwindrichtungen. Darunter versteht man die Windrichtung, aus der die Winde am meisten wehen. Schaffhausen liegt in der sogenannten Westwindzone. Mit Westwindzone wird das Gebiet zwischen den subtropischen und polaren Hochdruckgebieten bezeichnet; es lässt sich als Gürtel durch alle Kontinente der Nordhalbkugel verfolgen. Polarwärts wird die Zone durch die Polarfront begrenzt und in Richtung Äquator durch die Subtropenfront. Im Gebiet der Westwindzone trifft kalte Polarluft auf die warme Tropikluft vom Äquator in der sogenannten Frontalzone. Die seitlichen Schwingungen und Wellenbewegungen der Frontalzone erzeugen Störungen (vgl. Abbildung 3). Die Winde werden aus ihrer isobaren parallelen Richtung hinausgedrängt. Wo Luft weggenommen wird, sinkt der Luftdruck und es entsteht ein Tiefdruckgebiet. Wo Luft zusammenströmt, steigt der Druck und es entsteht ein Hochdruckgebiet. Die Atmosphäre versucht diese Druckunterschiede auszugleichen. Das Hoch (Antizyklon) drückt Luftmassen vor allem nach unten, das Tiefdruckgebiet (Zyklon) saugt Luft vor allem aus unteren Luftschichten an (hierzu Abbildung 2.). Die so entstandenen Druckgebilde werden als dynamische Hoch- und Tiefdruckgebiete bezeichnet. Im Gegensatz zur thermischen Zirkulation sind die dynamischen Druckgebilde am Boden und in der Höhe einheitlich. Der Durchzug der dynamischen Tiefdruckgebiete ist das augenfälligste der Westwindzone.

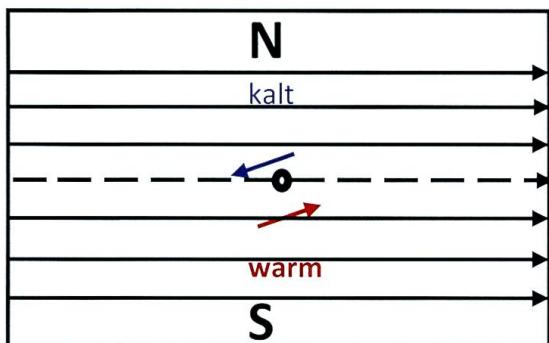


In grosser Höhe strömt Luft ins Hochdruckgebiet ein
Am Boden fliesst Luft aus dem Hochdruckgebiet ab.

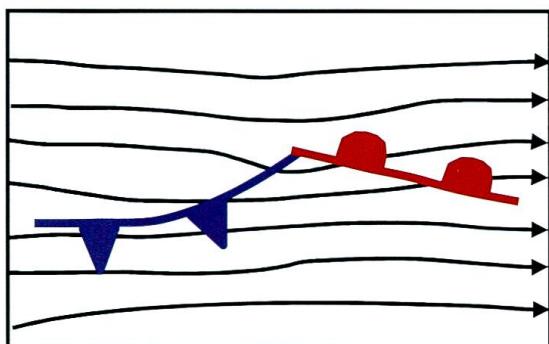


In grosser Höhe fliesst Luft aus dem Tiefdruckgebiet ab.
Am Boden fliesst Luft ins Tiefdruckgebiet hinein.

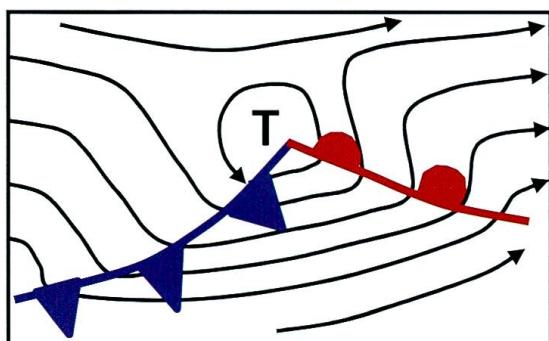
2 Unterschied zwischen Hochdruck- (H) und Tiefdruck-Wirbel (T)
rot = warme Luftmassen, blau = kalte Luftmassen



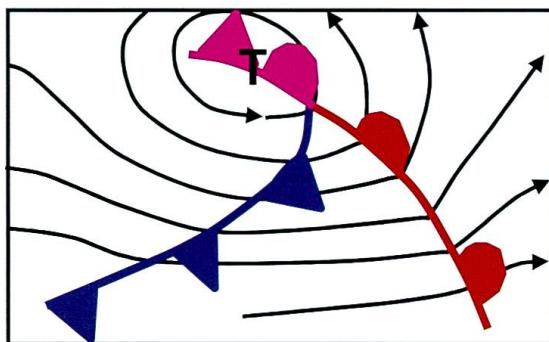
Störungsimpuls: Front mit entgegengesetzter Luftströmung: Im Norden befinden sich kalte Luftmassen, im Süden warme.



Kindheit: Kalte Luft (Kaltfront = blau) wird nach Süden abgedrängt, warme Luft (Warmfront = rot) gleitet nach Norden.



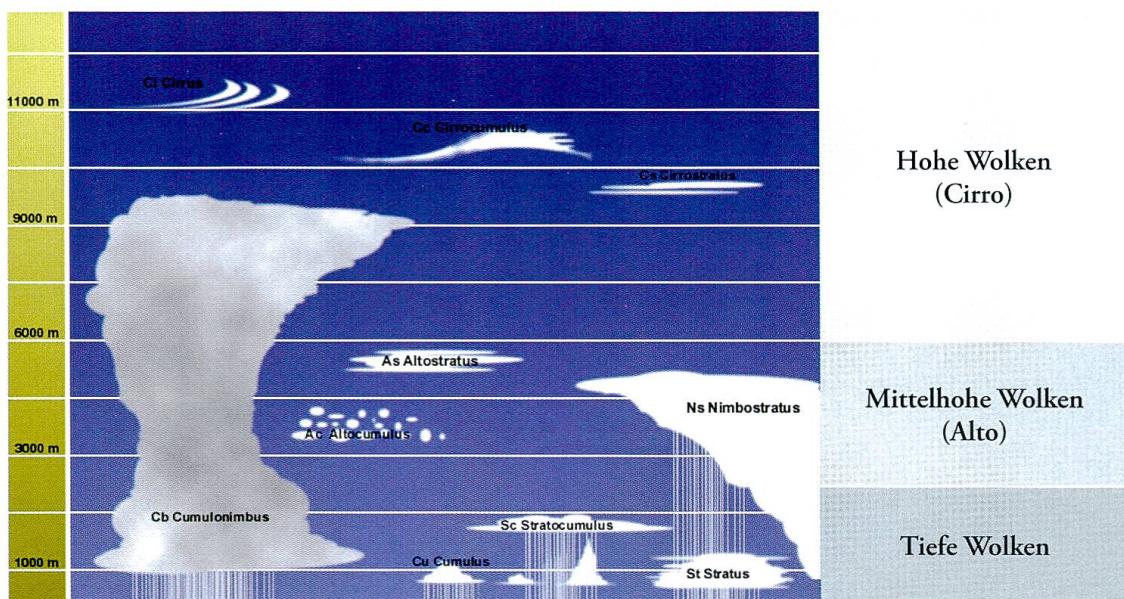
Jugend: Es bildet sich ein Wirbel, der je nach Temperaturunterschied und Feuchtigkeitsgehalt der beteiligten Luftmassen bis zu einem Durchmesser von 3000 bis 4000 km anwächst. Der Wirbel bewegt sich ostwärts, zuerst die Warmfront, dann der Warmluftsektor, gefolgt von der Kaltfront und dem Rückfrontenwetter.



Reife: Da die Warmfront langsam auf kalte Luft aufgleiten muss (warme Luft ist leichter als kalte Luft), ist sie langsamer als die kältere, schwerere Luft. So kann die Kaltfront die Warmfront einholen und beide vereinen sich zu einer Okklusion. Dabei verschwindet mehr und mehr der Warmluftsektor.

3 Entstehung eines dynamischen Tiefdruckgebietes (Schwarze Linien = Isobaren)

Ein Tiefdruckgebiet kann man sich auch als «Lufttal» vorstellen, während das Hoch einen «Lufthügel» darstellt. Die Luft versucht, die «landschaftlichen» Unebenheiten auszugleichen, indem sie vom Hoch zum Tief abgleitet. Auf der Nordhalbkugel wird diese Luftbewegung wegen der Corioliskraft nach rechts abgelenkt. Darum umströmt die vom Hoch abfliessende Luft das Hoch im Uhrzeigersinn und das Tief anschliessend entgegen dem Uhrzeigersinn. Im Tief herrscht grundsätzlich eine Aufwärtsbewegung der Luftmassen vor. Diese Aufwärtsbewegung führt an den Fronten (= Grenzschicht zwischen verschiedenen warmen Luftmassen) zu Wolkenbildungen und Niederschlägen. An der Warmfront gleiten wärmere Luftmassen auf die vor ihnen liegenden schwereren kalten Luftmassen auf. Das Aufgleiten ist mit einer typischen Abfolge von Wolkenbildern verbunden: Zuerst die Cirruswolken (Federwolken), gefolgt von Cirrostratus-, Altostratus- und dann den Nimbostratuswolken. Wenn Altostratus-Wolken den ganzen Himmel in einer eintönig grauen Schicht bedecken, kann bereits ein leichter Niederschlag fallen. Es ist der Beginn eines lang anhaltenden Landregens. Der Luftdruck ist vor der Warmfront leicht fallend und dahinter stärker fallend. Die Windrichtung dreht sich nach dem Warmfrontendurchgang spürbar nach rechts, also zum Beispiel von Südwest nach West. Beim Durchgang der Kaltfront stossen kalte Luftmassen auf wärmere Luft, was sich oft sehr gut beobachten lässt. Etwas abgekühlter Wind und Cumulonimbuswolken (Quellwolken) kündigen die Kaltfront an.



4 Wolkenarten. Für tiefe Wolken gibt es keine einheitliche Bezeichnung. Stratus-Wolken sind Schichtwolken, Cumulus-Wolken sind Haufenwolken und Nimbus-Wolken besitzen eine grosse vertikale Ausdehnung. (Bild: Jfornech, <http://de.wikipedia.org/wiki/Wolke>)

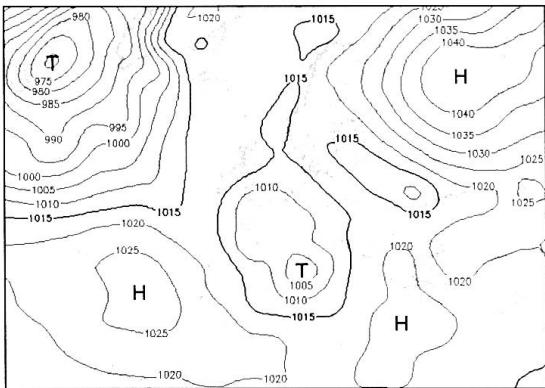
Die Temperatur sinkt beim Durchgang um mehrere Grade ab. Nach dem Durchgang der Kaltfront nimmt der Luftdruck wieder zu, und unter dem Einfluss der vom Regen noch feuchten Böden führt die Sonneneinstrahlung zu Cumuluswolken mit typischen Schauern, dem so genannten Rückseitenwetter. Hinter der Kaltfront klart der Himmel meist rasch auf, der Wind dreht sich zum Beispiel von West nach Nordwest.



5 Aufmarsch einer Kaltfront. Die verstärkte vertikale Luftbewegung führt zu Quellwolken, häufig verbunden mit schauerartigen Niederschlägen oder Gewittern (Kaltfrontgewitter).
(Bild: Andreas Berger, Planungs- und Naturschutzamt Kanton Schaffhausen)



6 Kondensationsstreifen von Flugzeugen sind nichts anderes als Eiswolken. Da die Flugzeugabgase aus Wasserdampf und Kondensationskernen bestehen, können sich in Umgebungstemperaturen von -40 bis -60 °C Eiskristalle bilden. Durch Diffusionsprozesse und Turbulenzen werden die Streifen nach und nach flächenmäßig ausgedehnt. Die jüngsten Kondensationsstreifen sind folglich dünn und klar definiert, die älteren sind verschwommen und gleichen Cirrus-Wolken.
(Bild: Andreas Berger, Planungs- und Naturschutzamt Kanton Schaffhausen)



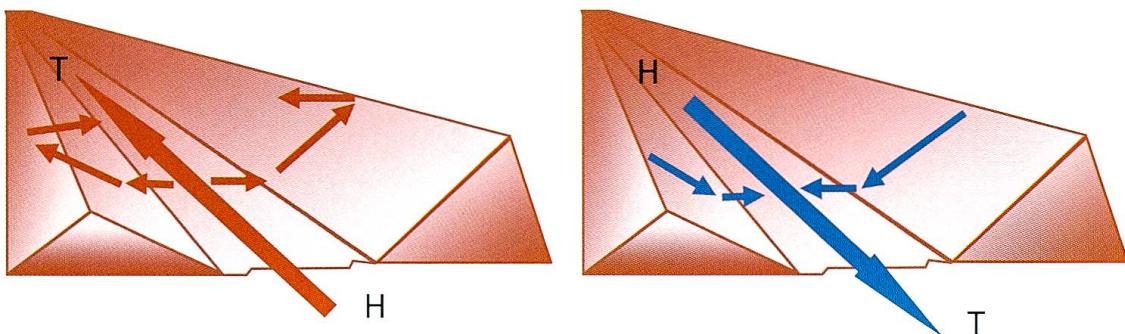
7 Druckverteilung über Europa,
umgerechnet auf Meeresniveau («Normalnull»).
(Bild: <http://www.top-wetter.de/themen/hochdruckgebiete.shtml>)

Der Durchzug der dynamischen Tiefdruckgebiete bringt unserer Region Niederschlag und wechselnde Windstärken und -richtungen. Tiefdruckgebiete kommen selten allein und wandern fast wie im Gänsemarsch hintereinander her, wobei sie dann bevorzugt dieselben Zugstrassen benutzen, so dass nach kurzem Zwischenhocheinfluss sehr schnell die Warmfront des nächsten Tiefs auf die kalte Rückseite des letzten Tiefs aufgleitet. Die Westwindzone weist ein gemässigtes Gesamtklima auf, das von Jahreszeiten und einem ständigen Wechsel zwischen Niederschlag und Trockenheit sowie zwischen Kälte und Wärme gekennzeichnet ist.

7.4 Der Einfluss der Topographie

Die grossräumige Luftdruckverteilung bestimmt die vorherrschende Richtung des Höhenwindes in einer Region. Wie erwähnt liegt die Schweiz im Westwindgürtel. In Höhen von etwa 1000 Metern und mehr über Grund weht der Wind nahezu isobarenparallel. Seine Geschwindigkeit ist dort nur abhängig von den horizontalen Luftdruckunterschieden. Mit Annäherung an den Erdboden nimmt der Einfluss der Reibungskraft immer mehr zu, so dass eine Verringerung der Windgeschwindigkeit erfolgt. Direkt an der Erdoberfläche ist die Geschwindigkeit null. In flachem, ebenem Gelände oder über grösseren Wasserflächen weht der Wind nahezu ungestört. Im topographisch gegliederten Gelände gibt es aber eine Reihe von Faktoren, welche sich auf das Windfeld auswirken: Die Luftmassen werden abgelenkt oder kanalisiert, die Windgeschwindigkeit wird durch Effekte der Windabschattung oder Düsenwirkung beeinflusst. Bei windschwachem und wolkenarmem Wetter entstehen wegen der unterschiedlichen Erwärmung und Abkühlung der Erdoberfläche lokale thermische Windsysteme wie beispielsweise Land- und

Seewinde, Flurwinde oder Berg- und Talwinde (Abbildung 8). Die genannten lokalen Windsysteme lassen sich an einem Standort durch Messungen nachweisen. Tallagen führen in der Regel zu einer Verringerung der mittleren Windgeschwindigkeit, während bei Kuppenlagen, Höhenrücken oder Berggipfel die durchschnittlichen Windgeschwindigkeiten gegenüber der Umgebung erhöht sind. Solche Lagen mit erhöhten Windgeschwindigkeiten sind für die energetische Nutzung des Windes von besonderem Interesse (vgl. Beitrag Windenergie). Bei der Überquerung eines Gebirges entsteht im Lee ein Fallwind, der als Föhn bezeichnet wird (hierzu Abschnitt 7.5.2).



Talwind: In den frühen Morgenstunden werden zuerst die Gipfel und Talhänge erwärmt. Da über den Gipfeln Wärme abgestrahlt wird, bilden sich hier Tiefdruckgebiete. Der entstehende Talwind ist am späteren Nachmittag am stärksten.

Bergwind: Über den Bergen und Hängen kühlt sich die Luft in der Nacht schneller ab als im Flachland. Diese kühle Luft strömt als Bergwind hinaus ins Flachland.

8 Berg- und Talwinde sind lokale Windsysteme

7.5 Spezielle Winde

7.5.1 Bise: im Sommer schön, im Winter Nebel

Die Bise ist ein kalter, trockener Wind aus Nordosten, der durch das Schweizer Mittelland weht und kalte Kontinentalluft mit sich führt. Unter dem Einfluss des Warmlufthochs nördlich der Schweiz herrscht bei Bise im Sommer grundsätzlich sonniges Wetter, da die Polarfront durch das Hoch gegen Skan-

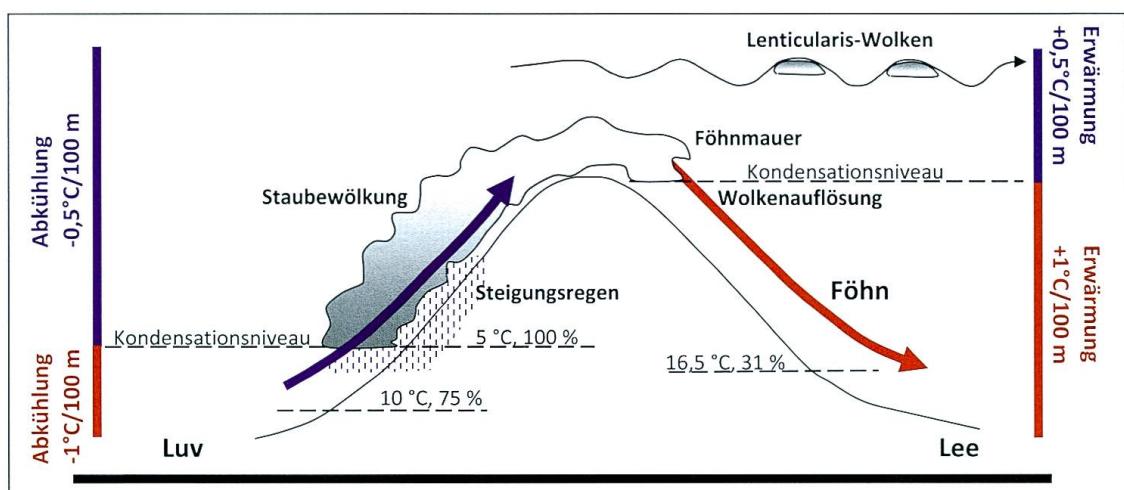
dinavien abgedrängt wird. Im Winter kann die Bise jedoch auch feucht und kalt sein, weil ihre Luftmassen in Osteuropa Feuchte aufnehmen können. Im schweizerischen Mittelland ist die winterliche Bise daher nicht selten mit Inversionen und Hochnebel verbunden. Die Stärke der Bise bestimmt dabei direkt die Hochnebelobergrenze. Bei sehr schwacher Bise liegt sie bei etwa 800 Metern, mit zunehmender Bise kann die Obergrenze im Extremfall bis gegen 2000 Meter ansteigen. Die Bise wird im westlichen Mittelland zwischen Voralpen und Jura zusammengepresst, wodurch sie sich verstärkt und am westlichen Genferseeufer ihren Höhepunkt erreicht. Die Stärke einer solchen Bisenlage kann man über die Druckdifferenz zwischen Genf und Güttingen (TG) am Bodensee ermitteln. Bise entsteht, sobald in Güttingen ein höherer Luftdruck als in Genf herrscht. Je grösser diese Druckdifferenz, desto stärker weht die Bise durch das Mittelland. Liegt der Luftdruck in Güttingen tiefer als in Genf, weht ein Südwestwind durchs schweizerische Mittelland.

7.5.2 Süd- und Nordföhn

Unter Föhn wird eine Windströmung verstanden, die quer zum Gebirge verläuft. Auf der Luvseite, also vor dem Gebirge, führt die feuchtadiabatisch aufsteigende Luft zu Steigungsregen, auf der Leeseite wird die herabströmende Luft deutlich erwärmt und ausgetrocknet. Die Ausbildung einer Föhnwetterlage erkennt der Meteorologe schon, wenn sich auf der einen Seite der Alpen ein Hochdruckgebiet und auf der andern Seite ein Tiefdruckgebiet befindet. Die Druckdifferenz zwischen Zürich und Lugano gibt an, welche Windverhältnisse über den Alpen zu erwarten sind. Hat Zürich den tieferen Druck als Lugano, so kann mit einem Südföhn über den Alpen gerechnet werden. Im umgekehrten Fall stellt sich ein Nordföhn ein. Je grösser die Druckdifferenzen, desto stärker sind die Föhnwinde. Damit der Föhn bis in die Alpentäler durchgreift, muss die Druckdifferenz im Mittel mindestens 4 hPa betragen, und bei einer Druckdifferenz von mehr als 8 hPa schaffen es die Föhnwinde meist bis ins angrenzende Flachland. Bei Föhn sieht man meist eine Wolkenwand am Gipfel stehen (Föhnmauer). Obwohl man den Wind spürt, scheinen die Wolken sich nicht zu verlagern. Nach dieser Wolkenwand können linsenförmige Lenticulariswolken («Föhnfische») entstehen, die sehr standortstabil sind. Sie befinden sich immer in relativ geringer Entfernung zum Gipfel, immer auf der Leeseite des Gebirges und sind eine Folge einer wellenförmigen Luftbewegung. Dabei steigt die Luft an den

Wellenkämmen auf und sinkt in den Wellentälern ab. Beim Aufsteigen kühlte sie sich genügend ab, um eine Wolkenbildung zu ermöglichen, im Wellental verdunstet die Wolke dann wieder (Abbildung 9).

Bei Föhnlagen lassen sich zwei Besonderheiten beobachten: Aufgrund der aerosolarmen Luftmassen besteht eine ausgeprägte Fernsicht und wegen der Ablenkung des Lichtes als Folge der abnehmenden Dichte und Brechzahl mit zunehmender Höhe erscheinen Objekte grösser und näher. Der Südföhn bringt für die Region Schaffhausen starke Aufhellungen mit guter Sicht und erhöhte Turbulenz, bei Nordföhn sind Bedeckung und Niederschläge insbesondere am Alpennordhang zu erwarten.

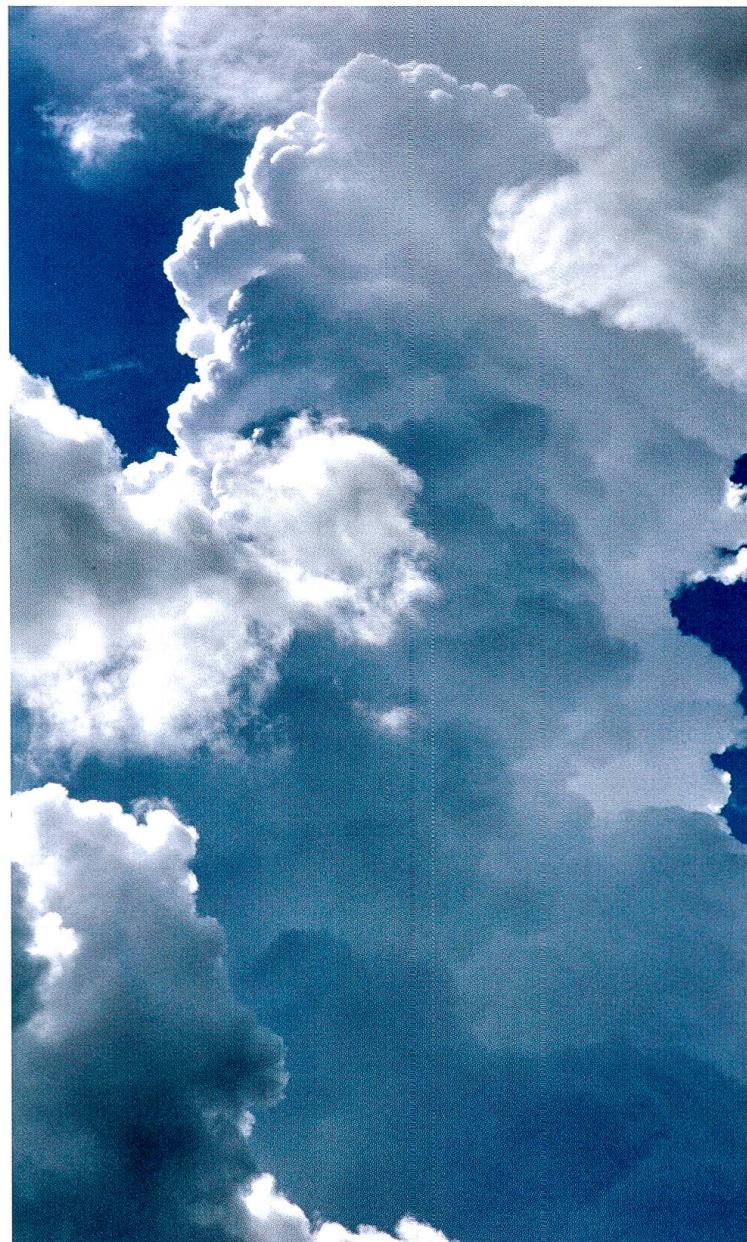


9 Entstehung des Föhns. Beim Aufsteigen eines Luftpaketes kühlte es sich pro 100 m Höhendifferenz um 1°C ab (trockenadiabatisch). Kältere Luft kann jedoch nicht so viel Wasserdampf aufnehmen wie wärmere, so dass beim weiteren Aufstieg an einem Punkt der Wasserdampf kondensiert, sich also Wolken bilden. Der überschüssige Wasserdampf fällt dann als Niederschlag aus. Dabei wird die sogenannte latente Wärme freigesetzt. Deshalb kühlte sich das aufsteigende Luftpaket nur noch um etwa $0,5^{\circ}\text{C}$ pro 100 m ab (feuchtadiabatisch). Auf der Leeseite strömen die Luftmassen als Fallwind ins Tal und erwärmen sich dabei. (Quelle: <http://www.m-forkel.de/klima/foehn.html>)

7.5.3 Böen bei Gewittern

Grundsätzlich gibt es zwei Arten von Gewittern: Kaltfrontgewitter und Wärmegewitter. Das Kaltfrontgewitter bildet sich beim Zusammentreffen feuchter Warmluft mit einer Kaltfront (hierzu Abschnitt 7.3). Das Wärmegewitter entsteht bei intensiver Sonneneinstrahlung, bei einer ausgeprägten Labilität der Atmosphäre und – eine Folge davon – durch das schnelle Aufsteigen von feucht-

warmen Luftpaketen in grosse und kalte Höhen. Wärmegewitter treten daher am häufigsten an unangenehm schwülen und heissen Tagen auf. Die Gewitterentstehung wird durch Geländegegebenheiten beeinflusst und begünstigt. Dabei kommt es zu sehr böigen Luftströmungen und Verwirbelungen. Durch die Kondensationswärme (= Energiefreisetzung bei der Bildung von Wassertröpfchen) kühlt sich das aufsteigende Luftpaket jedoch weniger schnell ab als die umgebende Luft. Dadurch wird es im Vergleich noch wärmer und aufgrund der Dichteabnahme leichter als die Umgebungsluft, so dass der Auftrieb verstärkt wird. Es entstehen kräftige Aufwinde bis in Höhen von über 10 Kilometer. Dort gefriert das vorhandene Wasser zu kleinen Eiskristallen, die wegen auf- und absteigenden Winden immer wieder schmelzen und gefrieren. Die Eiskristalle oder Wassertropfen können durch Zusammenstöße wachsen, bis die Tropfen oder Eiskristalle aufgrund des Gewichtes als Regentropfen oder Hagelkörner zu Boden fallen. Im ausgewachsenen Stadium kann die Gewitterwolke massive Schauer oder Hagel mit sich bringen. Unterhalb der Gewitterwolken und in ihnen können starke Winde mit vertikalen Geschwindigkeiten bis zu 120 km/h auftreten. Auf- und Abwinde liegen in der Wolke dicht beieinander. Wegen der Turbulenzen sind Gewitterwolken selbst für grosse Flugzeuge gefährlich.



10 Gewitterwolken heissen fachspezifisch Cumulonimbus-Wolken. Gewitterwolken sind Konvektionswolken mit grosser vertikaler Ausdehnung (bis zur Tropopause). Innerhalb der Wolke ist eine kräftige Aufwärtsströmung vorhanden. Gleichzeitig entstehen durch die Kollision zwischen Wasser- und Eisteilchen unterschiedliche Ladungen. Im oberen Teil der Gewitterwolke sammelt sich die positive Ladung, die Wolkenbasis ist meist negativ geladen. (Bild: Andreas Berger, Planungs- und Naturschutzaamt Kanton Schaffhausen)

7.6 Vom leisen Windzug bis zum Orkan

7.6.1 Beschreibung der Windstärken nach Beaufort

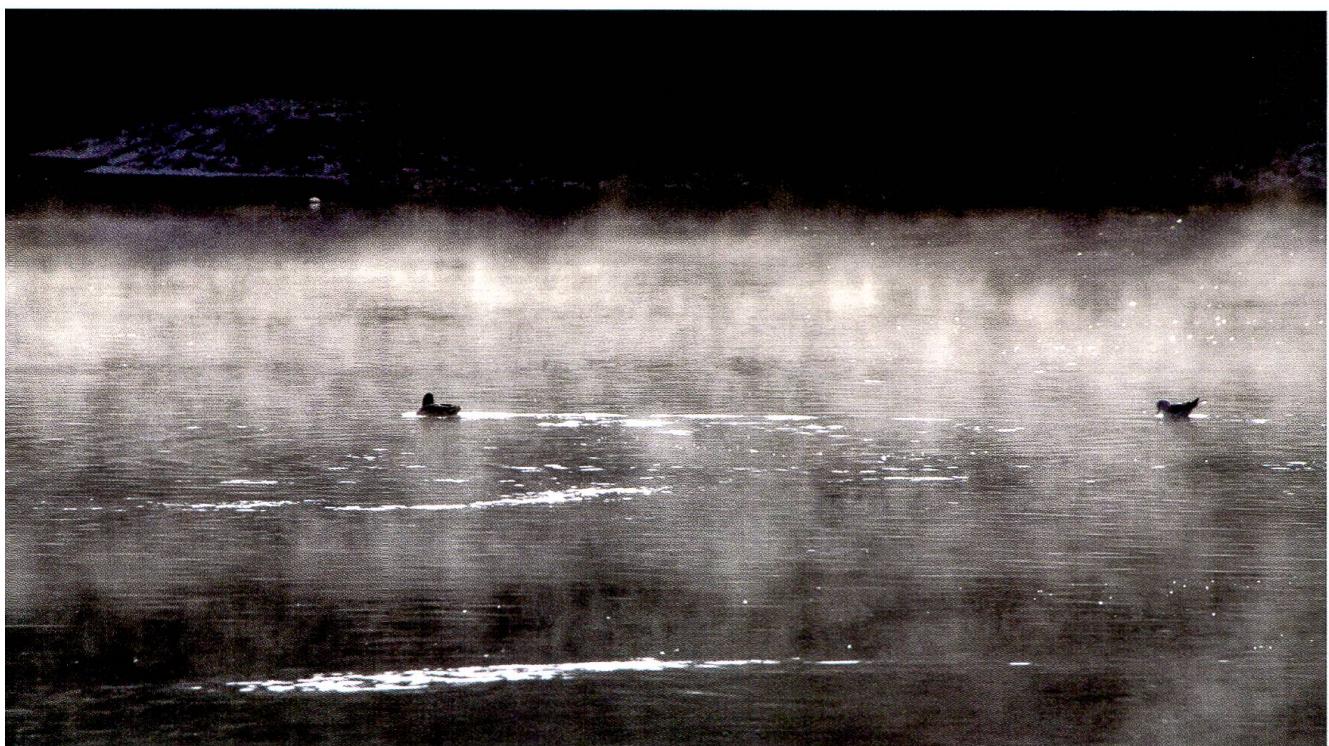
Die Luft ist fast immer in Bewegung. Luftteilchen fliessen vom höheren Luftdruck (Hochdruckgebiet) in das Gebiet mit dem niedrigeren Luftdruck (Tiefdruckgebiet), und zwar so lange, bis der Luftdruck ausgeglichen ist. Je grösser der Unterschied zwischen Hoch- und Tiefdruck, umso stärker strömen die Luftmassen in das Gebiet mit dem niedrigeren Luftdruck und umso stärker ist der resultierende Wind. Angaben zum Wind betreffen einerseits die Windrichtung, anderseits die Windstärke bzw. die Windgeschwindigkeit.

Beim Anstieg vom Boden in die Höhe sind wesentliche Änderungen des Windes feststellbar. In der Troposphäre nimmt die Windgeschwindigkeit mit der Höhe zu. Dies lässt sich leicht überprüfen, wenn ein frei stehender Aussichtsturm bestiegen wird: Der Wind wird am Boden durch Reibung verlangsamt. Die Verlangsamung ist abhängig von der Temperaturschichtung. In labiler Luft dringen die starken Strömungen bis zum Boden vor und erhöhen dort die Windgeschwindigkeit. Dies ist etwa an sonnigen und gewitterhaften Tagen der Fall. Bei stabiler Schichtung bleibt die rasch strömende Luft in der Höhe, während am Boden nur schwache oder keine Winde herrschen, etwa bei Nebelsituationen. Bei gleichen Lufttemperaturen wird die Kälte an windigen Stellen viel stärker wahrgenommen als in einem windgeschützten Winkel. Temperaturen von einigen Grad unter dem Gefrierpunkt mögen bei Windstille erträglich sein, bei starkem Wind wird dieselbe Kälte als beissend empfunden.

Nicht immer steht ein Windmessgerät (Anemometer) zur Verfügung. Zur Beschreibung der Windgeschwindigkeit wird daher auf die Beaufort-Skala zurückgegriffen. Diese Skala «misst» die Windgeschwindigkeit unter Berücksichtigung von phänomenologischen Kriterien. Sie wird in 12 Stärkegrade unterteilt. Der Admiral Sir Francis Beaufort (1774 – 1857) entwickelte die Skala speziell für die Segelschiffahrt. Als Anhaltspunkte dienten das Aussehen und Verhalten von Wellen und Segelschiffen bei verschiedenen Windgeschwindigkeiten. Heute bezieht man sich eher auf die Beschreibung von Auswirkungen an Land wie etwa das Verhalten von Rauch oder der Bäume.

Stärke nach Beaufort	Geschwindigkeit in km/h	Beschreibung	Wirkung Seegang	Wirkung an Land
0	0 – 2	Windstille	völlig ruhige, glatte See	keine Luftbewegung, Rauch steigt senkrecht empor
1	2 – 5	sehr leichter Zug	ruhige, gekräuselte See	kaum merklich, Rauch treibt leicht ab, Windflügel und Windfahnen unbewegt
2	6 – 11	leichte Brise	schwach bewegte See	Blätter rascheln, Wind im Gesicht spürbar
3	12 – 19	schwache Brise	schwach bewegte See	Blätter und dünne Zweige bewegen sich, Wimpel werden gestreckt
4	20 – 28	mässige Brise	leicht bewegte See	Zweige bewegen sich, loses Papier wird vom Boden gehoben
5	29 – 38	frische Brise	mässig bewegte See	grössere Zweige und Bäume bewegen sich, Wind deutlich hörbar
6	39 – 49	starker Wind	grobe See	dicke Äste bewegen sich, hörbares Pfeifen an Drahtseilen, in Telefonleitungen
7	50 – 61	steifer Wind	sehr grobe See	Bäume schwanken, Widerstand beim Gehen gegen den Wind
8	62 – 74	stürmischer Wind	mässig hohe See	große Bäume werden bewegt, Fensterläden werden geöffnet, Zweige brechen von Bäumen, beim Gehen erhebliche Behinderung
9	75 – 88	Sturm	hohe See	Äste brechen, kleinere Schäden an Häusern, Ziegel und Rauchhauben werden von Dächern gehoben, Gartenmöbel werden umgeworfen und verweht, beim Gehen erhebliche Behinderung
10	89 – 102	schwerer Sturm	sehr hohe See	Bäume werden entwurzelt, Baumstämme brechen, Gartenmöbel werden weggeweht, grössere Schäden an Häusern; selten im Landesinneren
11	103 – 117	orkanartiger Sturm	schwere See	heftige Böen, schwere Sturmschäden, schwere Schäden an Wäldern (Windbruch), Dächer werden abgedeckt, Autos werden aus der Spur geworfen, dicke Mauern werden beschädigt, Gehen ist unmöglich; sehr selten im Landesinneren
12	≥ 117	Orkan	aussergewöhnlich schwere See	schwerste Sturmschäden und Verwüstungen; sehr selten im Landesinneren

Windstärken nach Beaufort



11 Die Nebelbank über dem Rhein (Blick von Buchthalen in Richtung Feuerthalen) ist die Folge einer nächtlichen Inversion aufgrund der Zufuhr von kühlerer Luft; sie löst sich in der Regel im Verlauf des Morgens auf. Innerhalb des Nebels entstehen zauberhafte Stimmungen. (Bild oben: Urs Capaul; Bild unten: Monika Wegener, Städtische Werke Schaffhausen)

7.6.2 Schwachwindlagen

Bei Wetterlagen mit geringen Luftdruckunterschieden findet nur wenig Luftbewegung statt. Schwachwindlagen (Windstärken von 0 und 1 Beaufort) sind selten und entstehen am ehesten während einer stabilen winterlichen Hochdrucklage. Während Schwachwindlagen kommt es an exponierten Stellen häufig zu Nebelbildungen. Dies geschieht wie folgt: Infolge der nächtlichen Ausstrahlung kühlt sich die Erdoberfläche ab, und dadurch wird auch die darüber liegende Luftsicht abgekühlt. Höhere Luftsichten werden davon aber nur verzögert oder gar nicht erfasst, so dass die Temperatur mit der Höhe vom Erdboden zunimmt. Bei solchen Inversionen (= Temperaturumkehr) ist bei Schwachwindlagen ein turbulenter Luftaustausch mit der warmen Luft in der Höhe unterbunden. Durch Kondensation des Wasserdampfes über dem ausgekühlten Boden entstehen Nebel. Diese Bodennebel über Wiesen oder Schneefeldern sind bei Strahlungsinversionen also meist das Resultat einer negativen Strahlungsbilanz. In Tälern sind die Inversionen hingegen oft das Resultat von absinkenden Luftmassen. Die Obergrenze des Nebels über solchen Kaltluftseen in Tallagen ist häufig leicht gewölbt, eine Folge der abfliessenden Hangwinde. Typisch für Schaffhausen sind die Nebelbänke über dem Rhein.

7.6.3 Ein Orkan namens Lothar

Wenn die Temperaturunterschiede zwischen Polarregion und dem Süden besonders gross sind, können stark erhöhte Windgeschwindigkeiten auftreten. Dies ist in Mitteleuropa vor allem im Herbst und im Winter der Fall. Zwar sind auf dem Festland ausser auf exponierten Berggipfeln und in Küstengebieten Winde mit Orkanstärke wegen der erhöhten Bodenrauigkeit sehr selten. Da sich in den letzten Jahren die Luftdruckwerte geändert haben, ziehen aber vermehrt starke Stürme auf einer nördlicheren Bahn als in der Vergangenheit über Europa und auch über die Schweiz. Nicht nur die Zahl, sondern auch die Gewalt der Winterstürme hat in den letzten Jahrzehnten zugenommen und die Schäden sind grösser geworden. Die Häufung der starken Winterstürme könnte bereits eine Folge des laufenden Klimawandels sein. Orkane können massive Verwüstungen mit hohen Kostenfolgen verursachen. Als Orkan wird jeder Sturm bezeichnet, der auf der Beaufort-Windstärkeskala den Höchstwert 12 erreicht. Bekannte Orkane mit enormen Schäden waren etwa «Vivian», «Wiebke» oder «Lothar».

Lothar wütete in der Schweiz am Stephanstag kurz vor dem Millennium-Wechsel, also am 26.12.1999. Noch nie hatte in der Schweiz eine zyklonale Urgewalt solch massive Schäden im Umfang von fast 1,8 Milliarden Franken verursacht. Am stärksten betroffen waren der Wald und die Gebäude. Allein im Kanton Schaffhausen betrug die Sturmholzmenge das 1,2fache einer durchschnittlichen Jahresnutzung an Holz. Daneben fielen erhebliche Folgekosten an: Weil viele Schutzwälder ihre Schutzfunktion teilweise verloren, mussten Verbauungen erstellt werden. Die von den Holztransporten stark beanspruchten Waldstrassen mussten repariert werden. 14 Menschen fielen dem Orkan zum Opfer, mindestens 15 starben bei den nachträglichen Räumungsarbeiten.

Die Kaltfront des Orkans Lothar erfasste die Schweiz ca. um 10.00 Uhr im Bereich des Neuenburger Juras. Keilförmig ausgeprägt überquerte sie den Jura und stiess mit einer Geschwindigkeit von rund 150 km/h immer noch keilförmig gegen Osten in Richtung Zentralschweiz vor. Dort stiess Lothar auf eine heftige Föhnströmung, so dass der Vorstoss der Kaltfront verlangsamt wurde. Hingegen wälzten sich die Luftmassen mit ausserordentlich hohen Windgeschwindigkeiten entlang des Thuner- und Brienzersees ins Berner Oberland. Das Berner Oberland war die einzige Region, in welche die Kaltfront grossflächig etwas tiefer ins Alpeninnere vorzustossen vermochte. Über Deutschland verlagerte sich das Tiefdruckzentrum rasch in Richtung Osten, so dass die Kaltfront eine westöstliche Ausrichtung erhielt. Deshalb stiess sie vom Rhein Richtung Süden bis zum Alpennordrand vor, so dass die Ostschweiz grossflächig vom Orkan erfasst wurde. Die kalten Luftmassen wurden als Folge des Druckanstiegs im Mittelland mit hoher Geschwindigkeit ins Reuss- und Rheintal gedrängt und dort wiederum vom Föhn gebremst. So blieben die Süd- und Südostschweiz vom Orkan verschont.



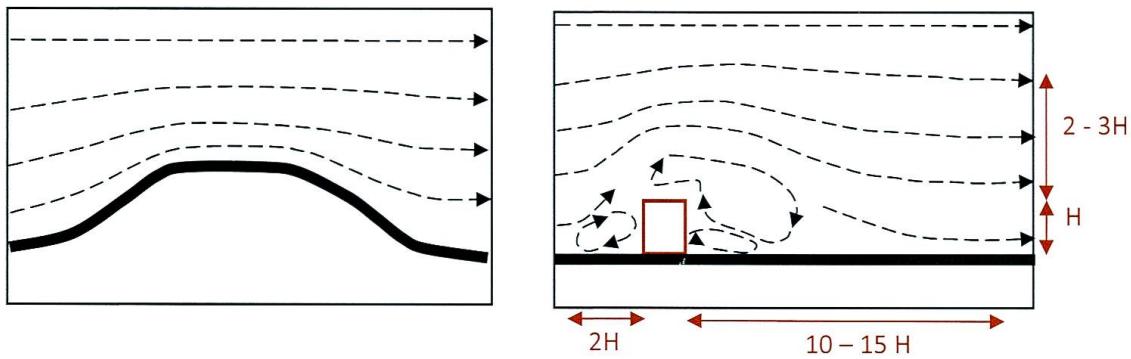
12 Windbruch im Fichtenwald nach einem Sturm mit Orkanstärke. Bei grossen Sturmschäden kommt es zu einem Überangebot an Holz, wodurch die Holzpreise oft deutlich sinken können. Solche Windbruchflächen bieten eine Vielzahl unterschiedlicher ökologischer Nischen. Überraschend schnell wuchsen verschiedenste Kräuter und Bäume nach, seltene Tierarten fanden neuen Lebensraum. Allerdings bergen grosse Totholzflächen auch das Risiko, dass sich Schädlinge wie der Borkenkäfer stark vermehren können. (Bild: Walter J. Pilsak, Waldsassen; <http://de.wikipedia.org/wiki/Sturmholz>)

7.7 Windmodifikationen durch die Bebauung

7.7.1 Einfluss der Bebauung

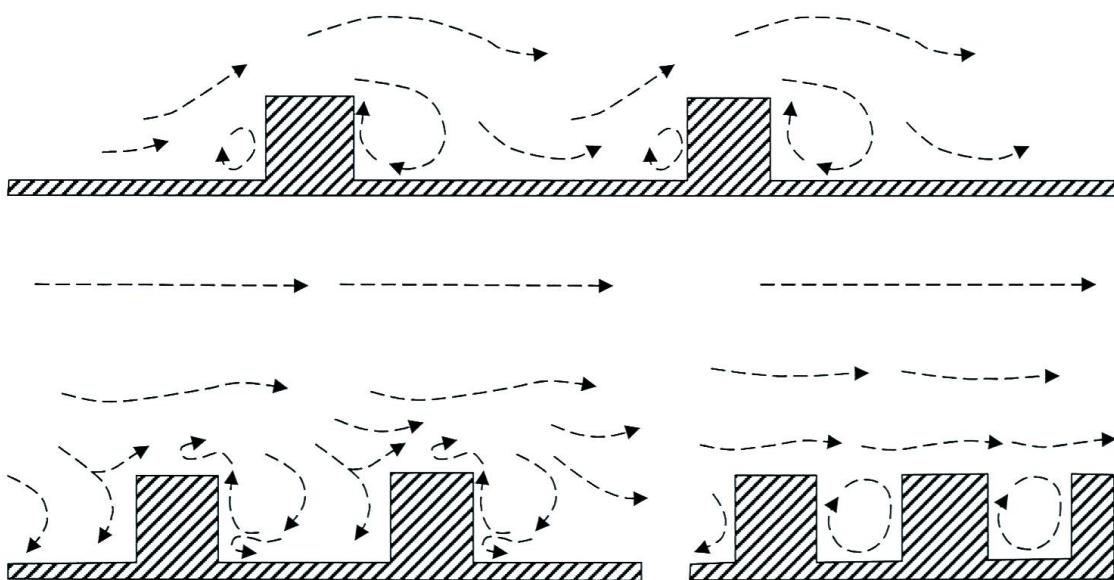
Ein besonderes Merkmal der Stadt ist die Veränderung der Windverhältnisse sowohl hinsichtlich der Windrichtung als auch bezüglich der Windgeschwindigkeit. Wie die Topographie können auch Gebäude, Bäume oder Hecken das bodennahe Windfeld beeinflussen, meist geschwindigkeitsmindernd (etwa um 30 bis 50%), aber wie in Tallagen kann die Windgeschwindigkeit auch in Strassenschluchten oder in Waldschneisen erhöht sein (Düseneffekt). In den Städten nimmt die Häufigkeit von Windstillen um bis zu 20% zu, was auch zu einer Verminderung des Luftaustausches führt und damit den Schadstofftransport behindert. Die Rolle der grösseren Oberflächenrauigkeit ist insbesondere bei Starkwinden deutlich feststellbar, während bei Schwachwinden die meist grössere labile Schichtung über der Stadt den Einfluss der Rauigkeit ausgleicht oder sogar übertrifft. Unmittelbar über dem Einzelgebäude ist die Windgeschwindigkeit wie bei einer Kuppenlage erhöht. Die Windbeschleunigung an hohen Gebäuden ist auf zwei aerodynamische Vorgänge zurückzuführen. Zum Einen entsteht durch die Geschwindigkeitszunahme mit der Höhe auf der Anströmseite des Gebäudes ein Druckgradient mit maximalem Druck im oberen Drittel des Bauwerkes. Von hier erfolgen Fallwinde entlang der Fassade nach unten. Auf der Leeseite des Gebäudes entsteht eine Zone mit niedrigerem Druck mit geringeren Windgeschwindigkeiten, wobei aber als Folge der Gebäudekanten die Luft verwirbelt wird und die Winde daher sehr böig auftreten (vgl. Abbildung 13). Durch den Druckgradienten zwischen der Luv- und Leeseite des Gebäudes wird der Wind in Passagen teilweise erheblich beschleunigt.

Grossflächige Gebilde wie ausgedehnte Waldgebiete oder grössere Städte beeinflussen das Windfeld bis in grössere Höhen. Bei sanften Hügelzügen erfolgt die Windströmung bei Schwachwinden beinahe laminar (Abbildung 13 links), bei spitzen oder eckigen Kuppen und Gipfeln entstehen aber erhebliche Turbulenzen. Die Turbulenzen sind im Allgemeinen hinter dem Hindernis ausgeprägter als vor ihm. Der Einfluss eines Hauses beträgt vor dem Gebäude etwa das Doppelte der Gebäudehöhe (H), hinter dem Gebäude etwa das 10- bis 15-fache, und die vertikale Ausdehnung des turbulenten Bereichs kann bis zu dreimal so hoch sein wie das Hindernis selbst (Abbildung 13 rechts). Die Verwirbelung der Luft im Nahfeld der Gebäude hat insbesondere Auswirkungen auf den Abtransport von Schadstoffen aus Kaminen und anderen bodennahen Schadstoffquellen.



13 Einfluss von Topographie (links) und Gebäude (rechts) auf das Windfeld (Erläuterungen im Text). H = Gebäudehöhe.

Bei einer verdichteten Bebauung ist der Gebäudeabstand zu beachten. Als Folge einer sehr engen Bebauung können in Strassenschluchten die Abgase durch die Leewirbel «gefangen» bleiben, wodurch sich die Schadstoffkonzentrationen erhöhen. Die Bebauungsweise ist deshalb auch aus lufthygienischer Sicht zu beachten (Abbildung 14).



14 Turbulenzen und damit Luftwirbel entstehen bodennah durch das Einbringen von Hindernissen in die Strömung. Das können Gebäude, Bäume oder Baugruppen sein. Je dichter diese Hindernisse stehen, desto vielseitiger die gegenseitige Beeinflussung und desto häufiger die Wechselwirkungen der Turbulenzelemente. Es entsteht eine Wirbelschicht, deren Ausdehnung von der Rauigkeit des Untergrundes abhängig ist. Innerhalb dieser Areale kann die mittlere Strömungsgeschwindigkeit stark zurückgehen und Werte nahe Null aufweisen. Grosse Gebäudeabstände (oben) gewährleisten eine gute Durchlüftung, die Schadstoffe werden gut abgeführt. Bei kleinen Gebäudeabständen (unten rechts) bleiben die Emissionen in den Leewirbeln «gefangen».

7.7.2 Durchlüftung der Städte

Ein Stadtklima zeichnet sich durch folgende Eigenschaften aus:

a. Veränderung der Temperatur- und Feuchteverhältnisse

Das bekannteste Phänomen ist die Ausbildung einer Wärmeinsel. Je nach Grösse der Stadt können die Temperaturen während klaren Sommernächten um bis zu 10 °C höher als im Umland sein. Der Grund liegt vor allem in der Wärmespeicherung der Baumaterialien, einer verminderten Verdunstung, einer reduzierten nächtlichen Wärmeabstrahlung und der Wärmefreisetzung durch menschliche Prozesse (Heizung, Motoren, Maschinen usw.). Dem Aspekt «Wärmeinsel Stadt» ist bei einer fortschreitenden Erwärmung des Klimas noch vermehrt Rechnung zu tragen.

b. Veränderung der Windverhältnisse

Die erhöhte Rauigkeit der Oberfläche (Gebäude) verringert die Windgeschwindigkeiten und den Luftaustausch. Bei hohen Gebäuden wird die Böigkeit hingegen erhöht.

c. Veränderung der lufthygienischen Situation

Normalerweise sind die Emissionen in einer Stadt höher als im Umland. Wegen des verminderten Luftaustauschs kommt es zu einer Erhöhung der Schadstoffkonzentrationen im Stadtgebiet.

Die Belüftung der Siedlungsgebiete ist deshalb von grosser Bedeutung. Dabei ist vor allem eine mittlere Windgeschwindigkeit belüftungswirksam. Die turbulenten Bewegungen hingegen erschweren den Transport der Luftmassen, besitzen aber eine grosse Bedeutung für die Vermischung und Verdünnung der Luftsabstoffe. Die grossräumige Strömung (= übergeordneter Wind, bei uns vor allem Westwindlagen) belüftet die Stadt naturgemäss immer von der windzugewandten Seite her. Damit das Zentrum bebauter Areale ebenfalls ausreichend belüftet wird, bedarf es einer Strömung über den Dächern, die einen turbulenten vertikalen Austausch in die Strassenzüge hinein ermöglicht. Die Bebauung sollte diesem Umstand Rechnung tragen; eine hohe Randbebauung erschwert die Belüftung der zentralen Areale (Abbildung 15).



15 Einfluss der Randbebauung auf die Durchlüftung. (Quelle: C.L. Krause, 2006)

Bei windschwachen Strahlungswetterlagen (unbedeckter Himmel und Schwachwindlagen, ca. an 30 bis 40 % aller Tage im Jahr) kommt es hingegen häufig zu einem Abkoppeln von der übergeordneten Strömung und bodennah zum Entstehen von Gebieten mit nahezu Windstille. Ursache davon ist die abendliche Abkühlung der bodennahen Luftmassen und damit verbunden das Entstehen einer Bodeninversion. In dieser bodennahen stabilen Schicht können sich die Luftschaadstoffe anreichern. Deshalb werden solche Wettersituationen auch als «austauscharm» bezeichnet. In solchen Wettersituationen kommt der natürlichen Belüftung der Siedlungsgebiete eine grosse Rolle zu. Insbesondere sind Kaltluftabflüsse und Flurwinde und folglich planerisch auch die Kaltluftentstehungs- und Kaltluftsammelgebiete zu beachten (hierzu auch Abschnitt 7.2). Sie sorgen für die nächtliche Frischluftzufuhr über Schneisen und Täler. Mündet die Kaltluft in Siedlungsgebiete und Städte, kann sie durch das Verdrängen verbrauchter, belasteter und überwärmer Luftmassen einen wertvollen Beitrag zum Luftaustausch darstellen. In der Stadt Schaffhausen erfolgt solche Frischluftzufuhr in Richtung Altstadt zum Beispiel entlang dem Mühlental, dem Hemmentalertal, der Buchthalerstrasse und dem Rhein.

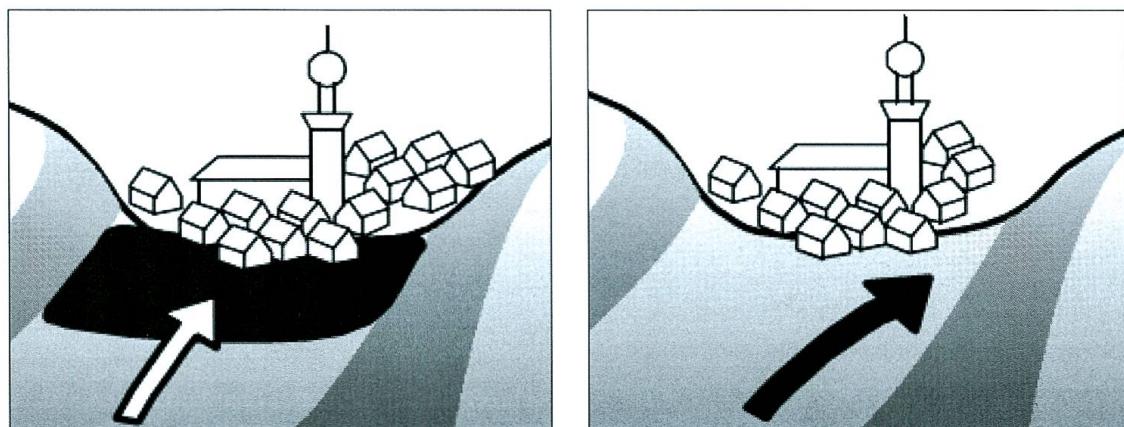
Die mittlere Kalt- und Frischluftproduktionsrate ist von der Wärmeleitfähigkeit der Bodenoberfläche und folglich von der Bodenart und Bodennutzung abhängig. Flächen, die sich tagsüber gut erwärmen, kühlen nachts auch wieder gut aus. Die Menge der produzierten Kaltluft beläuft sich für Freiflächen mit niedriger Vegetationsdecke (Wiesen- und Ackerflächen) auf etwa 12 m^3 pro Quadratmeter und Stunde. Dieser Wert ist auch von der Hangnei-

gung abhängig. Obwohl Waldflächen wärmer erscheinen – der Abkühlungsgrad ist über Freiflächen höher –, beeinflusst der Wald insgesamt ein grösseres Luftvolumen. Dadurch trägt auch der Wald zur Frischluftproduktion bei.

Klimatische Fläche	Index	Kaltluftproduktion
Unbewachsener Boden	7	guter
Brachfeld	6	
Hackfruchtfeld	5	
Getreidefeld	4	
Dauergrünland (Wiese, Rasen)	3	
Schonung, Niederwald	2	
Trockenes Moor	1	schlechter

Kaltluftproduktion je nach Bodennutzung. (Quelle: C. L. Krause, 2006)

In Gebieten, wo sich die kalten Luftmassen sammeln, stellt sich eine deutlich tiefere Temperatur ein als in der Umgebung. An solchen Orten bestehen unter anderem eine erhöhte Nachtrostgefahr und eine verstärkte Neigung zu Dunst- und Nebelbildung. Typische Kaltluftsammelgebiete sind Täler und Senken, aber auch vor quer zur Strömungsrichtung angeordneten Gebäuden, Dämmen oder Lärmschutzwällen können sich Kaltluftmassen anstauen. Auch Verengungen im Talquerschnitt oder Bauwerke führen zu Behinderungen der Kaltluftabflüsse (Abbildung 16). Erst mit zunehmender Mächtigkeit der Kaltluft können solche Riegel überströmt werden. Eine Verbauung von Tallagen ist deshalb immer in Bezug auf die Frischluftzufuhr und den Einstau



16 Ein verbauter Talgrund führt zu einem Aufstau von Kaltluft (links). Der Kaltluftsee bewirkt einen erhöhten Energieverbrauch in den angrenzenden Siedlungsbereichen. Besser ist die Vermeidung eines Rückstaus durch Umlenkung der Kaltluftabflüsse (rechts). Zugleich wird die gesamte Siedlung besser durchlüftet und Schadstoffe besser verdünnt und abgeführt. (Quelle: C. L. Krause, 2006)

von kalten Luftmassen zu überprüfen. Die Versorgung der Stadt mit Frischluft hat in jedem Fall oberste Priorität.

Das Einströmen von Flurwinden erfolgt auf Luftleitbahnen und Ventilationsschneisen, meist bodennah unterhalb Dachniveau. Die Luftleitbahnen lassen sich in drei Kategorien unterteilen (Tabelle unten). Ihre bioklimatische Wirksamkeit ist in Randgebieten von grossen Städten meistens stärker ausgeprägt als in Innenstadtbereichen.

Luftleitbahn	Zweck	Beispiele
Ventilationsbahnen	Transport belasteter und unbelasteter Luftmassen	Freiflächen, Wasserflächen, Gleisanlagen, Grünflächen, Ausfallstrassen
Frischluftbahnen	Transport sauberer Luftmassen aus dem Umland ins Stadtgebiet	Waldflächen (Filterwirkung!), Wasserflächen und Gleisanlagen (sofern keine Dieselfahrzeuge verkehren)
Kaltluftbahnen	Transport kalter Luft aus den Kaltluftentstehungsgebieten in den Siedlungsraum	Tallagen, Grünflächen mit niedrigem Vegetationsbestand, Wasserflächen, Gleisanlagen

Mögliche Luftleitbahnen in einer Stadt. (Quelle: C. L. Krause, 2006)

Damit die Luftleitbahnen ihre Wirkung entfalten können, sind verschiedene Anforderungen einzuhalten:

- geringe Oberflächenrauigkeit
- genügend grosse Länge der Luftleitbahn in einer Richtung (mehr als 1000 Meter)
- genügend grosse Breite
- möglichst glatte Ränder, das heisst keine grossen Bebauungs- oder Bewuchsvorsprünge
- die Breite der eingelagerten Hindernisse sollte 10 Meter nicht übersteigen und die Länge soll parallel zur Luftleitbahn liegen

Im Gegensatz zu Deutschland, wo die Durchlüftung in der Umweltplanung eine wichtige Rolle spielt, wird dieses Thema in der Schweiz noch wenig beachtet. Dies könnte sich schon bald ändern. Wegen der erwarteten Klimaerwärmung müssen sich insbesondere Städte auf ein wärmeres Klima einstellen

und sich der Situation anpassen, wollen sie ihre innerstädtische Wohn- und Behaglichkeit behalten. Ein Mittel dazu ist die Bestimmung der Orte mit Frisch- und Kaltluftproduktion sowie der Wege der Frischluftzufuhr und des Abtransports belasteter Luft. Solche Gebiete sind von einer Bebauung frei zu halten. Aus diesem Grund erhalten die heutigen Wald- und Freiflächen, Rebhänge und landwirtschaftlichen Gebiete eine zusätzliche stadtökologische Dimension und eine hohe Klimarelevanz.

7.8 Literatur

- Adam, K. (1988):** Stadtökologie in Stichworten. Hirts Stichwortbücher
- Bruse, M. (2003):** Stadtgrün und Stadtklima. LÖBF-Mitteilungen 1/03
- Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft, BUWAL (2005):** Lothar – Ursächliche Zusammenhänge und Risikoentwicklung. Umweltmaterialien Wald Nr. 184
- Forsdyke, A.G. (1969):** Das Wetter. Delphin Taschenbuch Nr. 26
- Gerstgrasser, D. (2006):** Der Wind, das himmlische Kind – Föhn, Westwind, Bise und Co. In: Die Alpen, 2/2006, S. 51–53
- Krause, C. L. (2006):** Klimawirksames Planen und Bauen. Grundstudium Lehrveranstaltung Landschaftsarchitektur, Teil Landschaftsgestaltung, Werkblatt Stadt-Luft-Fluss. Fakultät Architektur, Universität Aachen (http://www.la.rwth-aachen.de/Downloads/Diplom%20Studiengang/Grundstudium/06_11_20_Stadt_Luft_Fluss/Werkblatt_Stadt_Fluss_Luft.pdf)
- Kuttler, W., Graf, A., Blankenstein, S. und A.-B. Barlag (2003):** Gesamtstädtische Klimaanalyse Krefeld. Untersuchung der Abteilung Angewandte Klimatologie und Landschaftsökologie, Universität Essen im Auftrag der Stadt Krefeld, Fachbereich Umwelt.
- Leimer, H.-P. (2005):** Stadtbauphysik. Vorlesungsskript zur Bauphysik. HAWK Hochschule für angewandte Wissenschaft und Kunst, Fakultät Bauwesen, Hildesheim.
- Nielinger J. & W.-J. Kost (2001):** Belüftungsanalyse für das Stadtgebiet von Sindelfingen. Gutachten der iMA Richter & Röckle im Auftrag des Dezernat für Stadtentwicklung, Umwelt und Bauen, Stadt Sindelfingen (http://www.ima-umwelt.de/fileadmin/dokumente/klima_downloads/belueftungsanalyse_sindelfingen.pdf)
- OcCC – Beratendes Organ für Fragen der Klimaänderung (2003):** Extremereignisse und Klimaänderung. (<http://proclimweb.scnat.ch/portal/ressources/274.pdf>)
- Reiber, M.:** Die Bedeutung des Fliegen für das Fliegen und Ballonfahren - Wetterkunde in drei Abschnitten. (http://www.drmreiber.de/Ve_Artikel_Pdf/Teil%207%20Die%20Bedeutung%20des%20Windes%20fuer%20das%20Fliegen%20und%20Ballonfahren.pdf)
- Stolz, A.:** Allgemeine Zirkulation – Vom schwachen Druckgegensatz zum Orkan Lothar. (http://elearning.zhaw.ch/moodle/file.php/5344/Kopien_Wind.pdf)
- VDI-Kommission Reinhaltung der Luft Hrsg. (1987):** Stadtklima und Luftreinhaltung – Ein wissenschaftliches Handbuch für die Praxis in der Umweltplanung. Springer-Verlag
- Wirtschaftsministerium Baden-Württemberg (2011):** Städtebauliche Klimafibel Online – Hinweise für die Bauplanung. Stuttgart (<http://www.staedtebauliche-klimafibel.de/index-2.htm>)