



Associazione Interregionale  
Neve e Valanghe

# ALPINE METEOROLOGIE

Stefano Micheletti  
Gianni Marigo  
Renata Pelosini

## **Verlagskoordinator**

Stefano Micheletti

## **Texte**

Stefano Micheletti

OSMER-ARPA FVG, via Oberdan 18/A, I-33040 Visco UD, tel. +39 0432 934111,  
stefano.micheletti@meteo.fvg.it

Gianni Marigo

ARPAV - DST - Servizio Centro Valanghe di Arabba, Via Pradat 5, I-32020 Arabba -  
Livinallongo del Col di Lana [BL], tel. +39 0436 755711, gmarigo@arpa.veneto.it

Renata Pelosini

Dipartimento Tematico Sistemi Previsionali, Arpa Piemonte, Via Pio VII 9, I-10135  
Torino, tel. +39 011 19681340, renata.pelosini@arpa.piemonte.it

## **Grafische Umsetzung**

Mottarella Studio Grafico

[www.mottarella.com](http://www.mottarella.com)

## **Fotos ©2010**

Lodovico Mottarella: Titelseite, Seite 4, 6-7, 8, 10, 14, 16, 17, 21,  
22, 24, 30, 37, 39 [alto], 41, 43, 44, 45, 46, 52, 54, 55, 56, 58,  
59, 60, 62, 63, 66, 69, 71

Riccardo Scotti: Seite 2-3, 23, 25, 32, 64, 67

Mauro Valt: Seite 27, 39 [unten], 57

## **Erscheinungsjahr**

Italienische Ausgabe 2010

Deutsche Ausgabe 2013

Übersetzung: Hydrographisches Amt, Autonome Provinz Bozen

# **AINEVA**

Associazione interregionale di coordinamento e  
documentazione per i problemi inerenti alla neve e alle  
valanghe

*Vicolo dell'Adige, 18*

*38122 Trento*

*tel 0461 230305*

*[www.aineva.it](http://www.aineva.it)*

*[aineva@aineva.it](mailto:aineva@aineva.it)*

 **creative commons** 2010 AINEVA, Trento, Italy

Namensnennung - nicht kommerziell - keine Bearbeitung 2.5 Italien

# ALPINE METEOROLOGIE

Stefano Micheletti  
Gianni Marigo  
Renata Pelosini

# EINFÜHRUNG





*AINEVA erforscht die Phänomene, die die Bergwelt im Winter charakterisieren und stellt der Öffentlichkeit das Buch „Alpine Meteorologie“ vor. Es soll den Lesern auf möglichst anschauliche Art und Weise, aber doch unter Einhaltung wissenschaftlicher Grundsätze, eine Einführung in die Wetter- und Schneekunde bieten.*

*Seit der Mensch die Gebirge bevölkert, hat das Wetter besonderen Einfluss auf sein Leben, die wirtschaftliche Tätigkeit und die Freizeit. Viele Unfälle lassen sich direkt oder indirekt auf die Wetterbedingungen zurückführen. In diesem Buch wird der Einfluss des Wetters auf die Umwelt im Gebirge, den Schnee und die menschlichen Aktivitäten nach dem Grundsatz „Sicherheit durch Wissen“ beschrieben. AINEVA will den Lesern Instrumente vermitteln, mit denen sie die Gefahren im Gebirge besser einschätzen können. Gleichzeitig soll dieses Buch auch zum Respekt und zur Wertschätzung der Bergwelt und Natur beitragen.*

<b>DAS BERGWETTER</b>	<b>9</b>
<b>METEOROLOGISCHE GRÖßENORDNUNGEN</b>	<b>10</b>
<b>Die Temperatur</b>	<b>10</b>
Änderung mit der Höhe und Nullgradgrenze	
Änderung in Abhängigkeit von Exposition, Hangneigung und Bodenbeschaffenheit	
Änderung im Tagesverlauf (Tagesgang der Temperatur)	
Jahreszeitliche Änderung	
Zusammenhang zwischen Luft- und Schneetemperatur	
<b>Die Luftfeuchtigkeit</b>	<b>16</b>
<b>Der Luftdruck</b>	<b>18</b>
Änderung in Raum und Zeit	
Änderung mit der Höhe	
Der Höhenmesser	
<b>Der Wind</b>	<b>19</b>
Windstärke	
Windrichtung	
<b>TIEFS, HOCHS UND FRONTEN</b>	<b>22</b>
<b>Dynamische und thermische Hoch- und Tiefdruckgebiete; der Wind</b>	<b>22</b>
<b>Die Fronten</b>	<b>24</b>
Die Warmfront	
Die Kaltfront	
Die Fronten im Sommer	
Die Fronten in den Alpen	
<b>TYPISCHE METEOROLOGISCHE PHÄNOMENE DER ALPEN</b>	<b>30</b>
<b>Stabilität und Labilität</b>	<b>30</b>
Das Gewitter	
<b>Stau und Föhn</b>	<b>34</b>
Der Stau	
Der Föhn	
<b>Die Temperaturinversion</b>	<b>38</b>
Die Bodeninversion	
Die Höheninversion	
Wolken, Nebel und Dunst	
<b>Die Schneefallgrenze</b>	<b>40</b>
Abhängigkeit von der Frostgrenze, Niederschlagsintensität und -dauer	
Abhängigkeit von Temperaturinversionen	
Abhängigkeit von der Talorografie	
Abhängigkeit von der geografischen Lage	

<b>Der Wind im Gebirge</b> .....	<b>43</b>
Einfluss mechanischer Eigenschaften des Bodens	
Einfluss thermischer Eigenschaften des Bodens: Talwindssysteme	
Der Gletscherwind	
<b>DIE WETTERLAGEN IN DEN ALPEN</b> .....	<b>46</b>
<b>Das Hochdruckwetter</b> .....	<b>46</b>
Welches Wetter bewirkt hoher Luftdruck?	
Verschiedene Hochdruckgebiete und das dazugehörige Wetter	
<b>Das Tiefdruckwetter</b> .....	<b>49</b>
Die Fronten in den Alpen	
Die Mittelmeertiefs	
<b>Flache Druckverteilung (Übergangslage)</b> .....	<b>51</b>
Vom Hoch zum Tief	
... und umgekehrt	
<b>DIE EIGENSCHAFTEN DER WOLKEN</b> .....	<b>52</b>
<b>Die Wolkenformen</b> .....	<b>52</b>
<b>Die Wolkenklassifikation und deren meteorologische Bedeutung</b> .....	<b>52</b>
Hohe Wolken	
Mittelhohe Wolken	
Tiefe Wolken	
Wolken mit großer vertikaler Mächtigkeit	
<b>Die Farben der Wolken</b> .....	<b>57</b>
<b>DIE WETTERGEFAHREN IM GEBIRGE</b> .....	<b>58</b>
<b>Die schlechte Sicht</b> .....	<b>59</b>
<b>Hitze, Sonne und deren Einfluss auf den menschlichen Körper</b> .....	<b>60</b>
<b>Der Kälteeinfluss auf den Menschen: Die Unterkühlung</b> .....	<b>61</b>
<b>Der Wind</b> .....	<b>61</b>
<b>Die ultraviolette Strahlung</b> .....	<b>63</b>
<b>Die Blitze</b> .....	<b>65</b>
<b>Kaltlufteinbrüche im Sommer</b> .....	<b>66</b>
<b>Die Lawinen</b> .....	<b>67</b>
<b>LITERATURVERZEICHNIS</b> .....	<b>70</b>
<b>DIE WETTERDIENSTE IN DEN ITALIENISCHEN ALPEN</b> .....	<b>71</b>







# DAS BERGWETTER

Unsere Freizeitaktivitäten, besonders jene auf den Bergen, sind oft von meteorologischen Bedingungen und atmosphärischen Phänomenen abhängig, die unter Umständen ziemlich gefährlich werden können.

Was ist aber das Wetter? Und was unterscheidet es vom Klima? Unter Wetter versteht man den atmosphärischen Zustand (Lufttemperatur, Feuchtigkeit, Sonneneinstrahlung, Windrichtung und -geschwindigkeit, eventuelle Niederschläge, usw.), der an einem bestimmten Ort zu einem kurzen Augenblick beobachtet wird. Es handelt sich dabei also um eine Momentaufnahme. Sobald man sich als Beobachter an einen anderen Ort begibt oder das Wetter kurze Zeit später verfolgt, gibt es mit Sicherheit ein anderes Wetter.

Wetter und Klima sind zwei unterschiedliche Dinge: Das Wetter wird durch die aktuell an einem bestimmten Ort vorherrschenden meteorologischen Bedingungen charakterisiert. Unter Klima versteht man hingegen den mittleren Zustand, die Variabilität und die Entwicklung der atmosphärischen Parameter auf einen langen Zeitraum (über Jahrzehnte oder Jahrhunderte, meist wird eine Mindestzeit von 30 Jahren verwendet) bezogen. Eine der zentralen Eigenschaften der Meteorologie ist ihre Variabilität: Die Physik der Atmosphäre ist äußerst komplex und in gewisser Weise auch chaotisch. Zudem setzt sie sich aus unzähligen Elementen zusammen, die sich andauernd verändern und miteinander interagieren. Die genaue Beschreibung der Entwicklung dieser Zustände ist sehr schwierig, wenn nicht sogar unmöglich. Ein wichtiges Element, das das Wetter auf den Bergen beein-

flusst, ist die Orografie: Ein erstes Beispiel ist der Föhn, dessen Ursache in der Überströmung von Gebirgen liegt. Auch die eisige Kälte, die sich im Winter in manchen inneralpinen Talsohlen bildet, lässt sich auf die spezielle Form der Täler zurück führen. Ebenso entstehen lokale Talwindssysteme aufgrund des Temperaturunterschieds, der sich durch die ungleichmäßige Erwärmung von Tal und Ebene einstellt, da jeweils unterschiedlich viel Sonnenstrahlung auf die Oberfläche trifft.

Häufiges Verfolgen des Wettergeschehens erlaubt eine kurzfristige Vorhersage desselben für die unmittelbare Zukunft: Durch aufmerksames Beobachten der Entwicklungsstadien von Quellwolken kann eine Aussage über das Wetter in den darauf folgenden Stunden gemacht werden. Ebenso kann etwa die Drehung des Windes ein Anzeichen für eine Wetterbesserung oder -verschlechterung sein. Auch ein plötzliches Absinken des Luftdrucks kann als Vorwarnung für ein bevorstehendes Gewitter gelten.

Manche Wetterweisheiten sind durchaus zutreffend - das bekannte Sprichwort „Abendrot - Schönwetterbot“ kann im Alpenraum meistens als gültig angesehen werden, manchmal ist die Entwicklung der atmosphärischen Bedingungen jedoch auch von lokalen orografischen Gegebenheiten abhängig. Versteht man die zentralen Mechanismen, die das Wetter in den Bergen steuern, und weiß man zudem genauestens über das Vorhersagegebiet Bescheid, so sind das gute Voraussetzungen um Ausflüge auf den Bergen unter sicheren Bedingungen zu planen und durchzuführen.



# METEOROLOGISCHE GRÖßENORDNUNGEN

Um meteorologische Phänomene beschreiben und miteinander vergleichen zu können, müssen wir zunächst einige physikalische Grundeigenschaften der Luft kennen lernen: Gemeint sind Temperatur, Feuchtigkeit, Druck und Wind. Aber was ist Luft überhaupt? Normalerweise versteht man unter „Luft“ das Gasgemisch, das unseren Planeten mit einer dünnen Schicht überzieht und die Erdatmosphäre bildet. Diese Luft setzt sich aus unzähligen Partikeln, den so genannten Gasmolekülen zusammen. Standardmäßig besteht die trockene Atmosphäre in den untersten 100 km über der Erdoberfläche zum Großteil aus Stickstoff (ca. 78 % der Masse), Sauerstoff (ca. 21 %) und Argon (ca. 0,9 %) sowie aus weiteren Spurengasen. In der Regel ist die Atmosphäre aber nicht völlig trocken: Eine weitere Komponente der Luft ist Wasser, meist in gasförmigem Zustand (Wasserdampf). In den untersten 10 bis 15 km der Atmosphäre variiert seine Konzentration zwischen 0 und 3 %. Obwohl Wasserdampf nur in geringen Mengen auftritt und diese zudem zeitlich stark schwanken, ist Wasser fundamental für das Wetter – ebenso für das Leben.

## DIE TEMPERATUR

### WAS IST TEMPERATUR UND WIE WIRD SIE GEMESSEN?

Die Temperatur ist ein Maß für die Erwärmung der Luft, die aus dem Gleichgewicht zwischen eingehender Sonnenstrahlung und austretender Wärmestrahlung der Erde resultiert. Die Erwärmung ist abhängig von der Lage (geographische Länge und Breite, Höhenlage, Exposition, Neigung und Geländeform), von der Jahreszeit und vom Wetter. Gemessen wird die Temperatur mit einem Thermometer, das laut Vorgaben 2 m über dem Boden angebracht werden soll. Die Einheit der Temperatur

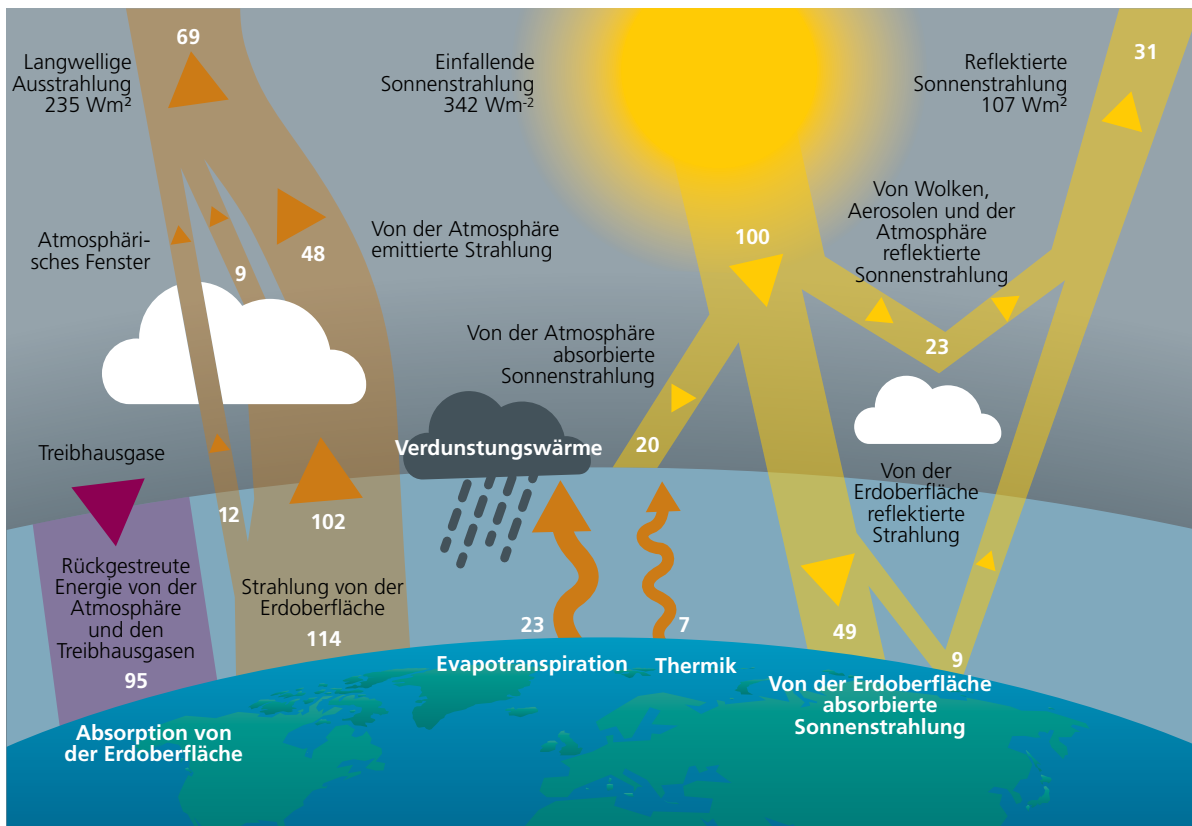


Abb.1  
Die Energiebilanz  
der Erde

ist Grad Celsius (C°). Die Skala wurde so definiert, dass Wasser bei 0°C gefriert und bei 100°C kocht. Das dazwischen liegende Intervall wird in gleichen Schritten unterteilt.

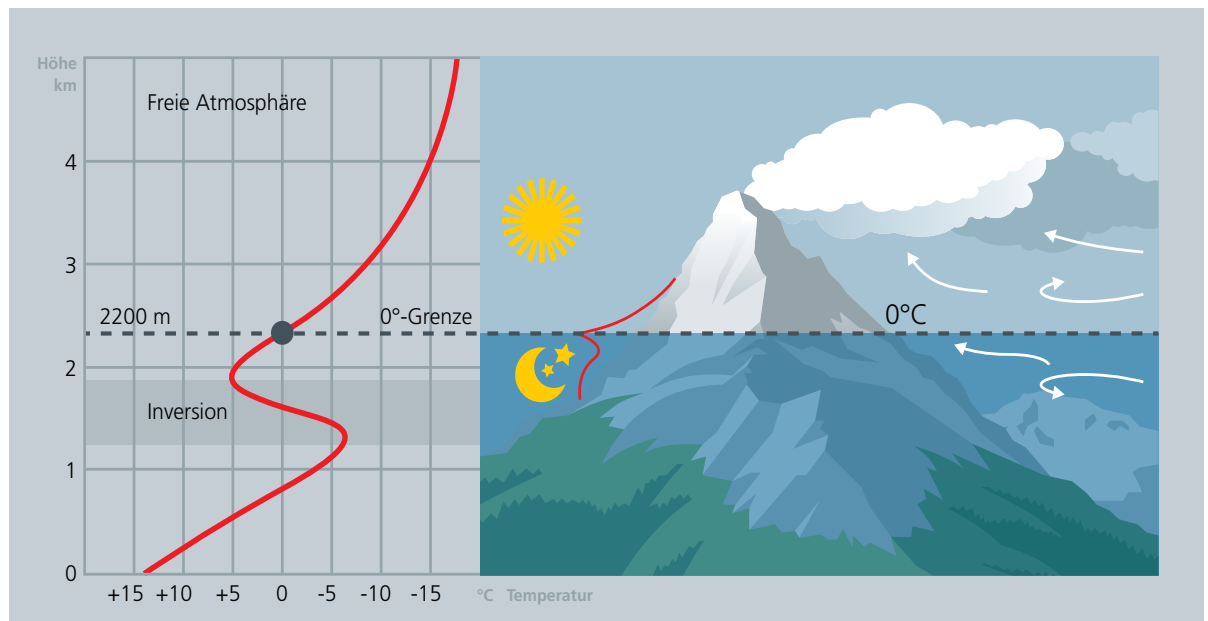
## DAS TEMPERATURVERHALTEN UND DESSEN URSACHEN

### Änderung mit der Höhe und Nullgradgrenze

Die kurzwellige Sonnenstrahlung durchdringt die Atmosphäre nahezu ohne Energieverlust (ein Bruchteil wird von Wolken und Luft absorbiert oder reflektiert). Die Luft wird also nur in geringem Maß direkt von der kurzwelligen Sonnenstrahlung erwärmt. Die Erdoberfläche absorbiert einen großen Teil der eintreffenden Sonnenstrahlung und erwärmt sich dabei stark (felsiger Untergrund absorbiert ca. 70-80 % der Strahlung, begrünte Flächen bis zu 90 %, frischer Schnee 10 %, die übrigen

90% werden reflektiert, alter Schnee reflektiert noch ca. 60 %). Die erwärmte Erdoberfläche emittiert langwellige Strahlung, die durch direkten Kontakt, durch Strahlung und Konvektion (warme Luft steigt auf) von der darüber liegenden Luftschicht aufgenommen werden kann. Dieser Prozess, der zur Erwärmung der Luft führt, nimmt mit zunehmender Höhe ab; im Mittel sinkt die Temperatur um 0,6°C pro 100 m (in feuchter Atmosphäre ca. 0,4 bis 0,5°C pro 100 m, in trockener Atmosphäre ca. 1°C/100 m). Mit steigender Höhe wird irgendwann die Nullgradgrenze erreicht, oberhalb dieser Zone bleibt die Temperatur in der Regel unter 0°C. Die Nullgradgrenze wird in der freien Atmosphäre abseits von Bergen und anderen Erhebungen ermittelt: Es wäre nicht korrekt auf Messwerte zurückzugreifen die von Bodenstationen stammen, da diese stark vom Gelände, der Lage (Tal/ Berg), Exposition, Schneebedeckung und Bewölkung beeinflusst werden.

Abb. 2  
Temperaturänderung  
mit der Höhe und  
Nullgradgrenze



Die gemessene Nullgradgrenze im Gelände kann signifikant von jener in der freien Atmosphäre abweichen. Dieser Unterschied resultiert aus den Einflüssen von Wetter und Bodenbeschaffenheit: Bei klarem Himmel und Windstille wird sich tagsüber der Nullpunkt am Berghang leicht oberhalb der Nullgradgrenze der freien Atmosphäre befinden (außer an schattigen Hängen). In der Nacht hingegen sinkt der Nullpunkt am Gelände deutlich unter die Nullgradgrenze der freien Atmosphäre. Wenn hingegen dichte Wolken und Wind das Wetter beherrschen, nähern sich Nullgradgrenze im Gelände und Nullgradgrenze in der Atmosphäre einander an.

### Änderungen in Abhängigkeit von Exposition, Hangneigung und Bodenbeschaffenheit

Die Lufttemperatur am Boden hängt stark von der Exposition des Geländes und der Hangneigung ab. Südhänge erhalten zum Beispiel etwa das Vierfache an Sonnenstrahlung als Nordhänge, West- und Osthänge ca. das Doppelte. Im Winter heizt die tief stehende Sonne steile Flächen viel stärker auf als ebenes Gelände. Der Einfluss von Exposition und Hangneigung wird besonders an den Veränderungen und Auswirkungen auf die

Schneedecke ersichtlich. Die Temperatur wird aber auch von der Bodenbeschaffenheit und Vegetation maßgeblich beeinflusst. Ein felsiger und trockener Untergrund heizt sich tagsüber schneller auf und kühlt nachts stärker aus als ein bewachsener und dementsprechend feuchter Untergrund.

### Änderung im Tagesverlauf (Tagesgang der Temperatur)

Betrachten wir noch einmal die Energiebilanz: Bei sonnigem und stabilem Wetter ist der Energieeintrag von der Sonne zur Erdoberfläche ab dem späten Nachmittag geringer als der Energieverlust durch die langwellige Wärmeabstrahlung vom Boden in den Weltraum (siehe Seite 11). In der Folge kühlen die bodennahen Luftschichten immer weiter aus und die Temperatur sinkt bis zum Sonnenaufgang. Tagsüber erhält die Erdoberfläche hingegen mehr Energie von der Sonne, als sie in den Weltraum abstrahlt. Die Energiebilanz ist somit positiv und dementsprechend erwärmen sich der Boden und die darüber liegende Luftschicht zunehmend. Die Temperatur steigt solange an, bis am Nachmittag die Sonne wieder tief steht und die Energiebilanz zunächst ausgeglichen und dann erneut negativ

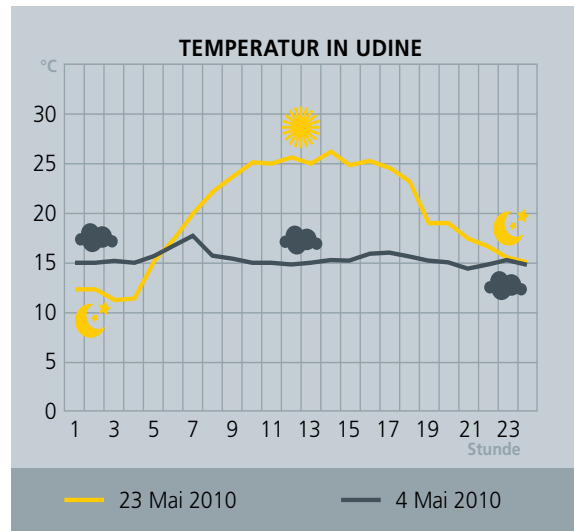
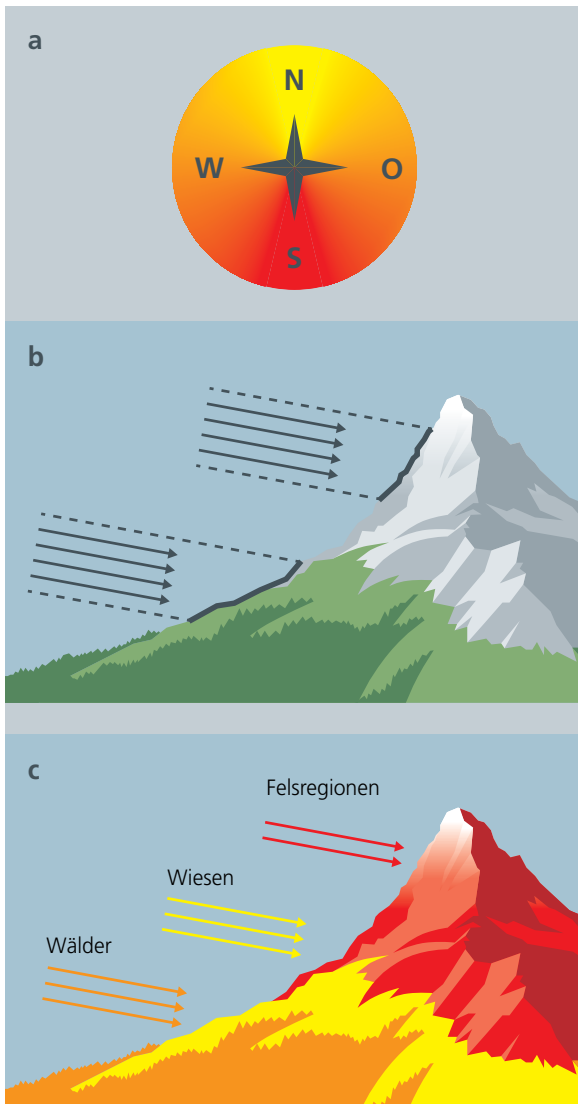


Abb. 3  
Temperaturänderung nach  
a) Exposition,  
b) Hangneigung und  
c) Bodenbeschaffenheit

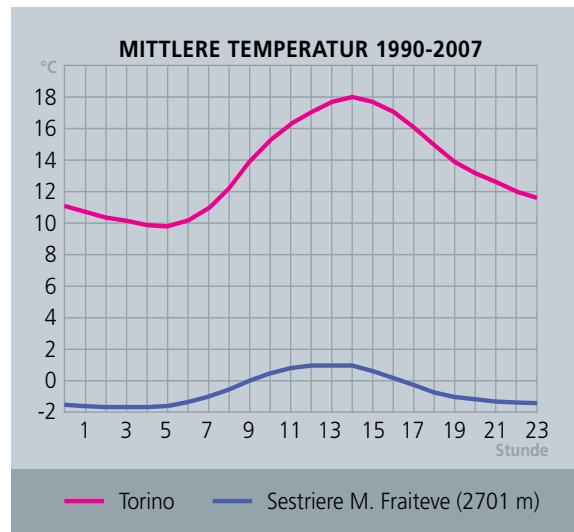


Abb. 4  
Typischer  
Temperaturverlauf  
während eines  
Strahlungstages und  
eines bedeckten Tages

Abb. 5  
Mittlerer Tagesgang  
der Temperatur im  
Flachland und auf  
einem Berggipfel

wird. Der Zyklus kann nun wieder von vorne beginnen. Der Temperaturverlauf hat also einen täglichen Zyklus: Das Minimum wird meist kurz vor Sonnenaufgang registriert, das Maximum am frühen Nachmittag. Im Flachland sind die Extremwerte der Temperatur zeitlich leicht nach hinten verschoben. Die Differenz zwischen Maximum- und Minimumtemperatur bezeichnet man

als Tagesgang der Temperatur. Wenn der Himmel bedeckt ist, so ist der Tagesgang gedämpft, einerseits durch die geringere Sonneneinstrahlung und andererseits durch die kleinere nächtliche Wärmeabstrahlung in den Weltraum. In sternklaren Nächten kann die Minimumtemperatur hingegen sehr tiefe Werte erreichen und der Tagesgang wird groß.



## Jahreszeitliche Änderung

Die Neigung der Erdochse ist für die verschiedenen Jahreszeiten mit ihren Temperaturänderungen verantwortlich. Im Jahresverlauf ändert sich sowohl der Einfallswinkel der Sonnenstrahlung zur Erdoberfläche als auch die tägliche Sonnenscheindauer. In unseren Breiten beträgt die im Jänner einfallende Sonneneinstrahlung nur ca. 20 % von jener im Juli. Folglich ist es, wie wir alle wissen, im Sommer deutlich wärmer als im Winter. In den Tälern sind die saisonalen, wie auch die täglichen Temperaturschwankungen viel stärker ausgeprägt als auf den Bergen. So sammelt sich im Winter in den Tälern Kaltluft und die Einstrahlung ist aufgrund der Abschattung durch die Berge gering. In der Höhe wirkt sich das Mikroklima weniger stark aus, hier ist die Temperatur deutlicher an Luftmassen gekoppelt und die täglichen sowie saisonalen Schwankungen sind im Vergleich zum Tal weniger stark ausgeprägt.

## Zusammenhang Zwischen Luft- und Schneetemperatur

Auch wenn sich die Lufttemperatur proportional mit der Bodentemperatur ändert, können diese voneinander erheblich abweichen. Denken wir zum Beispiel an eine schneebedeckte Oberfläche: Eine Schneedecke erwärmt sich kaum, weder durch die direkte Sonneneinstrahlung (Neuschnee reflektiert 90% der einfallenden Sonnenstrahlung), noch durch Wärmeleitung von darüber liegenden milden und trockenen Luftschichten. Bei hoher relativer Luftfeuchte erfolgt hingegen ein Wasserdampftransport von der Luft zur Schneeoberfläche. Bei dieser Phasenumwandlung wird Energie frei, welche zu einer Erwärmung der oberen Schneeschichten führt. So wird bei Schlechtwetter und hoher relativer Luftfeuchte die Schneedecke angefeuchtet und deren Oberflächentemperatur nähert sich der Lufttemperatur an. In klaren Nächten verliert die Schneedecke durch langwellige Wärmeabstrahlung viel Energie und kühlt stark aus, am meisten bei trockener Luft und schwachem Wind. Auch die Verdunstung von der Schneeoberfläche (Sublimation genannt) führt zu einer weiteren Abkühlung. Die Schneeoberfläche ist dann viel kälter als die darüber liegenden Luftschichten. So kann die Frostgrenze, also die Höhe in der die Schneeoberfläche friert, deutlich tiefer liegen als die Nullgradgrenze der Luft. Bei Schlechtwetter nähern sich beide an. Die negative Energiebilanz der Schnee-

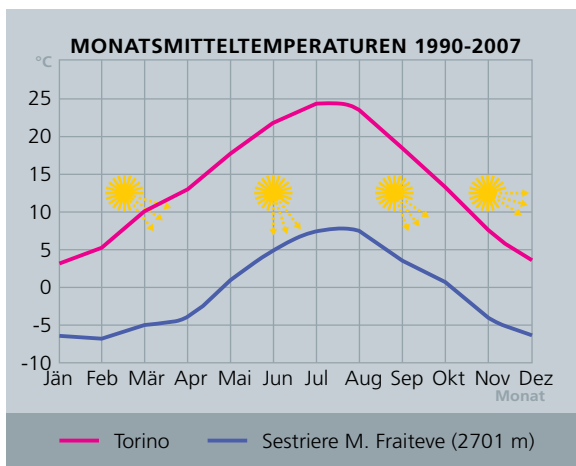


Abb.6  
Mittlerer jährlicher Tagesgang der Temperatur in der Ebene und auf einem Berggipfel

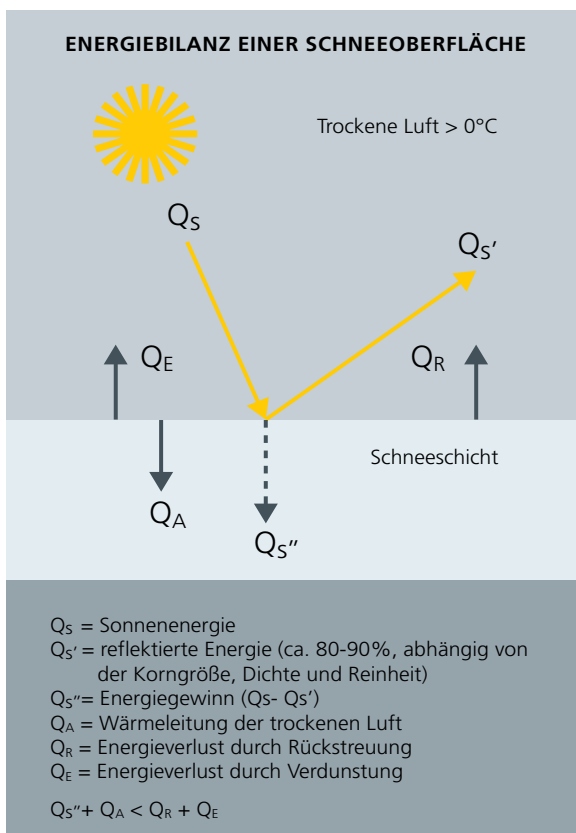


Abb.7  
Energiebilanz einer Schneeoberfläche

Auf der gegenüberliegenden Seite: die Farben der Jahreszeiten in den Bergen



oberfläche im Winter ermöglicht den Fortbestand der Schneedecke, auch wenn die Lufttemperatur über Null Grad ansteigt. Der Schnee konserviert sich sozusagen von selbst. Im Frühjahr wird die Energiebilanz hingegen positiv und die Schneedecke wandelt sich schneller um.

## **DIE LUFTFEUCHTIGKEIT**

### **DEFINITION UND MESSVERFAHREN**

Die Luftfeuchtigkeit ist ein Maß für die Menge an Wasserdampf in einem Luftpaket und verhält sich proportional zur Temperatur. Gewöhnlich wird in der Meteorologie die relative Feuchte angegeben. Sie ist das Verhältnis zwischen der effektiv vorhandenen und der bei konstanter Temperatur und konstantem Druck maximal möglichen Menge an Wasserdampf in einem Luftpaket. Ist ein Luftpaket übersättigt, d.h. es sind mehr Wasserdampfmoleküle vorhanden als es aufnehmen kann (z.B. durch Verdunstung vom Boden oder von einer Wasseroberfläche), dann kommt es zur Kondensation. Unter Kondensation versteht man den Übergang von der gasförmigen in die flüssige Phase. Bei diesem Phasenübergang wird Energie freigesetzt, man spricht dabei von latenter Wärme. Die Luftfeuchte wird mit einem so genannten Hygrometer gemessen, welches zwei Meter über Grund aufgestellt wird. Als Verhältnis zwischen zwei Mengen wird die relative Luftfeuchte in Prozent angegeben (0 bis 100 %).

### **WIE VERHÄLT SICH DIE LUFTFEUCHTIGKEIT?**

Die relative Feuchte ist von der Temperatur abhängig und verhält sich zu dieser umgekehrt proportional. So nimmt die relative Feuchte bei zunehmender Temperatur ab und bei abnehmender Temperatur zu. Bei sonnigem Hochdruckwetter ist der Tagesgang der Luftfeuchte invers zur Temperatur: Vor Sonnenaufgang erreicht die Luftfeuchte ihr Maximum und am frühen Nachmittag ihr Minimum. Der Temperaturverlauf ist genau umgekehrt. Bei Regen oder Nebel steigt die relative Feuchte auf 100 %, während sie bei trockenem und sonnigem Wetter unter 20 % fallen kann. Die geringste Luftfeuchte wird im Hochgebirge während einer stabilen Hochdrucklage in den Wintermonaten gemessen (10–15 %). Wasserdampf ist in der Atmosphäre unsichtbar, erst bei einer relativen Feuchte von mehr als 95–98 % setzt Kondensation ein und es bilden sich kleine



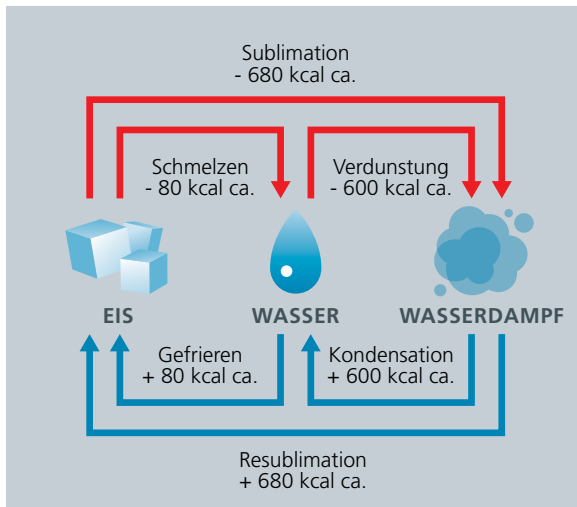
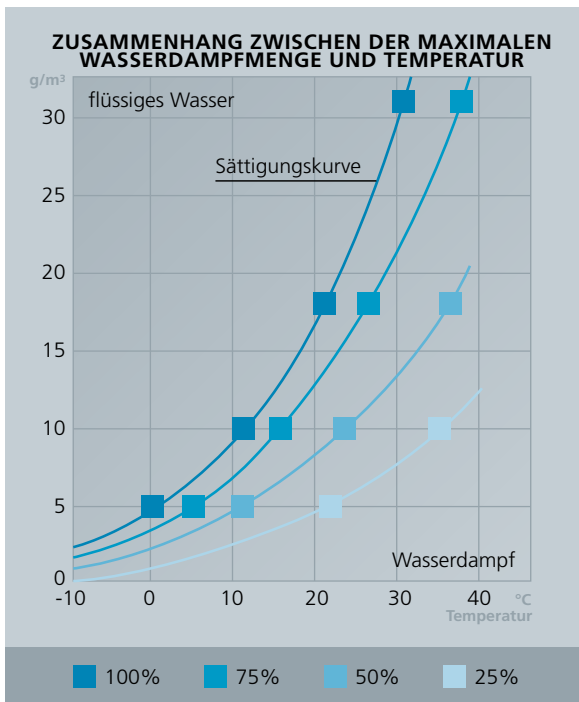


Abb. 8  
Zusammenhang zwischen der maximalen Wasserdampfmenge und Temperatur

Abb. 9  
Die Phasenübergänge des Wassers und der dazugehörige latente Wärmeaustausch bezogen auf 1 kg bei 0°C

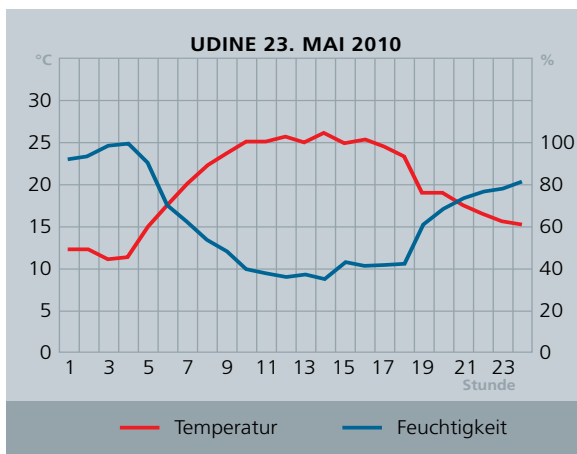


Abb. 10  
Typischer Tagesgang der Temperatur und Luftfeuchte

Auf dem Foto gegenüber: Ein Bild das die Aggregatzustände des Wassers gut zeigt.

Auf der gegenüberliegenden Seite: Die Schneeoberfläche in Kontakt mit der Luft

Wolkentröpfchen, die als Nebel oder Wolken sichtbar werden. In Bodennähe variiert die relative Luftfeuchte je nach Bodenbeschaffenheit und Vegetation. Über Felswänden ist die Feuchte zum Beispiel geringer als über einem Wald. In der Nähe von Seen oder Flüssen steigt die Luftfeuchte markant an.



## DER LUFTDRUCK

### DEFINITION UND MESSVERFAHREN

Die Luftdichte und der Luftdruck sind zwei Größen, welche beschreiben wie viel Luft wiegt. Die Luftpakete werden so wie jedes andere Objekt von der Erdanziehung (Gravitationskraft) nach unten Richtung Erdmitte gezogen. Die Luft hat also ein Gewicht und konzentriert sich auf die bodennahen Schichten.

- Die Luftdichte, also ihr Gewicht auf einer Fläche von einem Kubikmeter, hängt von der Anzahl der Partikel ab. Da die Anzahl der Luftpartikel nahe an der Erdoberfläche größer ist als in der Höhe, ist die Luftdichte in Bodennähe größer. Die Luftdichte hängt außerdem von der Temperatur ab: kalte Luft hat eine höhere Dichte und wiegt mehr als warme Luft.

- Der Luftdruck ist als Kraft definiert, welche eine Luftsäule durch ihr Gewicht auf die Erdoberfläche ausübt.

Gemessen wird der Luftdruck mit einem so genannten Barometer in der physikalischen Einheit hPa (Hektopascal). Die Einheit Millibar wird heute kaum mehr verwendet. 1 Hektopascal entspricht einer Kraft von 100 Newton auf einer Fläche von einem Quadratmeter. In Meeresebene beträgt der Luftdruck standardmäßig 1013,25 hPa.

### LUFTDRUCKÄNDERUNGEN UND URSACHEN

Bei der Beobachtung des Luftdrucks ist man nicht so sehr an den absoluten Werten, sondern vielmehr am zeitlichen und räumlichen Verlauf interessiert. Räumlich ändert sich der Druck sowohl in der Horizontalen als auch vertikal (mit der Höhe).

### Änderung in Raum und Zeit

Der Luftdruck ist nicht stationär, sondern ändert sich in Zeit und Raum in Abhängigkeit von meteorologischen Systemen wie Tief- und Hochdruckgebieten.

- Begibt man sich von einem kräftigen Tief in ein Gebiet, das von einem ausgedehnten stabilen Hoch beeinflusst wird, so kann der Luftdruck von 950 auf 1050 hPa ansteigen.

- Analog kann sich der Luftdruck an einem fixen Ort, innerhalb weniger Stunden um mehrere Hektopascal ändern. Diese Schwankungen sind vorwiegend an großräumigen Drucksystemen gebunden (im Gebirge auch 10 bis 20 hPa bei einem Wettersturz), aber auch die täglichen Druckschwankungen tragen im geringeren Maße dazu bei (nur wenige hPa).

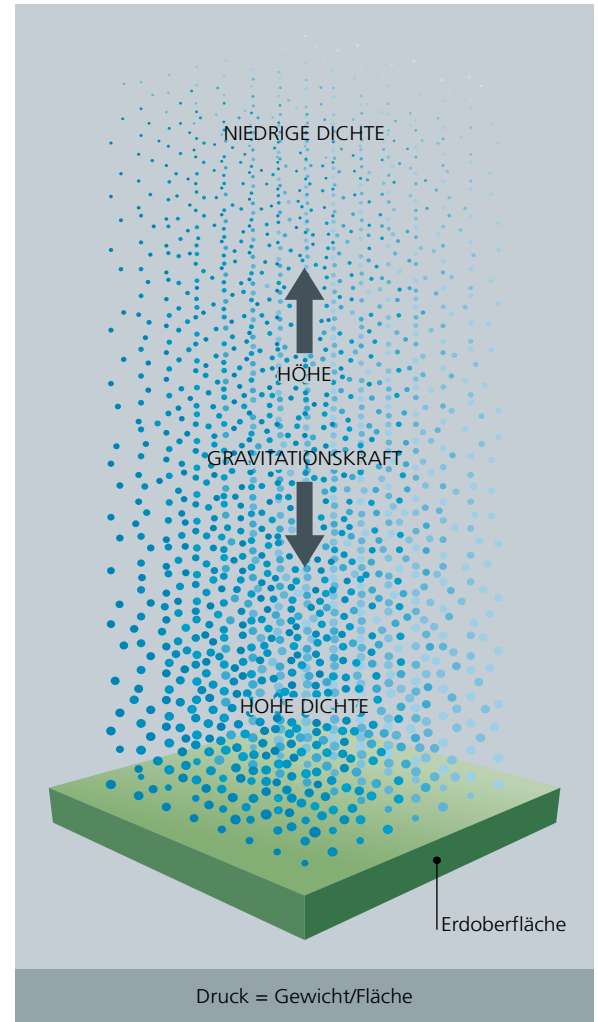


Abb. 11  
Vereinfachte  
Darstellung:  
Luftdichte und  
Luftdruck

Abb. 12  
Einige typische  
Werte für den  
atmosphärischen  
Druck in Bodennähe

Standarddruck	1013	hPa
Atlantisches Tief	980 - 920	hPa
Mittelmeertief	995 - 990	hPa
Hurrikan	< 900	hPa
Sommerliches Hoch	1020	hPa
Winterliches Hoch	1035 - 1040	hPa
Sibirisches Hoch	1060	hPa

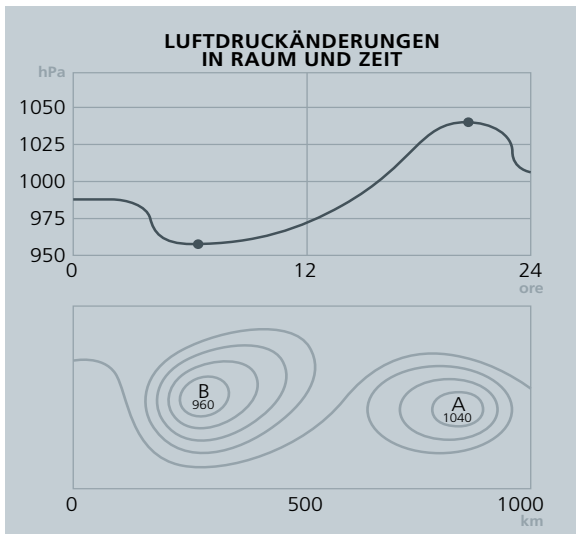


Abb. 13  
Luftdruckänderungen  
in Raum und Zeit

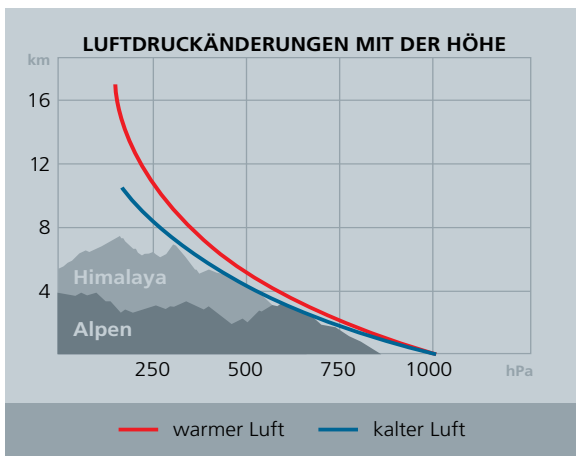


Abb. 14  
Luftdruckänderungen  
mit der Höhe in  
kalter und warmer  
Luft

eine Luftdruckabnahme von 9,3 hPa je 100 m.

- In kalter Luft (diese ist dichter und wiegt mehr) nimmt der Luftdruck mit der Höhe stärker ab als in warmer Luft, da in diesem Fall mit zunehmender Höhe der Luftsäule mehr „Gewicht“ weggenommen wird.

## Der Höhenmesser

Der Höhenmesser ist ein Messinstrument, das im Gebirge verwendet wird, um die Höhe über Meeressniveau zu bestimmen. Dabei handelt es sich um nichts anderes als um ein Barometer, das über die standardisierte Beziehung zwischen Luftdruck und Meereshöhe letztere bestimmt. In der Realität ist, wie wir im vorherigen Kapitel gesehen haben, die Luftdruckabnahme mit der Höhe nicht konstant. So ist es ratsam, den Höhenmesser während einer Bergtour öfters zu eichen, in dem man einer Wanderkarte die Höhenangaben entnimmt. Bleibt man an einem fixen Punkt (zum Beispiel auf einer Berg-hütte), so kann der Höhenmesser als Barometer verwendet werden. Eicht man den Höhenmesser bei der Ankunft mit der genauen Höhe und stellt man nach ein paar Stunden fest, dass der Zeiger gefallen ist, dann bedeutet dies, dass der Luftdruck in der Zwischenzeit gestiegen ist.

## DER WIND

### DEFINITION UND MESSVERFAHREN

Alle Luftbewegungen an der Erdoberfläche werden als Wind bezeichnet. Beschrieben wird dieser über seine Geschwindigkeit (Intensität oder Stärke genannt) und Richtung. Spricht man in der Meteorologie von Wind, so meint man gewöhnlich den Wind auf einer horizontalen Fläche. Die Vertikalkomponente des Windes spielt vor allem bei Gewittern, sowie in Tief- und Hochdruckgebieten eine bedeutende Rolle. Der Wind entsteht als Ausgleichsbewegung zwischen einem Gebiet mit hohem Luftdruck (wo die Luftdichte hoch ist) und einem Gebiet mit niedrigem Luftdruck (wo die Luftdichte gering ist). Die Natur ist stets bestrebt Druckunterschiede auszugleichen, so entsteht ein Lufttransport von Hoch- zu Tiefdruckgebieten. Auf die Luftbewegungen wirken folgende Kräfte:

- Die Corioliskraft, die durch die Drehbewegung der Erde entsteht, lenkt auf der Nordhalbkugel alle sich bewegenden Objekte nach rechts ab.

## Änderung mit der Höhe

Der Luftdruck ändert sich mit der Höhe, da er als Gewicht einer Luftsäule definiert ist, das auf die Erdoberfläche wirkt. Verringert sich die Höhe der Luftsäule, so wird auch ihr Gewicht kleiner.

- Die Luftdruckabnahme mit der Höhe verläuft nicht konstant, weil auch die Luftdichte und –feuchte mit der Höhe nicht konstant abnehmen. An der Erdoberfläche nimmt der Luftdruck je 100 m um ca. 12 hPa ab, ab 1500 m Höhe um ca. 10 hPa, ab 3000 m ca. 8 hPa und ab 10 km Höhe um 2-3 hPa. Im Mittel ergibt sich

- Die Reibungskraft an der Erdoberfläche. Vor allem Gebirge haben durch ihre Vertikalerstreckung eine sehr große Wirkung auf Luftströmungen. Der Wind ist das Ergebnis der Interaktion dieser Kräfte.

## Windstärke

Die Windstärke oder –geschwindigkeit wird mit dem Anemometer gemessen und in der physikalischen Einheit Meter pro Sekunde ausgedrückt. Häufig erfolgt auch eine Umrechnung in die geläufige Einheit Kilometer pro Stunde ( $1 \text{ m/s} = 3,6 \text{ km/h}$ ). Da der Wind zeitlich stark variiert, besonders im Gebirge, werden die Momentanwerte stets gemittelt. In der Regel berechnet man das Windmittel eines 10-Minuten-Intervalls. Den maximalen Wert in diesem Zeitraum bezeichnet man als Windböe. Dieser Maximalwert kann drei Mal so hoch sein wie die mittlere Windgeschwindigkeit.

Abb. 15  
Die Entstehung des Windes

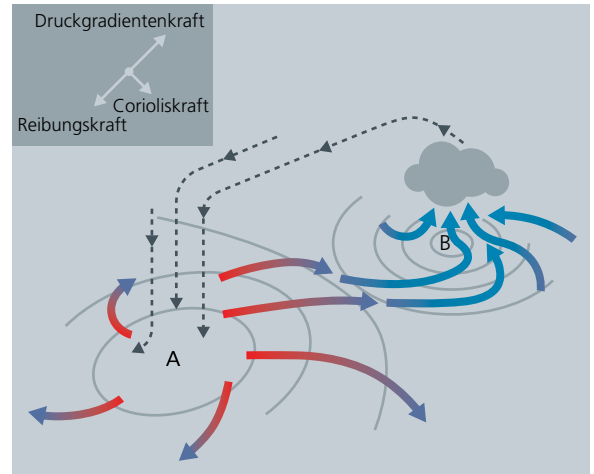


Abb. 16  
Schematische Darstellung der Luv- und Leeseite

## Windrichtung

Die Windrichtung ist die Himmelsrichtung aus der eine Luftmasse strömt. Sie wird mit einer Windfahne ermittelt und als Gradzahl der Kompassrose angegeben.  $0^\circ$  bedeutet Nord,  $90^\circ$  Ost,  $180^\circ$  Süd und  $270^\circ$  West. Spricht man von Westwind, so meint man, dass sich die Luft von West nach Ost bewegt. In der Praxis verwendet man zwei Systeme, um die Windrichtung anzugeben.

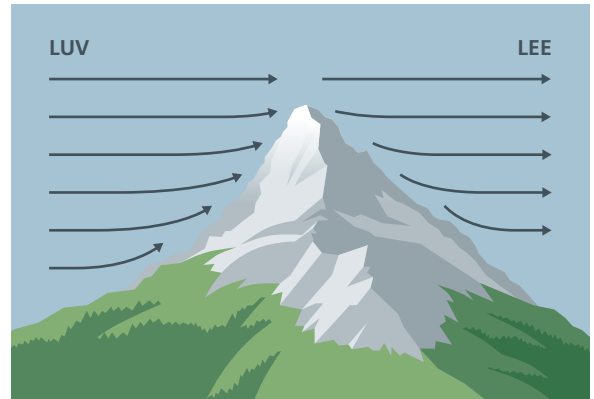
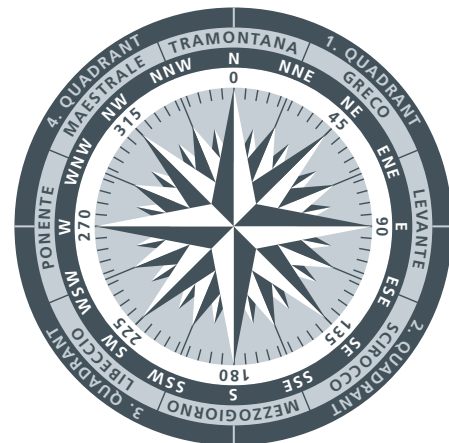


Abb. 17  
Die Windrose

Auf der Seite gegenüber:  
Schneeverfrachtungen bei starkem Nordwind

- Man unterteilt sie in Quadranten (Nord, Ost, Süd, West) oder Oktanten (N, NO, O, SO, S, SW, W, NW)
- Man ordnet jeder Windrichtung einen Namen zu, der sich vom Ursprung der Luftmasse ableitet (zum Beispiel Scirocco für Südwind).

Auf den Bergen bezeichnet man die dem Wind zugewandte Seite als „Luv“ und die dem Wind abgewandte Seite als „Lee“. Bei Nordwind zum Beispiel liegt Südtirol im Lee und Nordtirol im Luv der Alpen.







# TIEFS, HOCHS UND FRONTEN

## DIE SONNE ALS MOTOR FÜR ALLE VORGÄNGE IN DER ATMOSPHERE

Die primäre Energiequelle für alle Vorgänge in der Atmosphäre ist die Sonne. Da die Sonnenstrahlen am Äquator senkrecht auftreffen und an den Polen nahezu waagrecht, wird die Erdoberfläche ungleichmäßig erwärmt. Die Tropen erhalten mehr Sonnenenergie als die Pole und heizen sich deshalb stärker auf. Durch die atmosphärische Zirkulation werden diese Unterschiede über Luftströmungen ausgeglichen. Warme Luft strömt vom Äquator Richtung Pol, kalte Luft von den Polen Richtung Tropen. Ohne diesen Energieaustausch wären die Tropen viel wärmer und die Pole viel kälter als sie tatsächlich sind. Um diesen Wärmetransport zu ermöglichen, gerät die Atmosphäre in „Bewegung“. In mittleren Breiten, wo unsere Alpen liegen, treffen kalte polare Luftmassen, die sich nach Süden bewegen auf warme, subtropische Luft, welche nach Norden strömt. Durch die Rotation der Erde werden die Luftströmungen dabei nach rechts, also auf der Nordhalbkugel nach Westen abgelenkt. So bilden sich in der Atmosphäre großskalige Strömungen, so genannte planetare Wellen, welche die gesamte Erde umspannen. Man spricht in diesem Zusammenhang auch von der Westwindzone in den mittleren Breiten.

## DYNAMISCHE UND THERMISCHE HOCH- UND TIEFDRUCKGEBIETE; DER WIND

### DEFINITION UND ENTSTEHUNG

Ein dynamisches Hoch (zum Beispiel das Azorenhoch, siehe Seite 48) entsteht durch die Advektion warmer Luftmassen. In Hochdruckgebieten strömt die Luft in der Höhe zusammen (Konvergenz), sinkt anschließend großräumig ab (Kompression)



Auf dem Foto nebenan: Eine Warmfront nähert sich den Alpen

und sammelt sich in Bodennähe, wo sie auseinander strömt. Ein Hochdruckgebiet ist somit ein Gebiet hohen Luftdrucks an der Erdoberfläche. In einem warmen Hoch nimmt der Druck mit der Höhe nur wenig ab, da es sich um warme Luft mit geringer Dichte handelt.

Die Advektion von kalten Luftmassen führt zur Bildung dynamischer Tiefdruckgebiete (zum Beispiel das Islandtief, siehe Seite 49). In einem Tief hat man in hohen Luftschichten Divergenz (ein Auseinanderströmen der Luft). Diese Divergenz verursacht eine Konvergenz (Zusammenströmen) in Bodennähe und ein großräumiges Aufsteigen von Luft. Ein Tief ist somit ein Gebiet tiefen Luftdrucks an der Erdoberfläche. Da es sich um kalte Luft mit hoher Dichte handelt, nimmt der Luftdruck mit zunehmender Höhe stärker ab.

Es gibt aber auch Tiefs und Hochs die einem thermischen Entstehungsmechanismus zugrunde liegen und deshalb eine unterschiedliche vertikale Struktur aufweisen. Ein thermisches Hoch (zum Beispiel das Sibirische Hoch, siehe Seite 48) entsteht durch die Anreicherung sehr kalter Luftmassen in Bodennähe.

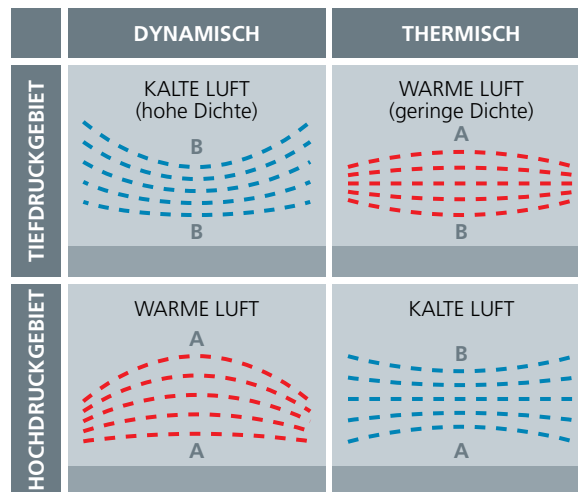


Abb. 18 Vertikalstruktur von dynamischen und thermischen Tiefs und Hochs

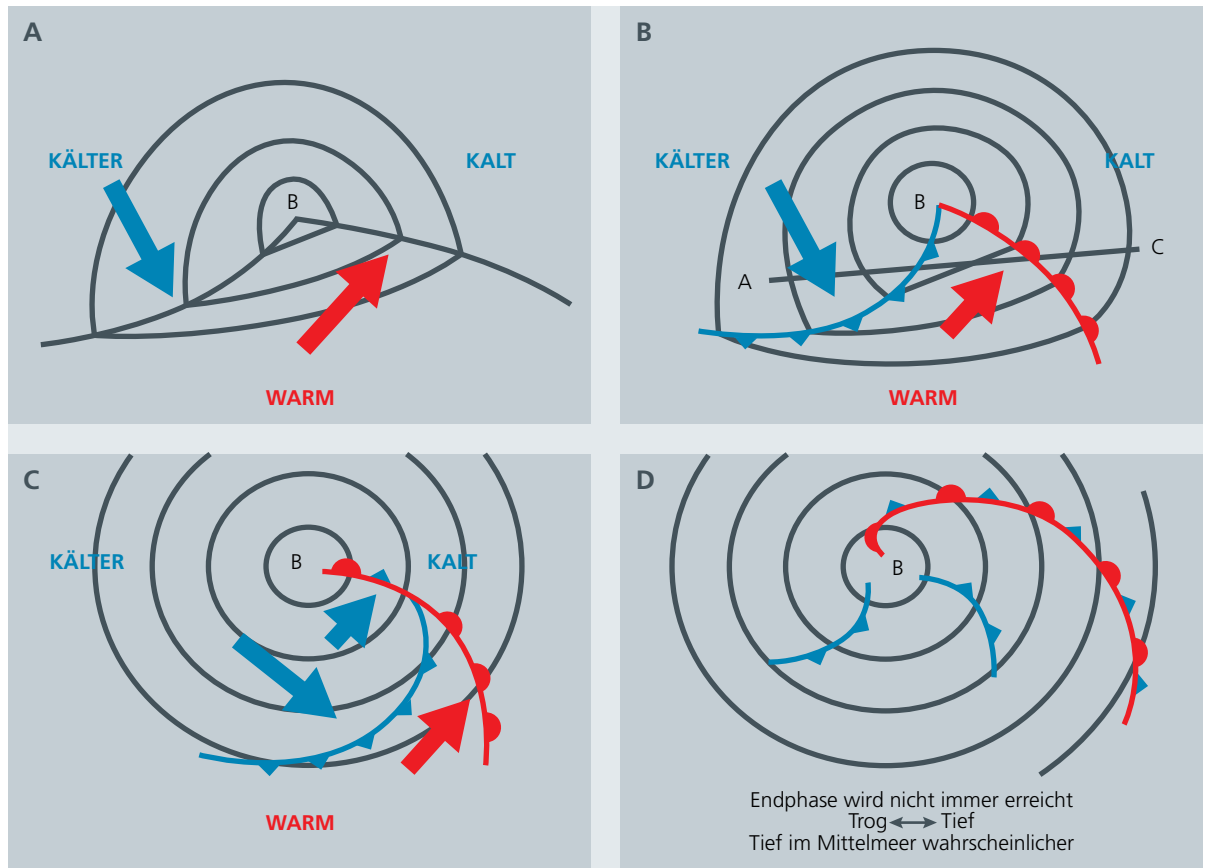


Abb. 19  
Die Entstehung  
eines  
Frontensystems

Diese verweilen lange genug über ein Gebiet und führen zu einem großräumigen Anstieg des Luftdrucks.

In einem kalten Hoch nimmt der Druck mit der Höhe stark ab, da sich die Luft mit der höchsten Dichte in Bodennähe befindet. So hat man über einem kalten Hoch in hohen Luftschichten tieferen Druck.

Ein thermisches Tief entsteht durch eine starke Erwärmung der Luftmassen in Bodennähe, dabei beginnt der Luftdruck zu sinken. Warme Luft hat eine geringe Dichte, daher nimmt der Luftdruck mit zunehmender Höhe nur wenig ab. Über einem warmen Tief liegt daher in hohen Luftschichten ein Hoch.

Die Natur versucht stets Luftdruckunterschiede auszugleichen. Der Wind entsteht als Ausgleichsströmung zwischen Gebieten mit hohem und niedrigem Luftdruck. Dabei wird Luft aus dem

Hoch in ein Tiefdruckgebiet transportiert, das sich „aufzufüllen“ beginnt (siehe Seite 19). Durch die Erdrotation und Reibungskraft an der Erdoberfläche drehen sich Hochdruckgebiete auf der Nordhalbkugel im Uhrzeigersinn und Tiefdruckgebiete im Gegenuhrzeigersinn.

## DIE FRONTEN ENTSTEHUNG, STRUKTUR UND AUSWIRKUNGEN

Eine Front ist als Grenze zwischen zwei oder mehreren unterschiedlich temperierten Luftmassen definiert. Der Luftmassenwechsel wird häufig von Niederschlägen, Änderungen des Luftdrucks, der Feuchte und, je nach Intensität, von starkem Wind und einer Winddrehung begleitet. Fronten sind meist an Zyklenen



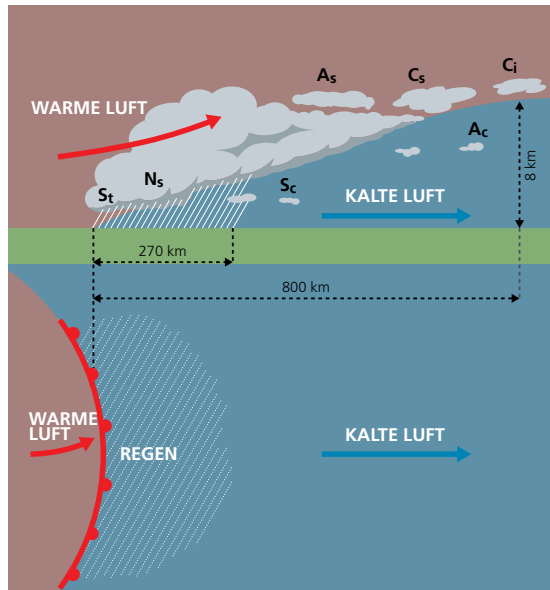
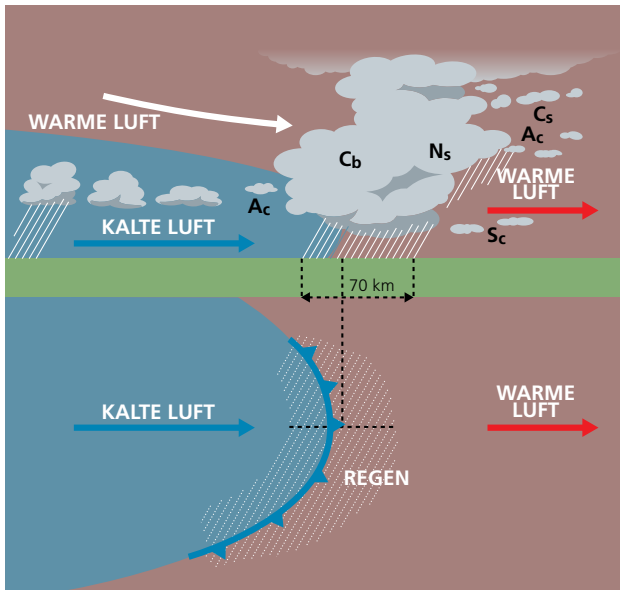
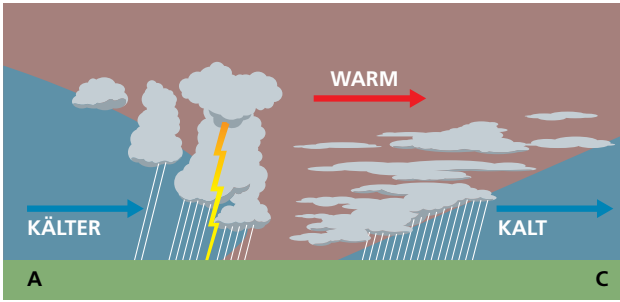


Abb. 20  
Vertikalschnitt  
eines  
Frontensystems  
(Ausschnitt B der  
Abb. 19)

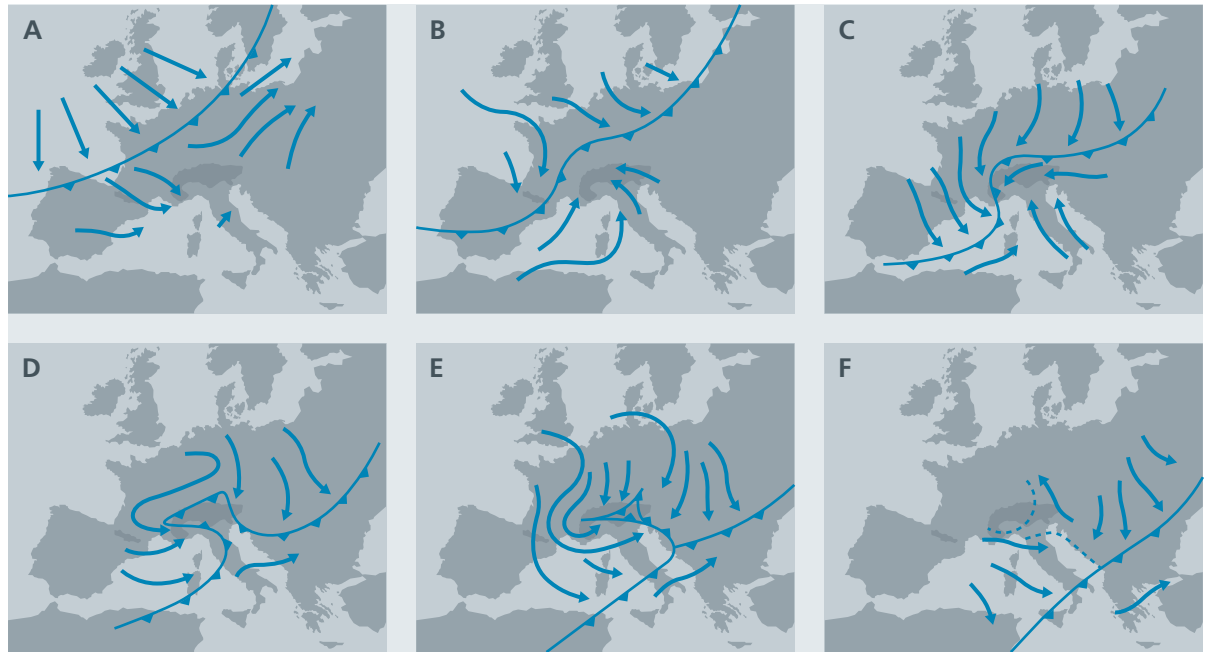
Abb. 21  
Vertikal- und  
Horizontalansicht  
einer Kaltfront

Abb. 22  
Vertikal- und  
Horizontalansicht  
einer Warmfront



Auf den Fotos:  
oben die  
Annäherung einer  
Warmfront,  
nebenan eine  
Kaltfront

Abb. 23  
Kaltfrontdurchgang  
aus Nordwesten im  
Alpenraum



gebunden und verlagern sich mit der vorherrschenden Strömung. Bevorzugt treten sie im Bereich einer Frontalzone auf: Die so genannte Polarfront erstreckt sich als Grenzbereich zwischen polarer Kaltluft und subtropischer Warmluft rund um den Globus. Zunächst verläuft die Grenze zwischen warmer und kalter Luft relativ gleichmäßig. Um ein Gleichgewicht zu erhalten, wird vom Äquator warme Luft Richtung Pole und von den Polen kalte Luft Richtung Tropen transportiert. Dadurch entstehen so genannte Verwellungen (planetare Wellen). Dort wo die kalte Luft vorankommt, spricht man von Kaltfront, im anderen Fall von Warmfront (Ausschnitt A der Abb. 19). Wo die zwei Fronten aufeinander treffen, entsteht eine Drehbewegung der Luft (Ausschnitt B). Da sich kalte Luft im Allgemeinen schneller bewegt als warme, holt die Kaltfront in der Regel die Warmfront ein (Ausschnitt C). Dabei wird der gesamte Warmsektor gehoben und am Boden schiebt sich die kalte unter die weniger kalte Luft. Man spricht in diesem Fall von einer Okklusionsfront. In der Folge beginnt sich das Tief aufzulösen, weil es von der Westströmung entkoppelt wird und sich langsam auffüllt (Ausschnitt D). Die Polarfront wird in der Folge wieder zonaler und ein neuer Zyklus kann beginnen. Abb. 20 zeigt den Querschnitt

durch eine Kalt- und Warmfront. Die zwei Fronten sind sehr unterschiedlich: Die Warmfront hat eine fast geradlinige Oberfläche und ist mit der Höhe geneigt, die Kaltfront ist hingegen stark nach vorne gewölbt.

### Die Warmfront

Bei einer Warmfront gleitet warme Luft über der kalten auf, da erstere eine geringere Dichte hat und leichter ist (siehe Abb. 22). Beim Aufsteigen dehnt sich die Luft aus und kühlt sich ab. Der Wasserdampf kondensiert und es bilden sich stratiforme (schichtförmige) Wolken (siehe ab S. 52), die anfangs nur dünn, in der Folge aber immer kompakter werden. Die ersten Wolken die an einer Warmfront auftauchen nennt man Cirren. Anschließend folgen der sogenannte Cirrostratus, Altostratus und schließlich Nimbostratus. Im Warmsektor hinter der Front finden wir Stratocumuli. Die Niederschläge, die aus einer Warmfront fallen sind zunächst schwach, anschließend zunehmend stärker und stratiform (gleichmäßig). Während eines Warmfrontdurchgangs bleibt der Wind in der Regel schwach und die Temperaturen steigen nach dem Regen an.

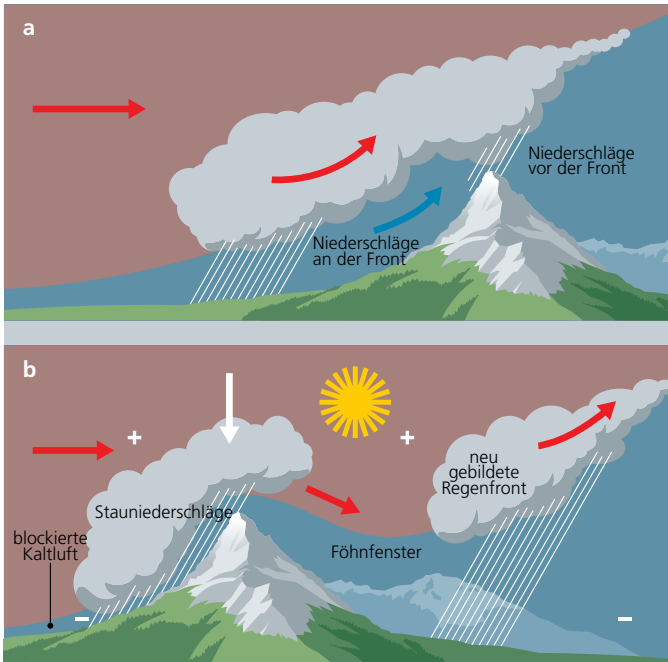


Abb. 24  
Darstellung eines  
Warmfrontdurchgangs  
in den Alpen

Auf den Fotos:  
Oben eine Warmfront,  
nebenan eine  
Kaltfront

Abb. 25–26  
Interaktion einer  
Kaltfront mit den Alpen

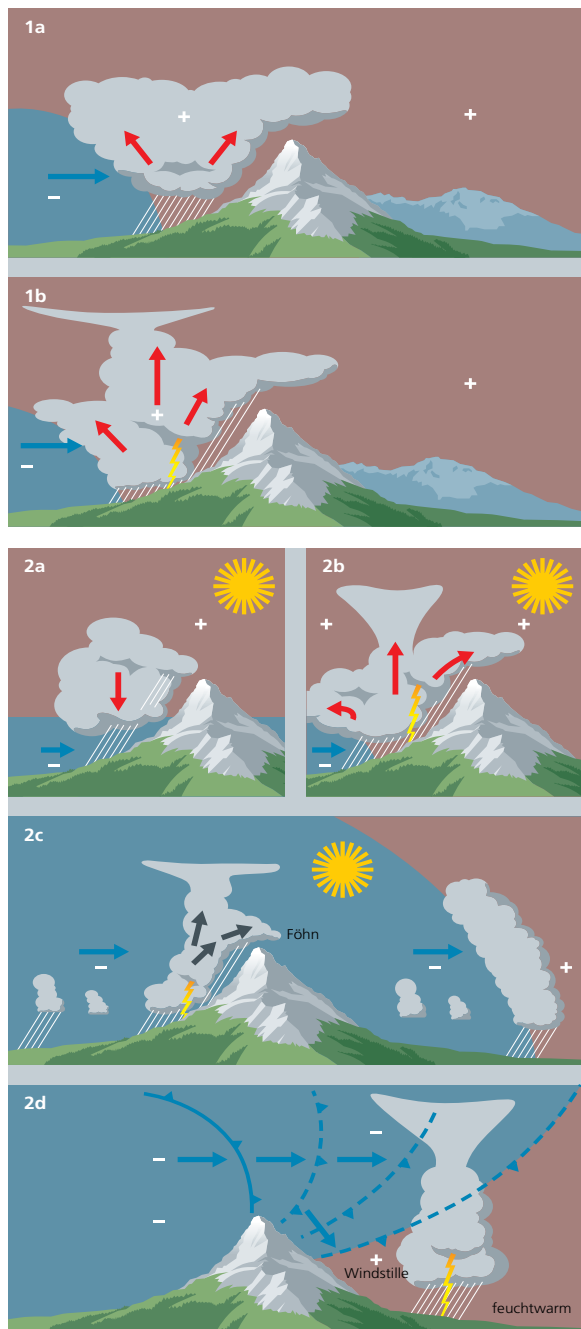
Abb. 25  
Die Kaltfront nähert sich  
einer Gebirgskette an.  
1a) stabile Luftmasse:  
Verdichtung der Wolken,  
kräftige Niederschläge  
(Winter)

1b) labile Luftmasse:  
Entstehung von  
Gewitterclustern  
(Sommer)

Abb. 26  
Die Kaltfront steigt an  
der Gebirgskette auf  
und überquert diese.  
2a–b) Kaltluftkörper  
ist niedriger als der  
Gebirgskamm: a) bei  
stabiler, b) bei labiler  
Luftmasse. In beiden  
Fällen bleiben die  
Niederschläge auf einer  
Seite der Gebirgskette.

2c) Kaltluftkörper  
ist höher als die  
Gebirgskette, in der  
Höhe weht starker  
Wind: auf der  
Luvseite des Gebirges  
Niederschläge, auf der  
Leeseite Föhn.

2d) Kaltluftkörper  
ist höher als die  
Gebirgskette, in der  
Höhe weht schwacher  
Wind: auf der Luvseite  
Niederschläge, auf der  
Leeseite hohe Labilität  
mit Gewitter.



## Die Kaltfront

Bei einer Kaltfront schiebt sich die Kaltluft wie ein Keil unter die warme, da erstere eine höhere Dichte hat und schwerer ist. Dabei wird die warme Luft stark gehoben (siehe Abb. 21). Die in der Regel feuchte, warme Luft dehnt sich dabei aus und kühlt ab. In der Folge kommt es zur Kondensation und es bilden sich so genannte Cumulonimbuswolken (siehe ab S. 52). An einer Kaltfront entstehen besonders im Sommer Regenschauer und Gewitter. Die Niederschläge sind meist stark und ungleichmäßig in Form von Schauern (konvektiv). Bei Durchgang einer Kaltfront frischt der Wind in der Regel auf und die Temperaturen sinken.

## SPEZIALFÄLLE

### Die Fronten im Sommer

Im Hochsommer, wenn die Luftmasse stark erwärmt ist, kann sich ein Frontensystem anders auswirken als in der kalten Jahreszeit. Ist die Luft sehr warm, braucht es viel Wasserdampf, um das Kondensationsniveau zu erreichen. Oft reicht die Menge an Wasserdampf dafür nicht aus und eine Warmfront macht sich kaum bemerkbar, außer durch dünne hohe Wolkenfelder. Eine Kaltfront wirkt sich in der warmen Jahreszeit hingegen viel stärker aus.

Im Sommer, wenn der europäische Kontinent viel Wärme speichert, nehmen kühle atlantische Luftmassen in der Regel die Merkmale einer Kaltfront an.

### Die Fronten in den Alpen

Auf dem europäischen Festland wird die atmosphärische Zirkulation von den Alpen maßgeblich beeinflusst. Abb. 23 zeigt den typischen Fall einer Kaltfront, die bei der Überquerung der Alpen stark modifiziert und eingebremst wird (auch bis zu 24 Stunden verzögert). Der Niederschlag staut sich an die Nordalpen, während die kalte Luft die Alpen umfließt, einerseits durch das Rhonetal und andererseits am östlichen Alpenrand. Sammelt sich die Kaltluft südlich der Alpen (siehe Ausschnitt E), dann sind extreme Wetterphänomene möglich, im Sommer z.B. schwere Gewitter mit Hagel und manchmal sogar Tornados. In der warmen Jahreszeit kommt es vor, dass die durch das Gebirge deformierte und eingebremste Kaltfront, die Alpen zuerst in der Höhe überquert und später erst am Boden.

Somit lagert in der Höhe für einige Stunden sehr kalte Luft, während in Bodennähe noch heiße und feuchte Luftmassen vorherrschen.

Die Abbildungen 24, 25 und 26 zeigen die verschiedenen Varianten eines Kalt- oder Warmfrontdurchgangs in den Alpen.





# TYPISCHE METEOROLOGISCHE PHÄNOMENE DER ALPEN

## STABILITÄT UND LABILITÄT WAS VERSTEHT MAN DARUNTER

Die Luft wird, wie wir schon gehört haben, nicht direkt durch die Sonnenstrahlung erwärmt, sondern hauptsächlich über die Wärmeabstrahlung vom Boden. So sind die bodennahen Luftschichten unter normalen Bedingungen am wärmsten. Bei zunehmender Entfernung von der Erdoberfläche nimmt die Temperatur ab und zwar ziemlich konstant (etwa um  $0,6^{\circ}\text{C}$  pro 100 Höhenmeter). In diesem Fall spricht man von neutraler Luftschichtung: Das Aufsteigen der Luftmassen wird weder unterdrückt, noch begünstigt.

Bei speziellen Wetterlagen kann sich aber auch eine andere Luftschichtung einstellen: in der Höhe kann es kälter sein als üblich und/oder am Boden wärmer (siehe Abb. 27, a) oder umgekehrt (siehe Abb. 27, c).

Im ersten Fall (a) wird das Aufsteigen der Luftmassen begünstigt, die Atmosphäre ist labil geschichtet. Im zweiten Fall werden die Vertikalbewegungen der Luft unterdrückt, man sagt die Atmosphäre verhält sich stabil.

## WIE KOMMT ES DAZU?

Trifft ein Luftpaket auf ein Gebirge, so wird es daran gehoben. Beim Aufsteigen dehnt es sich aus, da der Luftdruck mit der Höhe abnimmt und die Umgebungsluft eine geringere Dichte aufweist.

Beider Expansion kühlt sich das Luftpaket (nach dem Gasgesetz für ideale Gase) nahezu konstant ab (adiabatische Abkühlung, ca.  $1^{\circ}\text{C}$  pro 100 Höhenmeter). Erreicht das Luftpaket eine bestimmte Höhe, wo die Umgebungsluft wärmer ist, dann wird das Aufsteigen unterdrückt und die Schichtung wird stabil.

Wenn die Umgebungsluft hingegen kälter ist, wird das wärmere und somit leichtere Luftpaket immer weiter gehoben und man spricht von labiler Luftschichtung.

## WAS PASSIERT IN EINER LABILEN ODER STABILEN ATMOSPHÄRE?

Im Sommerhalbjahr sind die Luftschichten in Bodennähe, vor allem auf Südhängen, stark erwärmt und können viel Wasserdampf aufnehmen. Wenn in der Höhe nun gleichzeitig kalte Luft vorherrscht, spricht man von einer labilen Luftschichtung und das Aufsteigen der Luftmassen wird begünstigt. Der Auslösemechanismus für die Hebung der Luft kann ein orografisches Hindernis (Gebirge) oder eine Front sein.

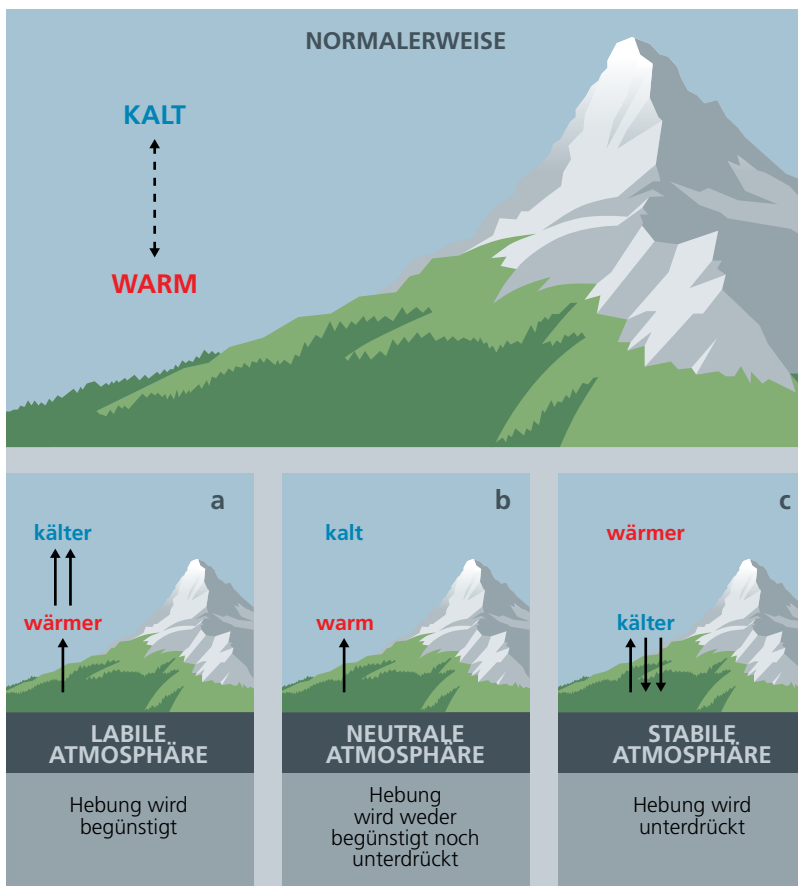
Beim Aufsteigen kommt das warme und feuchte Luftpaket in weniger dichte Umgebungsluft und dehnt sich aus. Bei der Expansion kühlt es sich ab und mit der Abkühlung kann es immer weniger Wasserdampf aufnehmen.

Der überschüssige Wasserdampf kondensiert an so genannten Kondensationskernen und es entstehen immer mehr Wassertropfen oder Eiskristalle, die als Wolken oder Nebel (siehe ab Seite 52) sichtbar werden. Wolken bestehen also aus flüssigen Wassertropfen oder gefrorenen Eiskristallen, die innerhalb der Wolken zusammenwachsen (Aggregation) und größer werden.

Wenn die Aufwinde in der Wolke die Wassertropfen oder Eiskristalle nicht mehr in der Schwebelage halten können, da sie zu schwer geworden sind, fallen sie als Regen oder Schneeflocken zu Boden.

Wenn die bodennahe Luft sehr warm und feucht ist, so kann sie durch die starke Hebung rasch abkühlen und es können sich Gewitter bilden, die zu Starkregen und Hagel führen. Bei einer stabil geschichteten Atmosphäre wird die Bildung von Wolken und Niederschlag hingegen erschwert, weil das Aufsteigen von Luftmassen und damit die Auskühlung und Kondensation unterdrückt werden.

Eine große Stabilität kann sogar ein Absinken von Luft bewirken und schließlich zu Kompression, Erwärmung und Verdunstung von Wasserdampf (Wolkenauflösung) führen. Eine stabile Atmosphäre muss aber nicht immer sonniges Wetter bedeuten, denn es kann sich eine so genannte Inversionslage mit Hochnebel oder Wolken einstellen (siehe S. 38).



## EIN HÄUFIGER SPEZIALFALL Das Gewitter

Die Entwicklung einer Gewitterzelle kann vereinfacht in drei Phasen beschrieben werden.

- Durch die Hebung feuchter und warmer Luft bildet sich eine Cumuluswolke (siehe S. 56). In ihrer Umgebung ist der Himmel zunächst noch gering bewölkt und die Sonneneinstrahlung zur Erdoberfläche stark, was die Labilität begünstigt. Die Wolke wächst wie ein „Blumenkohl“ in die Höhe, an ihrer Obergrenze bilden sich immer neue Wolkenbüschel. Innerhalb der Wolke steigt die Luft auf, es bildet sich ein so genannter Aufwind-schlauch. Vom Boden fließt warme und feuchte Luft nach, die sich beim Aufsteigen abkühlt und kondensiert. Bei der Kondensation

Abb. 27  
Labile, neutrale und  
stabile Atmosphäre

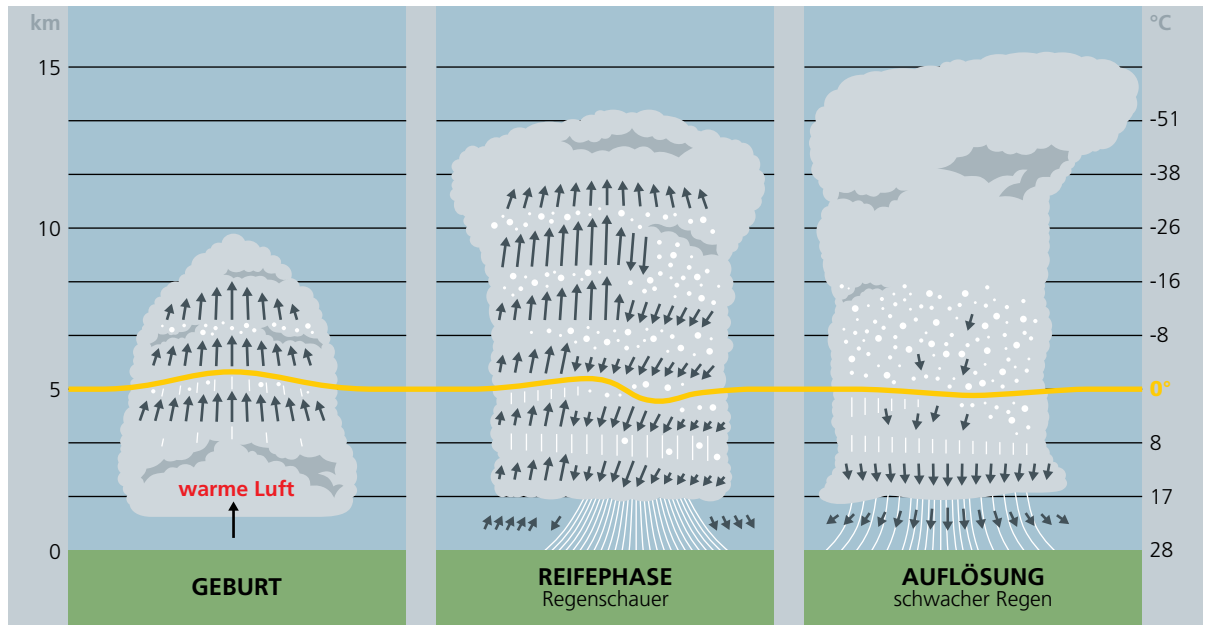


Abb. 28  
Die drei Lebenszyklen  
eines Gewitters





sation wird Wärme freigesetzt, so sind die Luftpakete in der Wolke meist wärmer als ihre Umgebungsluft und die Hebung wird weiter begünstigt. Je labiler die Atmosphäre ist, umso stärker ist das Aufsteigen. Innerhalb kurzer Zeit kann aus einer kleinen Cumuluswolke somit eine imposante Gewitterwolke entstehen. An deren Oberfläche wachsen weitere Wolkentürme in die Höhe, Niederschlag fällt in dieser Phase aber noch nicht.

- In der Reifephase des Gewitters, bildet sich in der Wolke zusätzlich eine abwärtsgerichtete Strömung, also ein Abwindschlauch aus. Im Aufwindbereich ist die Nullgradgrenze höher als im Abwindbereich. Die Gewitterwolke hat sich jetzt voll entwickelt und man bezeichnet sie als Cumulonimbus-Wolke (siehe S. 56). An ihrer Oberseite nimmt sie nun die Form eines Amboss an. Der Himmel wird jetzt auch von anderen Wolken bedeckt und an ihrer Unterseite sieht die Wolke schwarz und bedrohlich aus. In der Gewitterwolke finden Niederschlagsprozesse statt und teils starker Regen, manchmal auch Hagel fallen zu Boden. In Bodennähe können außerdem heftige Windböen auftreten und bei schweren



Gewittern sind sogar Tornados (im Alpenraum allerdings selten) möglich. Die Wolkenstruktur ist nicht mehr scharf abgegrenzt, sondern verschwommen.

- In der Auflösungsphase wird der Aufwindbereich vom Abwindbereich abgeschnitten und es strömt keine warme und feuchte Luft mehr in die Gewitterwolke nach. Damit verliert das Gewitter seinen „Treibstoff“ um sich weiter am Leben zu erhalten. Es gibt nur mehr eine abwärtsgerichtete Strömung und die Gewitterwolke löst sich auf. In der Regel breitet sich die Wolke an ihrer Oberseite horizontal in Windrichtung aus und beginnt auszufasern.

### ● Die Gewittertypen

Gewitter zählen zu den charakteristischen Wetterphänomenen der Alpen und können verschiedenen Auslösemechanismen zugrunde liegen:

- Kaltfrontgewitter - wenn sich die Kaltluft unter die warme und feuchte Luft schiebt und diese schlagartig hebt.
- Höhenkaltluft - wenn kalte Luft in der Höhe lagert, den Boden aber nicht erreicht
- Postfrontales Gewitter - wenn nach Frontdurchgang der warme Boden die Luft erneut aufheizt
- Wärmegewitter - wenn sich die bodennahe Luft im Sommer stark aufheizt.

### ● Blitz und Donner

In der Gewitterwolke entstehen durch die turbulenten Strömungen und die daraus resultierenden Zusammenstöße zwischen Regentropfen und Eiskristallen Bereiche mit negativ und positiv geladenen Teilchen. Die leichteren und positiv geladenen Eiskristalle wandern in den oberen Wolkenbereich, während die schwereren und negativ geladenen Regentropfen und Hagelkörner sich im unteren Wolkenteil ansammeln. So entsteht sowohl innerhalb der Wolke als auch zwischen zwei Gewitterwolken ein Potentialunterschied. Wenn dieser ein kritisches Limit überschreitet, dann folgt eine elektrische Entladung (Potentialausgleich), die als Blitz sichtbar wird. Wir können den Blitz sehen, da in sehr kurzer Zeit viel Licht freigesetzt wird und die Luft, durch die er sich ausbreitet, erhitzt wird. Der vom Blitz erhitzte Luftkanal dehnt sich schlagartig aus, was eine starke Druckwelle erzeugt, die als Donner hörbar ist. Licht und Schall haben unterschiedliche Ausbreitungsgeschwindigkeiten.

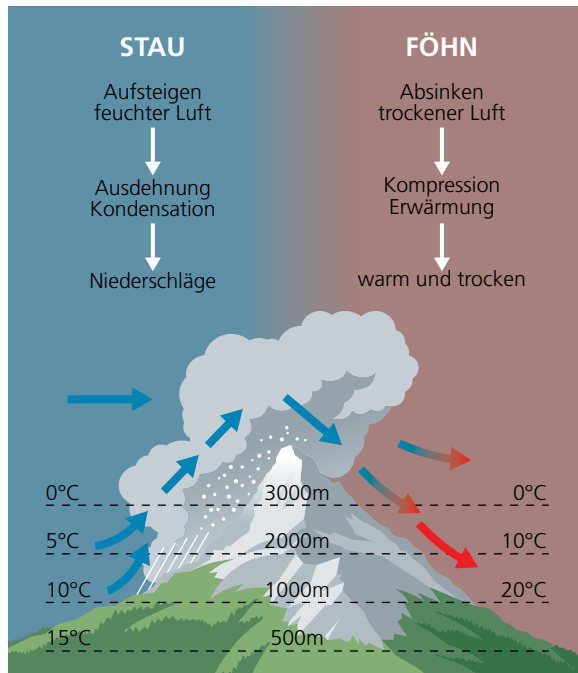


Abb. 29  
Stau und Föhn

*Auf der gegenüberliegenden Seite: Wolkenstau und Föhnmauer am Alpenhauptkamm bei Föhn*

So sieht man zuerst den Blitz, hört aber erst später den Donner. Über diesen Zusammenhang kann die Entfernung eines Gewitters abgeschätzt werden: Zählt man die Sekunden zwischen Blitz und Donner und teilt man diese durch drei, dann erhält man die Entfernung des Gewitters in Kilometern. Wenn man nach dem Blitz den Donner gar nicht hört, so befindet sich das Gewitter mindestens in einer Entfernung von 20 bis 25 Kilometern. Die Wolken-Erde-Blitze sind nur ein kleiner Teil der Blitze, die ein Gewitter produziert. Die meisten Blitze entladen sich innerhalb der Wolke oder zwischen zwei Wolken (Wolken-Wolken-Blitze).

## STAU UND FÖHN

Stau und Föhn sind typische Wetterphänomene der Alpen und aller Gebirge weltweit. Sie sind eng miteinander verbunden, müssen aber nicht unbedingt gleichzeitig auftreten. Stau und Föhn können in allen Jahreszeiten beobachtet werden, sind aber im Winter, Herbst und Frühjahr am häufigsten, wenn die Frontalzone (Bereich zwischen kalter Polarluft und warmer Tropikluft) über Mitteleuropa zu liegen kommt.

## ENTSTEHUNGSMECHANISMUS UND AUSWIRKUNGEN

### Der Stau

Wenn feuchte Luftmassen auf ein Gebirge treffen, wirkt dieses wie ein Hindernis und die Luft wird zum Aufsteigen gezwungen. Bei der Hebung dehnt sich die Luft aus, kühlt ab und kann dabei immer weniger Wasserdampf aufnehmen. Schließlich setzt Kondensation ein, d.h. der überschüssige Wasserdampf kondensiert zu Wolkentröpfchen die in Form von dichten Wolken sichtbar werden. Während sich das Luftpaket unterhalb des Kondensationsniveaus um  $1^\circ\text{C}$  pro 100 Meter abkühlt (adiabatische Abkühlung), beträgt die Abkühlung oberhalb nur mehr ca.  $0,5^\circ\text{C}$  pro 100 Meter. Bei der Kondensation wird nämlich latente Energie freigesetzt (siehe S. 16).

Oberhalb des Kondensationsniveaus bleibt das Luftpaket solange gesättigt, wie Wasserdampf vorhanden ist und es kommt zu Niederschlagsbildung. Regen und Schneefall erreichen den Boden, auch wenn sich dieser unterhalb des Kondensationsniveaus, also außerhalb der Wolken befindet.

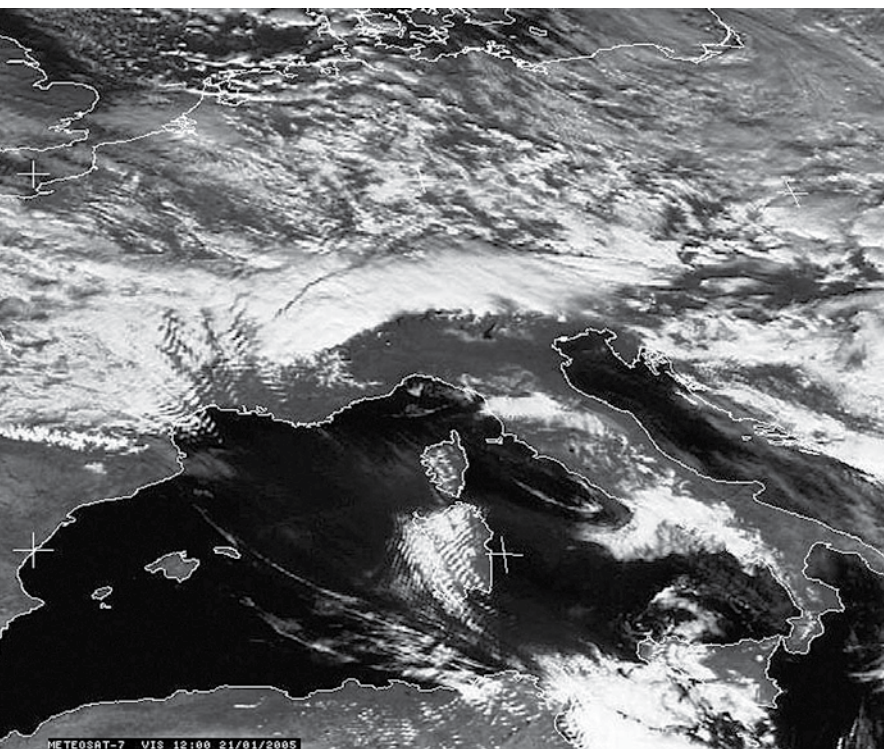
Die Intensität der Kondensation und damit die Niederschlagsmenge hängen hauptsächlich von der Anströmungsrichtung und -geschwindigkeit ab. Bei einer Strömung senkrecht zum Gebirge ist das Aufsteigen der Luftmassen am stärksten. Daneben ist aber auch der Feuchtegehalt der Luft ausschlaggebend, so erhalten beispielsweise die Voralpen mehr Niederschlag als inneralpine Gebiete. Wenn die Luftmasse sehr trocken ist, kann es sein, dass das Kondensationsniveau überhaupt nicht erreicht wird und deshalb keine Wolken- und Niederschlagsbildung einsetzt. In diesem Fall kommt es nicht zum Stau.

Der Stau im Luv eines Gebirges führt nicht nur zur Hebung der Luftmassen, sondern auch zu einem Druckanstieg, der eigentlich im Gegensatz zum bewölkten und regnerischen Wetter steht. Auf der Wetterkarte erkennt man eine solche Wetterlage an der typischen Verteilung der Isobaren (Linien gleichen Luftdrucks), die die Form einer Föhnnase annehmen.

### Der Föhn

Wenn Luft ein Gebirge überströmt, so sinkt diese auf der Lee-seite ab und wird dabei relativ trockener und wärmer. Man bezeichnet dieses Wetterphänomen als Föhn.





**Abb.30**  
*Satellitenbild einer Föhnlage in den Alpen*

Die treibende Kraft für Föhn ist eine Druckdifferenz zwischen Luv und Lee eines Gebirges. Diese Druckdifferenz kann dynamisch durch eine Strömung senkrecht zum Gebirge entstehen. Dabei stagniert potentiell kältere Luft in tiefen Schichten auf der Luvseite und potentiell warme Föhnluft sinkt aus höheren Schichten in die Täler der Leeseite. Das adiabatische Absinken führt zur Bildung eines kleinräumigen Leetiefs und verstärkt die Druckdifferenz weiter.

Föhn ist auch rein hydrostatisch ohne Dynamik möglich. Unterschiedlich temperierte Luftmassen zwischen Luv und Lee eines Gebirges können eine Druckdifferenz hervorrufen. Föhnwinde treten dann als Ausgleichströmungen unterhalb von Kammniveau auf.

Beim Absinken wird die Föhnluft im Lee komprimiert. Sie erwärmt sich dabei und hat die Fähigkeit immer mehr Wasserdampf aufzunehmen. Bei gleich bleibender absoluter Feuchte geht die relative Feuchte also zurück und der Wasserdampf

verdunstet zunehmend. Zur Verdunstung wird aber Energie benötigt, die dem Luftpaket in Form von latenter Wärme entzogen wird. Dadurch wird die Erwärmung der Luft reduziert und beträgt nur  $0,5^\circ \text{C}$  pro 100 Meter (feuchtadiabatischer Temperaturgradient).

Ist nach einer gewissen Entfernung vom Gebirgskamm nun aller Wasserdampf verdunstet, dann erwärmt sich die Luft trockenadiabatisch um  $1^\circ \text{C}$  pro 100 Meter. Es ist nämlich kein Wasserdampf mehr vorhanden der verdunstet werden könnte und demnach wird dem Luftpaket auch keine Energie mehr entzogen.

● **Der Südföhn – meist ein warmer Wind; der Nordföhn – nur relativ warm**

Auf der Leeseite bringt die Föhnluft nur eine Erwärmung mit sich, wenn die Luft, die verdrängt wird auch kühler ist als die Föhnluft. Ausschlaggebend dafür ist der Ursprung der Luftmassen. In den Südalpen kommt Föhn bei einer starken Nordströmung vor. Dabei erreichen oft kalte polare Luftmassen den Alpenraum, die sich trotz Absinken auf der Südseite der Alpen nur wenig erwärmen und so im Tal manchmal eine Abkühlung bringen.

Im Gegensatz dazu ist Südföhn auf der Nordseite der Alpen fast immer ein warmer Wind, da in diesem Fall die Föhnluft ihren Ursprung im Mittelmeerraum hat und subtropische Luftmassen heranzführt.

● **Die Föhnmauer**

Die Staubewölkung beschränkt sich nicht nur auf die Luvseite eines Gebirges, sondern erstreckt sich in einem gewissen Ausmaß über den Gebirgskamm auf die Leeseite.

Im Lee ist die Bewölkung jedoch nicht mehr so kompakt. Sie wird mit zunehmender Entfernung vom Hauptkamm durch Verdunstungseffekte immer weiter aufgelöst. Den vom Tal aus sichtbaren Bereich mit Wolken im Lee eines Gebirges bezeichnet man als Föhnmauer. Aus der Föhnmauer kann auch Niederschlag fallen, so z.B. in Gebieten die sehr nahe am Alpenhauptkamm liegen, wie z.B. das hintere Aostatal oder das Ahrental in Südtirol.

Dort wo die Alpen sehr breit sind (zwischen dem Gardasee und den Dolomiten) sind Niederschläge aus der Föhnmauer hingegen sehr selten.



### ● Der Föhn in den Alpen

Der Föhn ist umso stärker und die Erwärmung auf der Leeseite umso größer, je höher der Gebirgskamm ist, den die Luft überströmt. In den Westalpen, die eine Höhe von über 4000 Meter erreichen, ist die Erwärmung bei Föhn in den Tälern markant. In den Ostalpen, wo die Berge weniger hoch sind, fällt die Erwärmung allgemein geringer aus. Einen Spezialfall stellen die Ebenen und Becken dar. Hier ist die Föhnströmung oft zu schwach, um die schwere bodennahe Kaltluft auszuräumen. Der Föhn weht in diesem Fall nur in der Höhe und kann nicht bis zum Boden durchgreifen (siehe nächstes Kapitel).

Abb. 31  
Schematische  
Darstellung einer  
Boden- und  
Höheninversion

## DIE TEMPERATURINVERSION WAS VERSTEHT MAN DARUNTER

Gewöhnlich nimmt die Temperatur mit der Höhe ab und zwar um ca.  $0,6^\circ\text{C}$  pro 100 Meter. Speziell in der kalten Jahreszeit kann es aber zu einer Umkehr des vertikalen Temperaturgradienten kommen. So kann es Luftschichten geben, in denen die Temperatur mit der Höhe ansteigt. Diesen Zustand bezeichnet man als Inversionswetterlage (untere Luftschichten kalt, darüber warm). Die Inversionsschicht kann am Boden aufliegen oder in höheren Luftschichten vorkommen. Im ersten Fall spricht man von Bodeninversion, im zweiten Fall von einer Höheninversion.

### WIE, WO UND WANN ENTSTEHT EINE INVERSION?

#### WIE LANGE DAUERT EINE INVERSIONSWETTERLAGE?

##### Die Bodeninversion

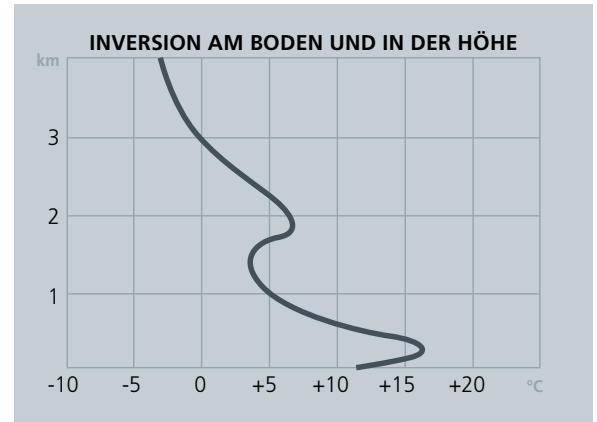
Von Bodeninversion spricht man, wenn die Temperaturzunahme in unmittelbarer Nähe zum Boden beobachtet wird. Folgende Mechanismen sind dafür verantwortlich:

- Die Ansammlung von Kaltluft in den Tälern oder auf Hochebenen (siehe Talauswind auf Seite 44). Kalte Luft ist schwerer als warme und sinkt nach unten.
- Die nächtliche Abkühlung der Luft (langwellige Ausstrahlung vom Boden), die vor allem im Winterhalbjahr und auf schneebedeckter Oberfläche stark ist. Durch die Wärmeabstrahlung verliert der Boden Energie und kühlt aus. In der Folge sinkt auch die Temperatur der darüber liegenden Luftschichten.

Beide Phänomene sind bei schwachen Windverhältnissen und in schattigen Tälern am effektivsten und können sich überlagern. Bodeninversionen treten im Herbst und Winter am häufigsten auf und können sich mehrere Tage lang halten, auch und besonders dann, wenn in der Höhe milde Luft heranströmt.

Nach Kaltlufteinbrüchen kühlt sich die Talatmosphäre oft stark aus und die Bodeninversion dauert auch dann noch an, wenn auf den Bergen bereits wieder mildere Luftmassen eintreffen.

Nimmt im Frühjahr die Sonneneinstrahlung allerdings wieder zu und erwärmt sich die Erdoberfläche, dann kommt es zur turbulenten Durchmischung der Luftschichten und die Bodeninversion löst sich auf.



##### Die Höheninversion

Von Aufgleitinversion spricht man, wenn warme Luft über einer kalten Luftschicht aufgleitet. An einer Warmfront ist dies der Fall. Solche Inversionen können in der Troposphäre öfters vorkommen, da sich die Windrichtung und somit die Luftmaseneigenschaften mit der Höhe mehrmals ändern. Dabei kommt es häufig zu mehreren, übereinander liegenden Inversionen, die eine recht komplexe Schichtungsstruktur der Atmosphäre bedingen.

Eine Absinkinversion bildet sich in einem Hochdruckgebiet, wenn Luft großräumig absinkt und dabei durch Kompression erwärmt wird. Diese Inversion entsteht meist im Bereich der atmosphärischen Grenzschicht (zwischen 1000 und 2000 m Höhe).

### AUSWIRKUNGEN EINER INVERSIONSWETTERLAGE

#### Wolken, Nebel und Dunst

Eine Inversionswetterlage führt zu typischen Wetterphänomenen. Sie bringt eine große Stabilität der Troposphäre mit sich und unterbindet jede Vertikalbewegung und Durchmischung von Luft (siehe Kapitel „Stabilität und Labilität“ auf S. 30).

- Bodeninversionen führen häufig zu Dunst- oder Nebelbildung. Wird Luft in Bodennähe stark abgekühlt, kommt es zu Kondensation. Oberhalb der Inversion präsentiert sich der Himmel dagegen meist wolkenlos.



*Oben:  
Luftaufnahme einer  
Inversionswetterlage*



*Unten:  
Hochnebschicht vom  
Boden aus fotografiert*

● Höheninversionen führen häufig zur Bildung stratiformer (schichtförmiger) Bewölkung. Unterhalb dieser Wolkenschicht sammelt sich in den Tälern feuchte und kühle Luft an. Sind mehrere Temperaturinversionen vorhanden, so können selbstverständlich auch mehrere Frostgrenzen auftreten. Das spielt für die Niederschlagsform eine bedeutende Rolle (Regen/Schnee, siehe nächstes Kapitel).

## DIE SCHNEEFALLGRENZE DEFINITION

Die Schneefallgrenze ist als Höhenlage definiert, bis zu der Niederschlag (zu mehr als 90 %) in Form von Schnee fällt. Sie muss nicht mit der Höhe übereinstimmen, wo der Schnee effektiv liegen bleibt. Meistens ist die Schneefallgrenze tiefer als die so genannte Akkumulationsgrenze des Schnees.

Die Schneefallgrenze hängt von mehreren Faktoren ab:

- von der Nullgradgrenze einer Luftmasse (in der freien Atmosphäre, siehe S. 11)
- von der Niederschlagsintensität und -dauer
- vom Vorhandensein einer Temperaturinversion oder isothermen Schicht (konstanter Temperaturverlauf mit der Höhe)
- von der Talorografie
- von der geografischen Position (Zentralalpen, Voralpen)

*Abb. 32  
Abhängigkeit der  
Schneefallgrenze von der  
Niederschlagsintensität  
und -dauer.*

*Auf der  
gegenüberliegenden  
Seite: Wolkenloser Tag  
nach einem herbstlichen  
Kaltlufteinbruch. Die  
Schneefallgrenze ist klar  
ersichtlich.*

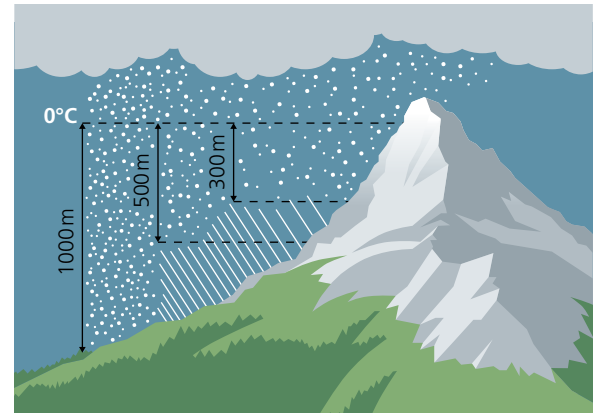
### Abhängigkeit von der Frostgrenze, Niederschlagsintensität und -dauer

Die Schneefallgrenze hängt primär von der Nullgradgrenze sowie der Niederschlagsintensität und -dauer ab. In der freien Atmosphäre erwartet man die Schneefallgrenze in den meisten Fällen unterhalb der Nullgradgrenze:

- bei leichten Niederschlägen (1-3 mm pro Stunde) ca. 200-300 m darunter
- bei mäßigen Niederschlägen (3-5 mm pro Stunde) ca. 400-500 m darunter
- bei starken Niederschlägen (> 5 mm pro Stunde) ca. 600-700 m darunter
- bei Schauern und Gewittern auch noch tiefer.

Wie lässt sich das erklären? Wenn Schnee in Luftschichten mit positiven Temperaturen fällt, beginnt er zu schmelzen. Für den Schmelzvorgang (Übergang vom festen in den flüssigen Zustand) wird Energie benötigt, die der Umgebungsluft entzogen wird (latente Wärme). In der Folge kühlt sich diese ab und die Schneefallgrenze sinkt immer weiter.

Die Abkühlung und damit auch die Schneefallgrenze hängen also direkt von der Niederschlagsintensität selbst ab. Je stärker der Schneefall ausfällt, umso stärker ist auch die so genannte Niederschlagsabkühlung. Wenn keine Turbulenz und Durchmischung der Luft stattfindet (bei Windstille), dann kann sich eine mehrere hundert Meter dicke Schicht auf 0° abkühlen



(Isothermie). Die Schneefallgrenze hängt in diesem Zusammenhang auch noch von der Niederschlagsdauer ab. Für die Niederschlagsabkühlung und die Bildung einer isothermen Schicht, ist eine gewisse Zeit nötig (mehrere Stunden). Um die Schneefallgrenze auf einer konstanten Höhe zu halten, muss der Niederschlag über eine gewisse Zeit andauern. Lässt der Niederschlag nach, so steigt die Schneefallgrenze rasch wieder an.

### Abhängigkeit von Temperaturinversionen

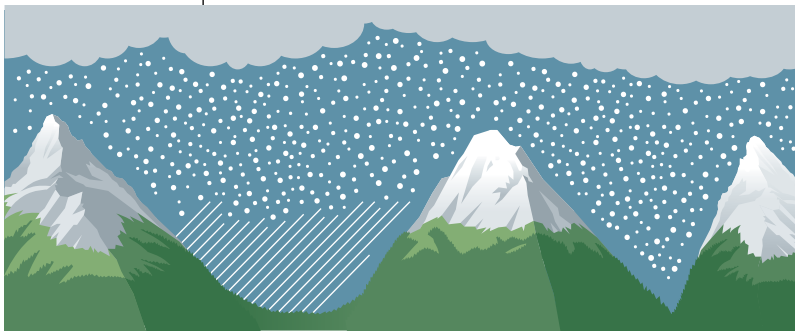
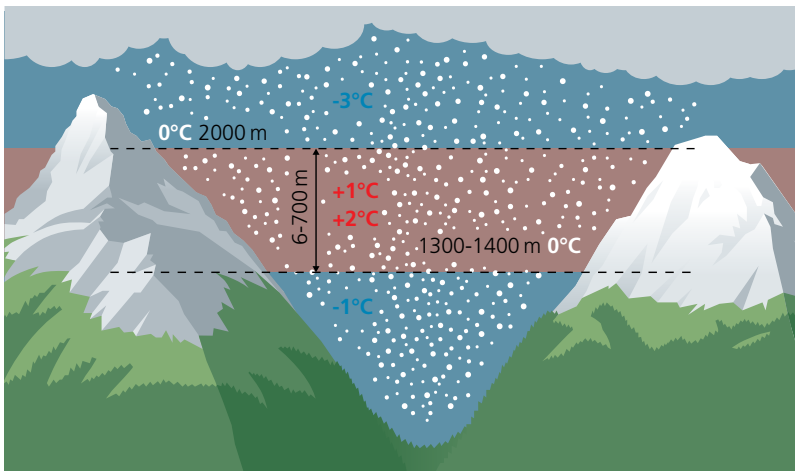
Falls im Tal eine ausgeprägte Inversionswetterlage herrscht, so ist der Zusammenhang zwischen Schneefallgrenze und Niederschlagsabkühlung nicht mehr gültig. Nach kontinentalen Kaltlufteinbrüchen kommt es in den inneralpinen Tälern oft vor, dass sich eine ausgeprägte Inversion bildet und lange hält.

In diesem Fall kann der Schneefall den Talboden erreichen, in dem er die Luftschicht mit positiven Temperaturen unbeschadet durchquert, d.h. die Dicke der warmen Schicht reicht nicht aus, um die Schneeflocken vollständig zu schmelzen. Die Schneefallgrenze kann also weit unterhalb der Nullgradgrenze liegen.

Schwacher Schneefall kann beispielsweise eine 200 bis 300 m dicke warme Schicht durchqueren ohne zu schmelzen, mäßiger Schneefall eine 400 bis 500 m dicke Schicht. Ist die warme Schicht hingegen mächtiger, so schmelzen alle Schneeflocken vollständig und es fällt Regen. Befindet sich unterhalb der warmen Schicht in Bodennähe wieder eine kalte Schicht mit negativen Temperaturen, so kann es in der Folge zu gefrierenden Regen kommen. Dabei erstarren die Regentropfen beim







Auftreffen auf dem gefrorenen Boden zu einer gefährlichen Eisschicht.

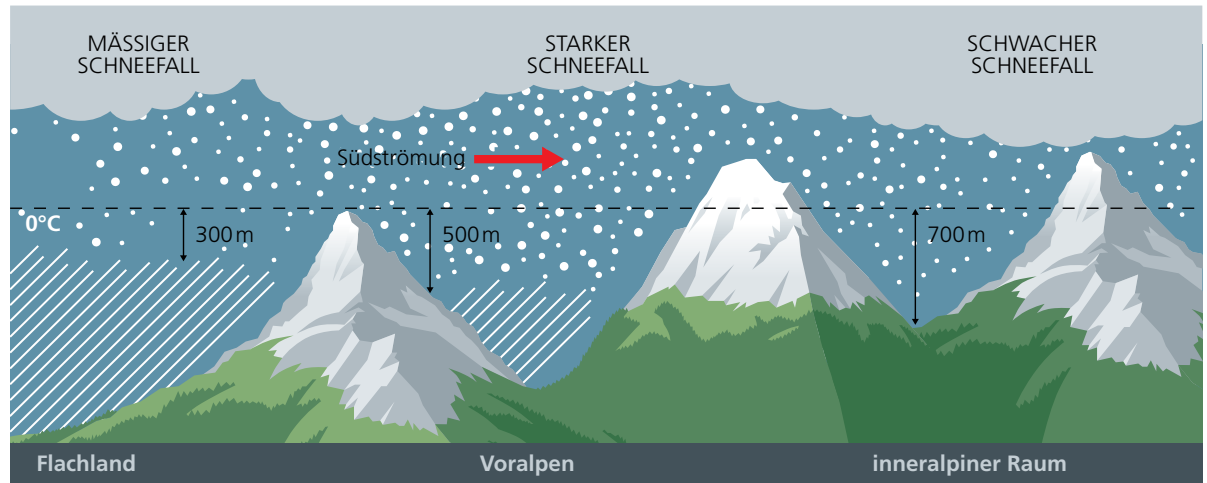
### Abhängigkeit von der Taloroografie

Die Orografie eines Tals wirkt sich erheblich auf die Schneefallgrenze aus. Enge Täler haben ein sehr kleines Luftvolumen. Die weiter oben besprochene Niederschlagsabkühlung ist hier also viel stärker und geht schneller voran. So kann die Schneefallgrenze rasch bis zum Talboden absinken. Anders in einem breiten Tal: Hier ist das Luftvolumen viel größer und die Niederschlagsabkühlung und damit das Absinken der Schneefallgrenze geht sehr langsam voran.

### Abhängigkeit von der geografischen Lage

An der Alpensüdseite ist Schneefall fast immer mit einer Südstaulage verbunden, bei der sehr feuchte und relativ milde Luftmassen herangeführt werden. Die milde Luft setzt sich zuerst in den Voralpentälern nahe der Ebene durch, während sich in den inneralpinen Tälern die Kaltluft meist noch länger halten kann. So steigt die Schneefallgrenze in den Voralpen mit einsetzendem Niederschlag rasch an, während es in den Zentralalpen noch für längere Zeit bis in die Täler schneit. Wenn die Luft von der Adria her weht, dann steigt die Schneefallgrenze vor allem in den venezianischen und friulanischen Alpen stark an, im Nordwesten Italiens (vom Gardasee westwärts) bleibt sie hingegen meist tiefer. Hier hält sich die Kaltluft am längsten.

Abhängigkeit der Schneefallgrenze:  
 Abb. 33 - von einer thermischen Inversion  
 Abb. 34 - von der Taloroografie  
 Abb. 35 - von der geografischen Lage



## DER WIND IM GEBIRGE

### DIE AUSWIRKUNGEN DER BERGE AUF DEN WIND

In der freien Atmosphäre hat die Orografie keinen Einfluss auf den Wind (siehe S. 22). An der Erdoberfläche werden die Luftbewegungen jedoch maßgeblich durch mechanische Kräfte (Reibung) und thermische Eigenschaften des Bodens (unterschiedliche Erwärmung) modifiziert.

### Einfluss mechanischer Eigenschaften des Bodens

Berge stellen für die Luftströmungen ein Hindernis dar und verändern sowohl die Windrichtung als auch die Windgeschwindigkeit. Durch die Reibung an der Erdoberfläche wird die Windgeschwindigkeit herabgesetzt.

Dies funktioniert sowohl im großen (im Fall von Gebirgsketten) als auch im kleinen Maßstab (bei einzelnen Bergen, lokalen Erhebungen).

Muss die Luftströmung eine Engstelle passieren, so beschleunigt sie sich, so wie das Wasser an einer Engstelle in einem Gebirgsfluss (bekannt als Venturi-Effekt).

Wenn der Boden schneebedeckt ist, so kann die Windgeschwindigkeit sehr stark die Sichtverhältnisse beeinflussen.



WIND-STÄRKE	INTENSITÄT	GESCHWINDIGKEIT (km/h)	GESCHWINDIGKEIT (m/s)	AUSWIRKUNGEN IM GEBIRGE UND EMPFEHLUNGEN
1	schwach	0 - 18	0 - 5	Das Taschentuch bewegt sich leicht; man spürt den Wind im Gesicht; keine Schneeverwehungen
2	mäßig	18 - 36	5 - 10	Das Taschentuch wird vom Wind gestreckt; erste Schneeverwehungen; der Wind wirkt bei einer Wanderung noch nicht störend
3	stark	36 - 60	10 - 17	Man hört den Wind pfeifen (Rauschen des Waldes, Pfeifen im Haus); große Schneeverfrachtungen; Gefahr lokaler Erfrierungen bei -10°C
4	stürmisch	60 - 90	17 - 25	Starke Böigkeit; man muss sich gegen den Wind stemmen; unregelmäßige Schneeansammlungen; über den Berggipfeln bilden sich Schneefahnen; der Wind bricht Äste ab; Gefahr lokaler Erfrierungen ab -5°C
5	Orkan	> 90	> 25	Bei einem Föhnsturm oder Sturmtief; man kommt kaum noch vorwärts; das Gleichgewicht wird stark beeinträchtigt; Gefahr vom Wind umgestoßen zu werden; enorme Schneeverfrachtungen; komplette Umverteilung des Schnees; Schäden an Gebäuden und entwurzelte Bäume; Touren im Gebirge sind nicht möglich

Abb. 36  
Windtabelle



Abb. 37  
Schematische  
Darstellung des  
Hangauf- und  
Hangabwindes

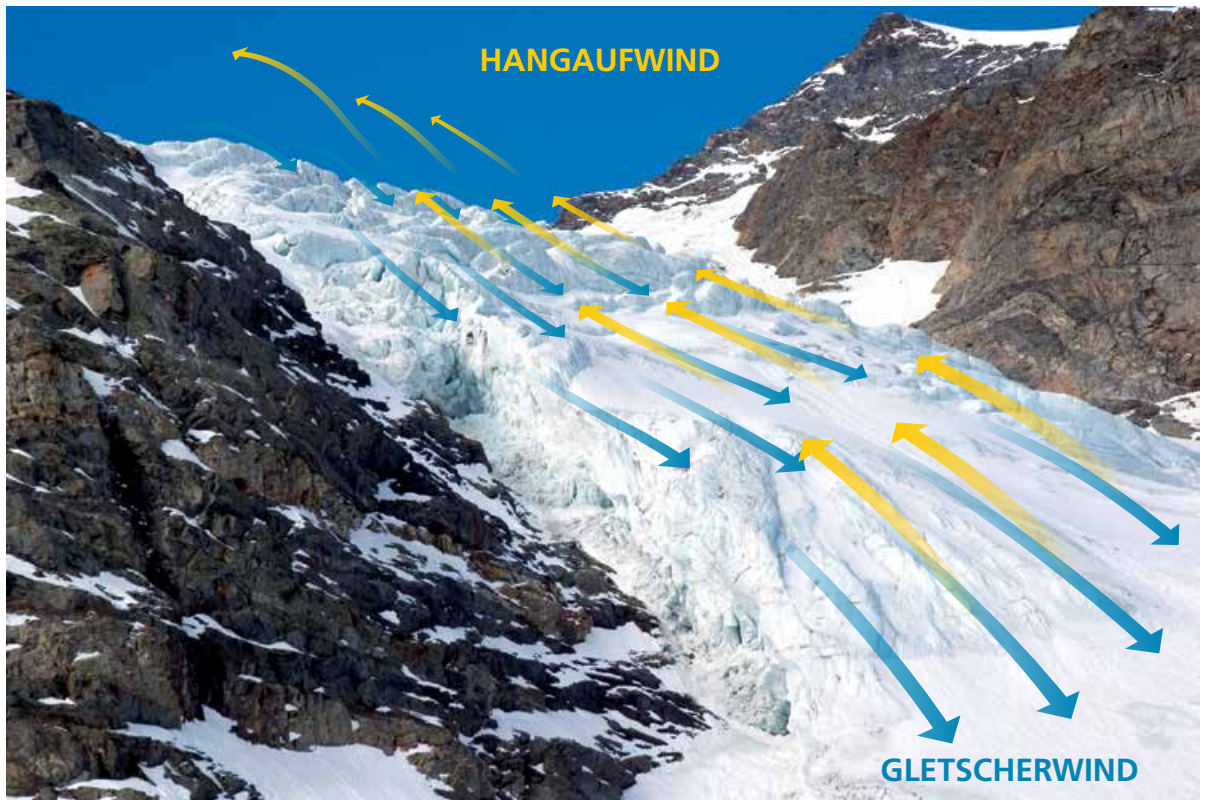


Abb. 38  
Gletscherwind

## Einfluss thermischer Eigenschaften des Bodens: Talwindsysteme

Die unterschiedliche Erwärmung des Bodens im Gebirge im Vergleich zur Ebene verursacht lokale Windsysteme, auch Talwinde genannt. Tagsüber erwärmt sich die Luft über den Berghängen viel stärker als in der Ebene und in der freien Atmosphäre. Die warmen Luftpakete sind leichter und beginnen am Gelände aufzusteigen: Es entsteht eine Strömung von der Ebene ins Tal und vom Tal Richtung Berggipfel (Taleinwind, Hangwind). In der Nacht ist es genau umgekehrt: Die Auskühlung ist am Boden viel stärker als in der freien Atmosphäre. Die kalten und somit schweren Luftpakete strömen von den Berghängen Richtung Tal und vom Tal zur Ebene (Talauswind). Der Taleinwind ist im Sommer am stärksten ausgeprägt, weil die Erwärmung und die thermischen Unterschiede zwischen Tag und Nacht in dieser Jahreszeit am größten sind. Der Talauswind ist hingegen im Winter, vor allem auf einer schneebedeckten Oberfläche, aufgrund der intensiven Wärmeabstrahlung, verstärkt.

Die Exposition der Berghänge und die dadurch veränderte Sonneneinstrahlung führen zu so genannten Hangwinden. Diese sind vor allem am frühen Morgen oder späten Nachmittag zu beobachten, wenn die thermischen Unterschiede zwischen den Berghängen und der freien Atmosphäre sehr groß sind.

Die lokalen Windsysteme bilden sich vor allem bei Strahlungswetter und sind in der Regel ein Hinweis auf ruhiges und sonniges Hochdruckwetter. Bleiben die Talwinde aus oder die Windrichtung bzw. -geschwindigkeit ändert sich plötzlich, so kann dies auf einen möglichen Wetterumschwung hindeuten.

### EIN SPEZIALFALL Der Gletscherwind

Zu den thermisch beeinflussten Winden gehört auch der so genannte Gletscherwind: Er strömt entlang der größten Neigung über die Gletscheroberfläche Richtung Tal. Der Gletscherwind entsteht durch die Abkühlung der Luft über dem kalten Gletscher. Die Luftpakete werden dadurch schwerer und beginnen abzusinken. Am stärksten ist der Gletscherwind im Sommer, wenn die Temperaturunterschiede zwischen eisbedecktem und eisfreiem Boden am größten sind. Die Intensität des Windes hängt stark von der Größe des Gletschers ab: Je größer die Eisfläche ist, umso regelmäßiger und stärker weht der Gletscherwind.





## DIE WETTERLAGEN IN DEN ALPEN

Die Natur sorgt für eine Vielfalt an Wetterlagen, die wir stark vereinfacht in Gruppen unterteilen und klassifizieren können. Das ist eine ziemlich schwierige Aufgabe, weil keine Wetterlage exakt der anderen gleicht und sich nie völlig identisch wiederholt. Wir können die Wetterlagen mit Personen vergleichen: Man kann sie klassifizieren, z.B. nach der Haar- oder Augenfarbe, aber wir finden dennoch viele Individuen, die sich nicht exakt einer Gruppe zuordnen lassen. Erhöhen wir die Anzahl der Gruppen, gelingt die Klassifizierung vielleicht besser, aber sie wird auch unübersichtlicher.

Die Klassifizierung von Wetterlagen erfolgt über die Anströmungsrichtung, genauer gesagt über die Charakteristiken der atmosphärischen Zirkulation. Vorab kann man zwischen Hoch- und Tiefdruckgebieten unterscheiden (siehe ab S.22). Innerhalb dieser beiden Hauptgruppen lassen sich zwischen einer Vielzahl an Wetterlagen unterscheiden.

### DAS HOCHDRUCKWETTER Welches Wetter herrscht bei hohem Luftdruck?

Wenn das Wetter von einer Antizyklone beeinflusst wird, haben wir am Boden in der Regel hohen Luftdruck: Wir befinden uns unter so genanntem Hochdruckeinfluss. Dabei ist das Wetter gewöhnlich sonnig und trocken.

Bei dynamischen Hochdruckgebieten strömt die Luft in der Höhe zusammen, was zu einer großräumigen Subsidenz (Absinken von Luft, siehe S. 38) führt. Während der Subsidenz wird die Luft wärmer und relativ trockener. Im Sommer setzt sich die absinkende Luft häufig bis zum Boden durch und sorgt für sonniges, warmes und stabiles Wetter. Die Bildung von Gewittern wird durch das Absinken zum Großteil unterbunden.

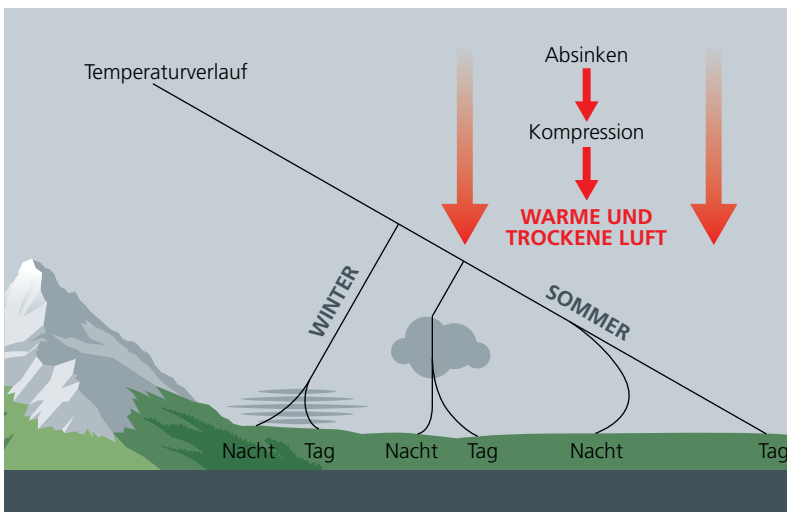
Im Winter lagert in bodennahen Schichten sehr oft kalte und somit schwere Luft (Inversionswetterlage), die durch die Subsidenz (warme und leichte Luft) nicht ausgeräumt werden kann. In dieser Inversionsschicht reichert sich Feuchtigkeit an, die oft zu Nebel oder Hochnebel führt. Wie wir sehen bedeutet Hochdruckeinfluss in den Niederungen also nicht immer „Schönwetter“. In der Höhe ist ein Hoch aber gewöhnlich mit sonnigem Wetter verbunden, hier trüben höchstens ein paar Schleierwolken den Himmel.

## Verschiedene Hochdruckgebiete und das dazugehörige Wetter

Je nach Herkunft können auch Hochdruckgebiete unterschiedliches Wetter verursachen. Nachfolgend werden die für den Alpenraum typischen Hochdrucklagen beschrieben.

### Das Zwischenhoch

Sehr oft liegt über dem Mittelmeerraum ein Hoch, während über Nord- und Mitteleuropa immer wieder Frontensysteme von West nach Ost ziehen. Diese können vorübergehend (meist für ein bis zwei Tage) auch den Alpenraum beeinflussen. Zwischen einem Frontdurchgang und dem nächsten stellt sich im Alpenraum gewöhnlich wieder hoher Luftdruck ein, in dem sich das Hoch vom zentralen Mittelmeerraum vorübergehend nach Norden ausdehnt. Ein solches Zwischenhoch führt in den Alpen meist zu sonnigem und trockenem Wetter, das sich aber nicht lange hält.



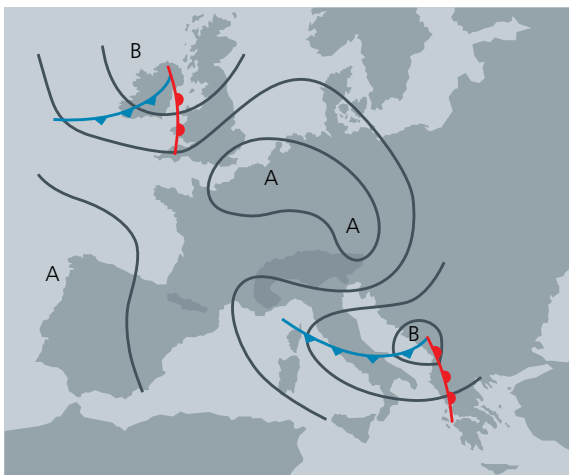
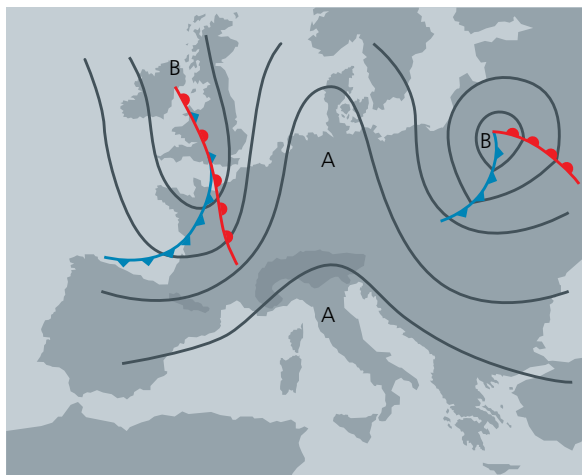
### Das postfrontale Hochdruckgebiet

An der Rückseite eines Tiefs, das den Alpenraum von Norden oder Nordwesten her überquert hat, strömt meist kalte und damit schwere Luft nach Mitteleuropa, die zu einem Druckanstieg führt. Ein solches Zwischenhoch kann sich in der Folge mit dem Azorenhoch über Westeuropa verbinden und dem Alpenraum sonniges Wetter beschern. Es bleibt solange wetterbestimmend, bis es vom nächsten atlantischen Tief abgelöst wird. Fronten aus Nord bis Nordwest führen vor allem nördlich der

Abb. 39  
Welches Wetter erwartet uns bei hohem Luftdruck?

Abb. 40  
Schematische Darstellung eines Zwischenhochs

Abb. 41  
Schematische Darstellung eines postfrontalen Hochdruckgebiets



Alpen durch Staueffekte zu Niederschlägen. Im Süden bringen diese kaum Regen oder Schneefall, hier weht oft Nordföhn. Hinter der Front stellt sich in den Alpen meist freundliches, aber relativ kühles Wetter ein. Von Nordosten her erreichen häufig trockene und kalte Luftmassen die Alpensüdseite.

#### Das Azorenhoch und das nordafrikanische Hoch

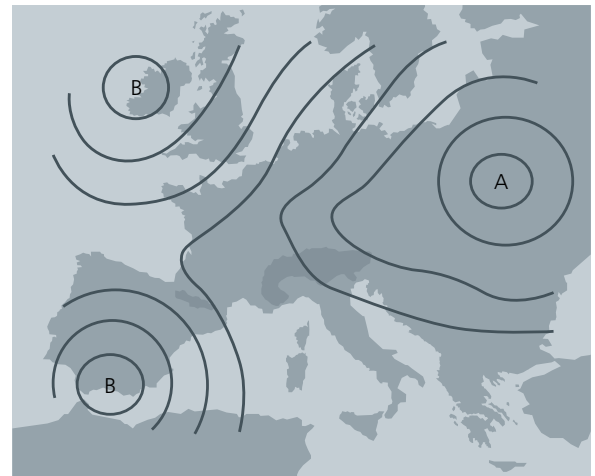
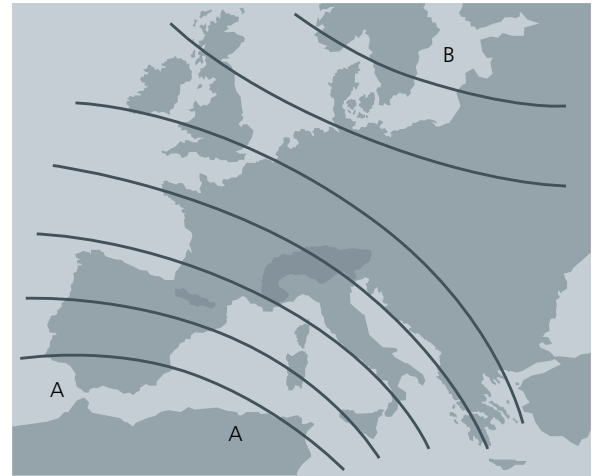
Diese Hochdruckgebiete sind jeweils dynamischen Ursprungs, werden also durch das Heranströmen warmer Luft in der Höhe gebildet. Der hohe Luftdruck breitet sich von Südwesteuropa bzw. von Nordafrika Richtung Mitteleuropa aus. Während sich die warme Luft im Sommer auch am Boden durchsetzt, können sich im Winter Inversionswetterlagen ausbilden. Dabei kommt es in den Ebenen oft zur Bildung von Nebel oder Hochnebel und einem damit verbundenen Anstieg von Luftschadstoffen.

Abb. 42  
Schematische  
Darstellung des  
Azorenhochs

Abb. 43  
Schematische  
Darstellung des  
Sibirienhochs

#### Das Sibirienhoch

Beim Sibirien- oder Russlandhoch handelt es sich um eine thermisch bedingte Antizyklone, die sich im Winter durch die Ansammlung sehr kalter Luft auf dem russischen Kontinent bildet. In den Alpen führt dieses Hoch zu trockener und kalter Witterung. Die trockene kontinentale Luftmasse verhindert meist die Bildung von Nebel oder Hochnebel.





## DAS TIEFDRUCKWETTER

In einem Tief ist der Luftdruck an der Erdoberfläche gering und nimmt nach Außen hin zu. Gewöhnlich verbindet man Tiefdruckeinfluss mit trübem und regnerischem Wetter, das muss aber nicht immer der Fall sein.

Es lassen sich zwei für uns relevante Tiefdrucksysteme unterscheiden: Tiefdruckgebiete über West- oder Nordeuropa, deren Fronten auch die Alpen beeinflussen und Tiefs, die sich über dem Mittelmeer bilden.

## Die Fronten in den Alpen

Im Kapitel Tiefs, Hochs und Fronten (ab Seite 22) wurde die allgemeine Theorie dieser Wetterphänomene erklärt. Welche Auswirkungen haben Wettersysteme aber, wenn sie auf den europäischen Kontinent treffen, der eine recht komplexe Orographie aufweist. Europa besteht aus einer Vielzahl von Halbinseln, besitzt hohe Gebirge, wie die Alpen und hat ein relativ warmes Meer im Süden des Kontinents.

Gewöhnlich bringt eine Front den Alpen „schlechtes Wetter“. Die Bewölkung und die Niederschläge sind aber regional sehr unterschiedlich verteilt. Das hängt von folgenden Faktoren ab:

- von der Anströmungsrichtung
- vom Feuchtegehalt der Luftmassen
- von der Labilität der Luftmasse (siehe S. 30).

Wenn sich eine Front von West nach Ost bewegt, dann weht an ihrer Vorderseite gewöhnlich Südwestwind. Diese mit viel Feuchte angereicherte Meeresluft führt an der Front zu Wolken- und Niederschlagsbildung. Trifft das Frontensystem auf die Alpen, so wird die Luft gehoben. Im Luv kommt es dabei zu Stauwirkungen, im Lee weht sehr oft Föhn (siehe S. 34): Stauwirkungen verstärken die Niederschläge an der Front, Föhnwind führt zu Niederschlagsauflösung. Aus diesem Grund ist die Anströmungsrichtung sehr wichtig, da mit dieser sich auch die vom Stau und Föhn betroffenen Gebiete ändern. Diese verschiedenen Anströmungsrichtungen wollen wir nun etwas näher betrachten und wir behalten uns dabei im Hinterkopf, dass unsere Frontensysteme fast immer atlantischen Ursprungs sind.

- Bei einer Front aus Nordwest (mit einem Tief über dem Nordatlantik oder Nordwesteuropa) fällt an der Alpensüdseite gewöhnlich wenig Niederschlag. Regen und Schneefall be-

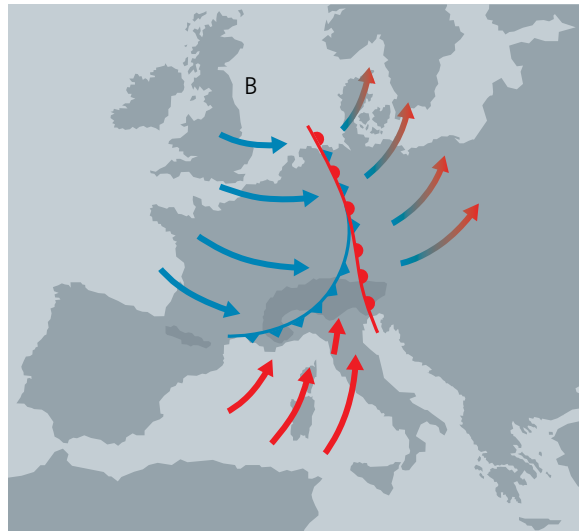
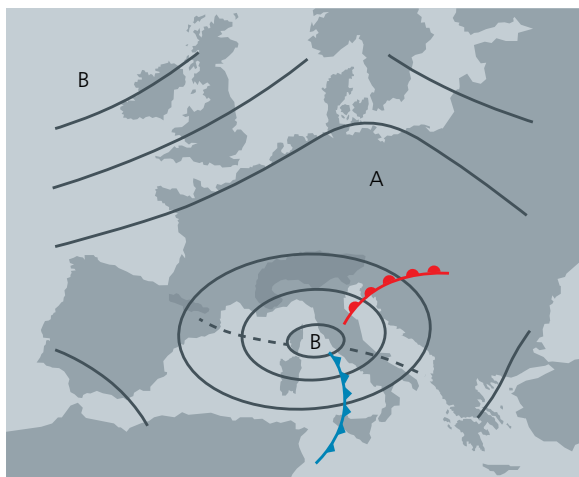


Abb. 44  
Schema eines  
Frontensystems über  
den Alpen

schränken sich meist auf den Alpenhauptkamm. Handelt es sich um eine Kaltfront, so stellt sich in den Tälern der Südalpen gewöhnlich Föhn ein.

- Eine Front aus West (mit einem Tief über dem Atlantik oder Südwesteuropa) ist in den Alpen oft mit Südwestwind verbunden. Dabei reichert sich die Luft über dem Mittelmeer mit Feuchtigkeit an und an der Alpensüdseite kommt es zu Niederschlägen.
- Bei einer Front aus Südwest (mit einem Tief über der Iberischen Halbinsel oder dem westlichen Mittelmeer) kommt es an der gesamten Alpensüdseite zu Stauniederschlägen, die in den Voralpen ergiebiger ausfallen als inneralpin. Im Winter führt diese Wetterlage sehr oft zu starken Schneefällen, vor allem wenn sich zuvor eine ausgeprägte Inversion mit kalter Luft in bodennahen Luftschichten ausgebildet hat.
- Eine Front aus Norden oder Nordosten führt nördlich der Alpen zu Stauniederschlägen, im Süden weht Nordföhn. Wenn die Strömung stark genug ist, so können die Niederschläge auch über dem Alpenhauptkamm weiter nach Süden ausgreifen (siehe Seite 35-37).
- Frontensysteme aus Süden stehen immer mit Mittelmeertiefs in Zusammenhang und bringen den Südalpen verbreitet Regen oder Schneefall
- Fronten aus Ost oder Südost kommen relativ selten vor.

Abb. 45  
Schematische  
Darstellung eines  
Mittelmeertiefs



### Die Mittelmeertiefs

Im Winter ist das Mittelmeer, im Vergleich zum Atlantischen Ozean relativ warm. Wenn kalte Luftmassen in den Mittelmeer-raum vorstoßen, dann entwickelt sich ein starker thermischer Gradient verbunden mit hoher Instabilität und Verdunstung. Es kommt zur Bildung starker Tiefdruckgebiete, die sich mit viel Feuchtigkeit aus dem Meer anreichern. Im Sommer herrscht über dem Mittelmeer hingegen oft hoher Luftdruck. Kaltluftvorstöße kommen dann nur selten vor und reichen meist nicht zur Bildung eines Mittelmeertiefs aus, sondern führen zu Gewittern. Tiefdruckgebiete über dem Mittelmeer können auf verschiedene Weise entstehen:

- Ein bereits bestehendes Tief kann sich mit der westlichen Höhenströmung vom Atlantik zum Mittelmeer verlagern.
- Wenn eine Front aus Nordwest oder Nord auf die Alpen trifft, dann teilt sie sich oft in zwei Äste auf. Der nördliche Ast beeinflusst die Alpennordseite und der südliche Ast stößt ins Mittelmeer vor, wo er die Entstehung eines neuen Tiefs begünstigt.
- Eine Front aus Nordwest zieht direkt über das westliche Mittelmeer und löst dort eine neue Zyklogenese (Tiefdruckentwicklung aus).

In den beiden letzten Fällen strömt kalte Luft über das Rhonetal zwischen Alpen und Zentralmassiv direkt ins westliche Mittelmeer, wo sich in der Folge über dem warmen Wasser ein neues Tief bildet. Viele Tiefdruckgebiete entstehen über dem Golf von Genua oder über der nördlichen Adria.

Hat sich das Tief entwickelt, so bildet es eigene Frontensysteme aus. Mittelmeertiefs sind im Vergleich zu atlantischen Tiefs sehr viel kleiner, besitzen aber eine sehr starke Drehbewegung (Vorticity). Mittelmeertiefs können unterschiedliche Zugrichtungen haben. Sehr oft verlagern sie sich vom westlichen Mittelmeer Richtung Nordosten über die Südalpen weiter nach Osteuropa (auch als Vb-Wetterlage bekannt).

Trifft ein Mittelmeertief auf die Alpen, so kommt es an der Alpensüdseite verbreitet zu Stauniederschlägen. Die regionalen Auswirkungen hängen dabei sehr stark von der genauen Anströmungsrichtung und den Eigenschaften der Front (Warmfront, Kaltfront, Okklusion) ab.

Wenn das Mittelmeertief mit seinem Zentrum über dem Golf von Genua oder weiter westlich liegt, so treffen die Fronten von Süden her auf die Alpen. Dabei kommt es in den westlichen italienischen Voralpen häufig zu starken Niederschlägen, während der Nordosten noch verschont bleibt. Mit Verlagerung des Tiefs Richtung Norden verstärkt sich der Wind über der Adria und die Niederschläge breiten sich auch auf den Nordosten Italiens aus.

Liegt das Tiefzentrum direkt über der nördlichen Adria, so kommt es in den Dolomiten häufig zu ergiebigem Schneefall oder Regen. Nach ihrer Entstehung bleiben Mittelmeertiefs meist von einer weiteren Kaltluftzufuhr abgeschlossen. In der Folge schwächen sie sich ab und füllen sich zunehmend auf.

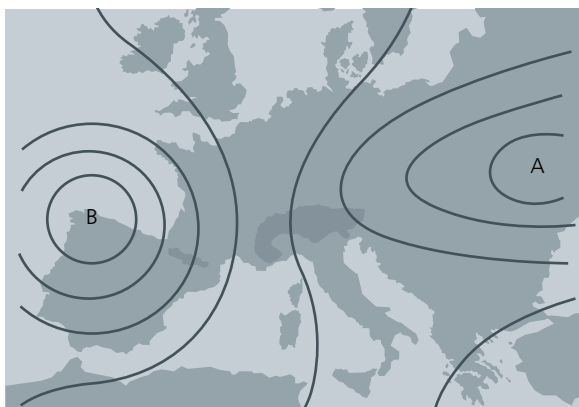


## FLACHE DRUCKVERTEILUNG (ÜBERGANGSLAGE)

Im Übergangsbereich von einem Hoch zum Tief stellt sich meist eine so genannte flache Druckverteilung ein.

### Vom Hoch zum Tief

Eine typische Übergangslage stellt im Winter jene vom russischen Hoch im Osten Europas zu atlantischen Tiefdruckgebieten (über Westeuropa) dar. Wenn ein atlantisches Tief das Mittelmeer erreicht, so gleitet warme und feuchte Meeresluft auf die kalte bodennahe Luft über dem Kontinent auf. Dabei kann es anfangs bis in tiefe Lagen schneien.



### ... und umgekehrt

Auf der anderen Seite kann nach der Auflösung eines Mittelmeertiefs eine Hochdruckbrücke entstehen, die das Azorenhoch mit dem Russlandhoch verbindet. In diesem Fall liegen die Alpen unter einer östlichen bis nordöstlichen Anströmung, mit der sehr trockene, aber vor allem im Winter kalte Luftmassen herangeführt werden.

In den Alpen kommen die tiefsten Temperaturen bei dieser Wetterlage vor. Im Sommer erreicht aus östlicher Richtung in der Regel warme Kontinentaluft den Alpenraum.

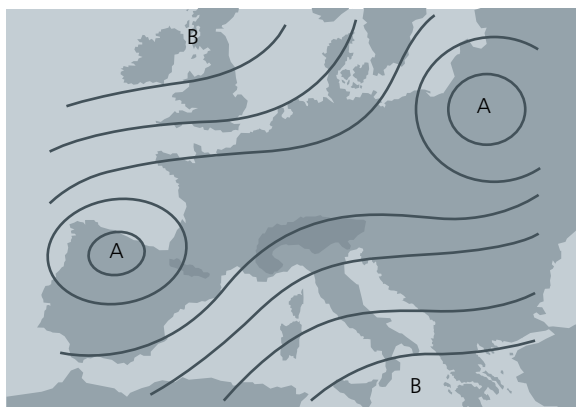


Abb. 46  
Schematische  
Darstellung der  
Übergangswetterlage  
vom Hoch zum Tief

Abb. 47  
Schematische  
Darstellung der  
Übergangswetterlage  
vom Tief zum Hoch





# DIE EIGENSCHAFTEN DER WOLKEN

## DIE WOLKENFORMEN

Wolken bestehen aus Wassertröpfchen, die durch Kondensation von Wasserdampf an so genannten Kondensationskernen (Staub- oder Gaspartikel, siehe S. 31) entstanden sind. Wenn es kalt genug ist, können sich dabei auch mikroskopisch kleine Eiskristalle bilden.

Zur Kondensation kommt es durch die Hebung der Luftpakete und die damit verbundene Abkühlung.

Diese Hebung kann von einem orografischen Hindernis (Stau, siehe S. 34), von einem Frontensystem (siehe ab S. 24) oder der Erwärmung von Luft in Bodennähe bei Labilität (siehe S. 30) verursacht werden.

## DIE WOLKENKLASSIFIKATION UND DEREN METEOROLOGISCHE BEDEUTUNG

Die Beobachtung der Wolken und ihrer Entwicklung kann uns wichtige Informationen über das Wettergeschehen der folgenden Stunden geben. Um die Wolken unterscheiden zu können, werden sie nach folgenden Kriterien klassifiziert: nach der Höhe in der sie entstehen und nach ihrer Form. Man unterscheidet zwischen hohen, mittelhohen und tiefen Wolken sowie zwischen schichtförmigen (stratiformen) Wolken und Quellwolken (Cumuluswolken).

### Die hohen Wolken

Hohe Wolken entstehen im oberen Bereich der Troposphäre, zwischen 6000 Meter Höhe und der Tropopause (in 12000 bis 13000 Meter).

Aufgrund der niedrigen Temperaturen in dieser Schicht bestehen sie fast ausschließlich aus Eiskristallen. Zu den hohen

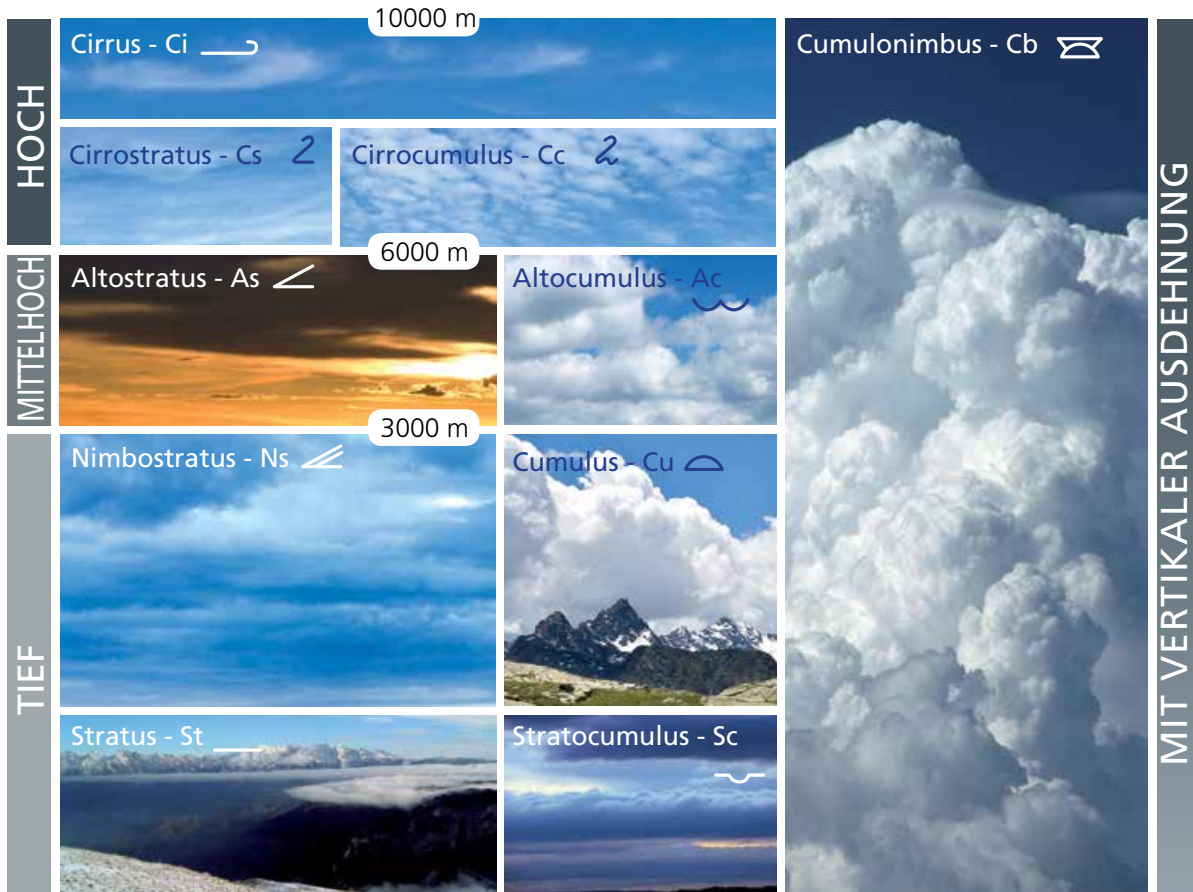


Abb. 48  
Tabelle zur  
Wolkenklassifikation

Wolken zählen nach internationaler Klassifikation Cirrus, Cirrocumulus und Cirrostratus. Aus hohen Wolken fällt kein Niederschlag.

- Cirren haben eine sehr geringe vertikale Mächtigkeit (maximal 300 bis 400 m) und lassen die Sonne durchscheinen (Schleierwolken). Eine Cirrus-Schicht, die den Himmel rasch überzieht, kann auf eine aufziehende Warmfront hinweisen. Die Anordnung der Cirren gibt auch über den Wind in der Höhe Aufschluss, der dort meist sehr stark weht.

- Cirrocumuli sind dünne weiße Flecken, Felder oder Schichten von Wolken ohne Eigenschatten, die aus sehr kleinen Wolkenteilchen bestehen. Diese Wolkenart kommt ebenfalls im Vorfeld einer Warmfront vor.

- Cirrostratus-Wolken sind feine, durchscheinende, strukturlose Wolken. Es handelt sich um faserige ausgedehnte Wolken mit großer horizontaler Erstreckung.

Sich verdichtende Cirrostratus-Wolken weisen auf eine aufziehende Warmfront hin.

### Die mittelhohen Wolken

Die mittelhohen Wolken kommen in unseren Breiten in einer Höhe von 2000 bis 6000 Meter vor. Sie bestehen zum Großteil aus Wassertröpfchen oder aus einem Gemisch von Eiskristallen und Tröpfchen.

Zu den mittelhohen Wolken zählen nach internationaler Klassifikation Alto cumulus und Altostratus.



- **Altostratus-Wolken** haben eine vertikale Mächtigkeit von 400 bis 800 Meter, können aber auch eine über 1000 m dicke Schicht bilden. Es handelt sich um weiße oder graue Felder, Flecken oder Schichten von Wolken mit Eigenschatten. Im Volksmund werden sie auch als „Schäfchenwolken“ bezeichnet.
- **Altostratus-Wolken** sind ausgedehnte und schichtförmige graue Wolken, welche die Sonne großteils oder zur Gänze abschatten. Wenn der Altostratus nach Cirrostratus-Wolken großflächig aufzieht, ist meist eine Warmfront oder Okklusion im Anzug.

### Tiefe Wolken

Die Wolkenbasis von tiefen Wolken liegt unter 2000 Meter. Diese bestehen zum Großteil aus Wassertröpfchen, im oberen Teil der Wolke kommen aber auch Eiskristalle vor.

Zu den tiefen Wolken zählen Nimbostratus, Stratocumulus und Stratus. Aus ihnen fällt häufig Niederschlag, vor allem aus dem Nimbostratus.

- Der **Nimbostratus** hat eine große vertikale Mächtigkeit. Es handelt sich um eine ausgedehnte, tiefliegende und dunkelgraue Wolkenschicht mit diffuser Unterseite, aus der anhaltender Niederschlag fällt. Die horizontale Ausdehnung des Nimbostratus erreicht dem Warmfrontverlauf entsprechend häufig mehrere hundert Kilometer Breite. Durch die Aufgleitbewegung der Warmfront ist der Nimbostratus auch in Zugrichtung sehr großflächig, was zu stundenlangem, dauerhaftem Niederschlag („Landregen“) führt. Auch vertikal gehört der Nimbostratus zu den ausgedehnten Wolkengattungen: Seine Obergrenze befindet sich in den gemäßigten Breiten in Höhen von 5 bis 10 Kilometern, wodurch kaum Sonnenlicht auf die Erde dringen kann. Dadurch hat der Nimbostratus den Status der „klassischen Schlechtwetterwolke“.

- Der **Stratocumulus** hat meist eine vertikale Mächtigkeit von 300 bis 600 Metern, kann aber auch 1000 bis 1500 Meter erreichen. Es handelt sich um so genannte Haufenschichtwolken, die fast ausschließlich aus Wassertröpfchen bestehen. Meist ist durch die Stratocumulus-Schicht der Himmel zu sehen. Stratocumulus-Wolken haben häufig eine graue Unterseite, da die Wassertröpfchen relativ viel Licht absorbieren. Im Gegensatz zum Nimbostratus fällt aus dem Stratocumulus kaum Niederschlag.



- Stratuswolken sind völlig strukturlos und bestehen aus Wassertröpfchen. Ihre vertikale Mächtigkeit beträgt meist zwischen 200 und 500 Meter. Sie kommen in den untersten Schichten der Troposphäre bei einer so genannten Inversionswetterlage vor oder bilden sich hinter einer Warmfront. Aus Stratus-Wolken fällt häufig Niederschlag in Form von Sprühregen, Eisprismen oder Schneegriesel, jedoch keine starken Niederschläge.

### **Wolken mit großer vertikaler Mächtigkeit**

Einige Wolkenarten können eine große vertikale Mächtigkeit erreichen, da sie durch starke turbulente Aufwinde gebildet werden. Diese Wolken können gefährliche Wetterphänomene und Unwetter auslösen.

Zu den Wolken mit großer vertikaler Erstreckung zählen neben dem Nimbostratus besonders Cumulus und Cumulonimbus. Die Cumulonimbus-Wolke ist immer mit Niederschlag verbunden.

*Oberhalb:  
Nimbostratus*

*Auf der  
gegenüberliegenden  
Seite: Oben Cirrus  
uncinus, unten  
Alto cumululi*



*Oben: Cumulus-Wolke  
an einem Sommertag*

In ihrer Umgebung kann es zu kräftigen Regenschauern, Hagel und Blitzschlag kommen.

- Die Mächtigkeit von Cumulus-Wolken reicht von wenigen hundert Metern bis auf über 6000 Meter hinauf. Die Wolkenuntergrenze liegt meist zwischen 300 und 4000 Meter und hängt vom Wasserdampfgehalt der Luft ab. Dieser bestimmt die Höhe, in der sich die Quellwolke bildet (Kondensationsniveau). Cumulus-Wolken bestehen zum Großteil aus Wassertröpfchen. Bei größerer vertikaler Ausdehnung kommen im oberen Teil der Wolke auch Eiskristalle vor. Cumulus-Wolken können die erste Phase in der Entwicklung zur Cumulonimbus-Wolke darstellen. Cumulus entstehen an sonnigen Sommertagen über den Bergen und werden im Volksmund als „Schönwetterwolken“ bezeichnet. Bleiben sie nur klein und isoliert, so lösen sie sich über Nacht

meist wieder auf, bevor sie sich tagsüber neu bilden. Ist die Labilität der Atmosphäre hingegen höher, so können sich Cumulus-Wolken organisieren, den gesamten Himmel überziehen und zu Niederschlägen führen.

- Cumulonimbus-Wolken werden auch als Gewitterwolken bezeichnet und sie können die größte vertikale Mächtigkeit aller Wolkenarten erreichen. Nicht selten dehnen sie sich in Höhen bis 12000 oder 14000 Meter aus. Ihre Untergrenze liegt in den Alpen meist zwischen 800 und 2000 Meter und auch ihre horizontale Ausdehnung kann beträchtlich sein. Cumulonimbus-Wolken bilden sich durch Konvektion (durch Hebung von Luftmassen in einer labil geschichteten Atmosphäre, siehe Seite 30) oder an Kaltfronten. Der Cumulonimbus besteht im unteren Teil der Wolke aus Wassertröpfchen, in den oberen Stockwer-





ken aus Eiskristallen. Im ausgewachsenen Stadium führt diese Wolke zu Gewittern mit massiven Regenschauern, Hagel und Blitzeinschlägen (siehe Seite 31).

## DIE FARBEN DER WOLKEN

Ein bewölkter Himmel kann oft besonders farbig erscheinen. In Wirklichkeit handelt es sich dabei nicht um farbige Wolken, denn diese sind immer weiß oder gräulich, da sie aus Wassertröpfchen oder Eiskristallen bestehen. Die verschiedenen Farben hängen vom Sonnenstand, dem Einfallswinkel der Sonnenstrahlung und der Form und Mächtigkeit der Wolken ab. Eine dünne hohe Wolke lässt die Sonnenstrahlung durch und erscheint uns daher hell und weiß. Eine schichtförmige Wolke lässt nur wenig Sonnenlicht durch und erscheint deshalb strukturlos und einheit-

lich grau. Eine große Cumulus-Wolke schattet die Sonne komplett ab und erscheint deshalb dunkelgrau oder sogar schwarz. Bei Sonnenauf- oder -untergang färben sich die Wolken oft rötlich ein. Die physikalische Ursache dafür ist die Streuung des Lichts in der Erdatmosphäre. Die Moleküle von Luft und Wasserdampf streuen das kurzwellige blaue Licht stärker als das rote, sodass tagsüber bei hohem Sonnenstand das Himmelsblau entsteht und in Horizontnähe, also bei Sonnenauf- oder -untergang, wegen des längeren Weges durch die Atmosphäre die rötlichen Töne überwiegen.

*Oben: Farbige Wolken bei Sonnenuntergang*

*Links: Cumulonimbus-Wolke*



## DIE WETTERGEFAHREN IM GEBIRGE

Die Wetterbedingungen beeinflussen die Umwelt und das Leben der Alpenbewohner und Menschen, die sich in ihrer Freizeit in den Bergen aufhalten. In den vorigen Kapiteln wurden die verschiedenen Wetterphänomene erklärt. Viele Naturgefahren sind im Gebirge eng mit dem Wetter verbunden und haben direkte Auswirkungen auf die dort lebenden Menschen und ihre Aktivitäten. Eine genaue Beobachtung und Beurteilung sowie Abschätzung der relevanten Gefahren kann die Sicherheit in den Bergen deutlich erhöhen. Wer die Gefahren kennt, kann sich besser an die Situation anpassen und das Risiko reduzieren. Das ist vor allem bei der Tourenplanung im Gebirge sehr wichtig. Sowohl die meteorologischen Bedingungen als auch die subjektive körperliche und seelische Verfassung beeinflussen die Gefahren im Gebirge wesentlich. Man unterscheidet zwischen direkten (Nebel, Kälte oder Hitze, Wind, Niederschläge, Sonneneinstrahlung und Blitze) und indirekten Wettergefahren (Steinschlag, Eissturz, Vereisung, Lawinen...).

### DIE SCHLECHTE SICHT BESCHREIBUNG UND URSACHEN

Auf den Bergen verändern sich die Sichtverhältnisse räumlich und zeitlich sehr stark und hängen von vielen meteorologischen Parametern ab. Die Sichtweite wird maßgeblich von Nebel, tiefen Wolken und Schneefall in Verbindung mit Wind beeinflusst. Vor allem auf kontrastarmen Oberflächen, wie z.B. einem Schneehang, kann die Orientierung bei schlechter Sicht sehr kritisch werden. Der englische Begriff „whiteout“ beschreibt eine Wettersituation, bei der die Sicht und Orientierung nach allen Richtungen stark eingeschränkt sind. Dies ist auf einer Schneeoberfläche bei diffusen Lichtverhältnissen der Fall, nämlich wenn der Himmel bedeckt ist oder auch wenn es schneit



sowie Schneeverwehungen gibt. In einer solchen Situation kann das menschliche Auge Entfernungen nicht mehr abschätzen, Konturen und Neigungen nicht mehr erkennen und verliert die Orientierung.

## AUSWIRKUNGEN

Schlechte Sicht kann:

- die Orientierung erschweren
  - die Wahrnehmung der objektiven Gefahren beeinträchtigen.
- Zwar erleichtern die technischen Geräte die Orientierung we-

sentlich, aber die Wahrnehmung von Gefahren kann damit nicht verbessert werden. Wenn sich mehrere Personen an einem Punkt aufhalten, steigt das Risiko (z.B. im Fall eines Lawinenabgangs oder auf einem spaltenreichen Gletscher).

- die Nervosität erhöhen und zu Spannungen in einer Gruppe führen
- im Fall von Nebel auch sekundäre Auswirkungen haben: die Feuchtigkeit kondensiert am Boden und erhöht die Rutsch- und Sturzgefahr (nasse Felsen, Vereisung). Damit erhöhen sich die Anforderungen an die Bergsteiger.



## HITZE, SONNE UND DEREN EINFLUSS AUF DEN MENSCHLICHEN KÖRPER

### BESCHREIBUNG UND URSACHEN

Sonniges und warmes Wetter macht den Aufenthalt in den Bergen angenehm, kann aber auch negative Auswirkungen auf den menschlichen Körper haben. Im Gebirge ist die Temperatur lokal sehr unterschiedlich. Vor allem im Frühjahr und Sommer heizt sich die Luft in windgeschützter, felsiger Umgebung mit wenig Vegetation stark auf. Diese Bedingungen können in Zusammenhang mit hoher Luftfeuchte zu einer Hitzebelastung führen und den menschlichen Körper unter Stress setzen.

Eine andere Gefahrensituation, stellt ein Luftmassenwechsel dar, der in sehr kurzer Zeit erfolgen kann.

### DIREKTE AUSWIRKUNGEN

Hitze und starke Sonneneinstrahlung können zu Muskelkrämpfen, Sonnenstich oder Hitzeschlag führen:

- Muskelkrämpfe treten besonders nach großer Anstrengung auf
- Ein Sonnenstich ist bei starker Sonneneinstrahlung in Verbindung mit Hitze möglich, unabhängig von der körperlichen Anstrengung. Kopfschmerzen, Schwindel, Appetitverlust und kalter Schweiß sind Anzeichen dafür.
- Beim Hitzeschlag spielen die meteorologischen Bedingungen und die natürliche Umgebung eine bedeutende Rolle. Er kann nach erhöhter körperlicher Anstrengung auftreten und auch vom subjektiven Befinden, wie dem Gesundheitszustand und der Akklimatisierung, abhängen.

### INDIREKTE AUSWIRKUNGEN

Eine starke Temperaturzunahme in Verbindung mit einem Anstieg der Nullgradgrenze, kann auch folgende indirekte Gefahrensituationen begünstigen:

- Steinschlag oder Eislawinen, allgemein eine Destabilisierung der Gletscher und Felsen
- Auslösung von Nassschneelawinen durch das verstärkte und rasche Abschmelzen des Schnees und der Destabilisierung der Schneedecke vor allem auf Südhängen
- Einsturz von Schneebrücken auf Gletscherspalten oder Gebirgsbächen. Diese Gefahr wird noch verstärkt, wenn zuvor

Neuschnee fällt, der die Spalten verdeckt und das Gefrieren der darunter liegenden Schneebrücken verhindert.

- Eisabbrüche in Folge von langen Hitzeperioden. Eisabbrüche kommen in regelmäßigen Abständen vor und sind von der Geschwindigkeit, mit welcher der Gletscher vorstößt, abhängig.

## DER KÄLTEINFLUSS AUF DEN MENSCHEN: DIE UNTERKÜHLUNG

### BESCHREIBUNG UND URSACHEN

Kälte, Nässe, Schneefall und Wind führen zur Unterkühlung des Körpers, die bei Überschreitung einer gewissen Grenze gefährlich werden kann. Der Wärmeverlust kann zwar teilweise mit der Sonneneinstrahlung kompensiert werden, hängt aber sehr stark von den Isolationseigenschaften der Kleidung ab.

- Kälte und Schweiß - Der menschliche Organismus verliert Wärme einerseits durch Wärmeleitung, andererseits aber auch durch die Verdunstung von Schweiß auf der Haut. Dies ist auch bei tiefen Temperaturen der Fall und vor allem bei körperlicher Aktivität.

- Regen und Schneefall - Wenn die Bekleidung nass wird, nehmen ihre Isolationseigenschaften stark ab und die Körpertemperatur sinkt rasch.

- Wind - Die Auskühlung verstärkt sich mit zunehmendem Wind. Dieser Effekt wird als „wind chill“ bezeichnet. So spielt der Wind für das Kälteempfinden eine bedeutende Rolle, da er die am Körper isolierende Luftschicht ständig entfernt.

### AUSWIRKUNGEN

Der „Wind Chill – Faktor“ ist ein Index, welcher das Temperaturempfinden in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit und Temperatur ausdrückt. Die in der Tabelle 49 markierten Werte zeigen die Temperaturen, bei welchen man in Abhängigkeit der Windgeschwindigkeit Erfrierungen an den Extremitäten riskiert. Aus der Tabelle 49 kann man ablesen, dass bei einer Lufttemperatur von -10°C und einer Windgeschwindigkeit von 40 km/h die gefühlte Temperatur -30°C entspricht. Die Fähigkeit der Kälte zu widerstehen, hängt auch von subjektiven Faktoren ab, wie der physischen Konstitution, der Fitness, dem Gesundheitszustand, der Müdigkeit und der Bewegung.

Kinder sind von einer Unterkühlung besonders gefährdet.

WCF	LUFTEMPERATUR (°C) GEMESSEN MIT EINEM THERMOMETER								
	10	5	0	-5	-10	-15	-20	-25	-30
WINDGESCHWINDIGKEIT (km/h)									
0	10	5	0	-5	-10	-15	-20	-25	-30
10	8	2	-3	-8	-14	-19	-26	-30	-36
20	3	-3	-9	-16	-22	-29	-35	-42	-48
30	0	-6	-13	-20	-28	-34	-41	-48	-55
40	-1	-8	-16	-23	-31	-38	-45	-53	-60
50	-2	-10	-17	-25	-33	-41	-48	-56	-64
60	-3	-11	-19	-27	-34	-42	-50	-58	-66
70	-4	-12	-19	-28	-35	-43	-51	-59	-67
80	-4	-12	-20	-28	-36	-44	-52	-60	-68
	Erfrierungen freiliegender Körperstellen innerhalb einer Stunde				Erfrierungen freiliegender Körperstellen innerhalb einer Minute			Erfrierungen freiliegender Körperstellen innerhalb 30 Sekunden	

## DER WIND

### BESCHREIBUNG UND URSACHEN

Neben dem Kälteempfinden wirkt der Wind auch als Kraft auf den Menschen, vor allem bei starker Böigkeit.

Im Gebirge hat starker Wind (mit mittleren Windgeschwindigkeiten von über 40 bis 50 km/h) immer eine sehr starke Böigkeit. Auf Kämmen, Kuppen und in Einschnitten hat man eine Intensivierung der Windgeschwindigkeit. Im Fall von Gewittern oder bei Föhn kann der Wind plötzlich stark zunehmen. Anhand der Zuggeschwindigkeit von Wolken lässt sich die Windgeschwindigkeit ungefähr abschätzen. Ist eine schneebedeckte Oberfläche vorhanden, funktioniert das noch besser: bei mäßigem Wind (18-36 km/h) setzen Schneeverwehungen ein, bei starkem Wind (36-60 km/h) hört man das Pfeifen des Windes und es kommt zu großen Schneeanstimmungen. Bei sehr starkem Wind (60-90 km/h) akkumuliert sich der Schnee aufgrund der turbulenten Luftbewegung an allen Expositionen. Über den Gipfeln bilden sich so genannte Schneefahren.

Abb. 49  
Der Wind Chill – Faktor

Auf der gegenüberliegenden Seite: zwei gegensätzliche Umgebungen: Hitze und extreme Kälte im Gebirge



## AUSWIRKUNGEN

- Starker Wind erschwert das Vorankommen: bei einer Windgeschwindigkeit von 70 km/h muss man sich gegen den Wind stemmen, bei 100 km/h ist es bereits schwer das Gleichgewicht zu halten. Windböen können uns zu Sturz bringen, was besonders im exponierten Gelände fatale Auswirkungen haben kann.
- Der Wind führt zu Schneeverwehungen, welche die Sicht einschränken (siehe Seite 59)
- Bei starkem Wind sinkt das Hörvermögen, so wird die Kommunikation in der Gruppe oder in Seilschaften erschwert.

## DIE ULTRAVIOLETTE STRALUNG BESCHREIBUNG UND URSACHEN

Die ultraviolette Strahlung ist das Spektrum mit der meisten Energie und stellt eine große Gefahr für den Menschen dar. Sie ist im Gebirge viel höher als auf Meeresniveau. Mit zunehmender Höhe wird die Atmosphäre immer dünner und kann somit weniger UV-Strahlung herausfiltern. Auf 2000 m ist die Einstrahlung 1,5 mal so stark wie in Meeresniveau, auf 4000 m sogar 2,5 mal. Die UV-Strahlung dringt auch durch Wolken und Nebel.



## AUSWIRKUNGEN

Die ultraviolette Strahlung ist für das menschliche Auge nicht sichtbar und der Gesundheit schädlich: Bei langer Exposition können Schäden an der Netzhaut der Augen auftreten. Die unsichtbare und wärmefreie UV-Strahlung kann zu einer Augenentzündung führen, die 6 bis 12 Stunden nach der Exposition auftritt und ziemlich schmerzhaft ist. Eine solche Augenentzündung kann im Gebirge schwerwiegende Folgen haben, da die betroffene Person ihre Selbständigkeit einbüßt.





## DIE BLITZE ENTSTEHUNG, URSACHEN UND LOKALISIERUNG

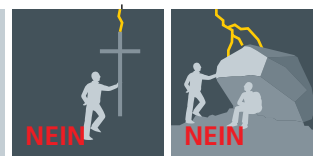
Gewitter sind im Gebirge während des Sommers häufig. Die größte Gefahr geht dabei von Blitzeinschlägen aus. Blitze sind elektrische Entladungen zwischen der Wolke und dem Boden aufgrund eines starken Potentialunterschieds (siehe Seite 31). Blitze sind eine für den Menschen ernst zu nehmende Gefahr. Im Gebirge sind Blitzeinschläge häufiger, weil die Distanz von der Wolken zum Boden kürzer ist und weil sich die elektrischen Entladungen auf exponierte Geländeformen konzentrieren. Die größte Potenzialdifferenz hat man zwischen der Wolkenuntergrenze und spitzen Objekten und genau hier ist die Blitzentladung am wahrscheinlichsten. Darum sind vor allem Gipfel, Kämme, Türme, Dächer, hohe Bäume usw. von Blitzeinschlägen besonders betroffen. Gefährdet ist man an allen exponierten Objekten im Umkreis von 30 Metern. Ein frei stehender Baum zieht den Blitz an, während man in einem dichten Wald aus Bäumen mit gleicher Höhe relativ sicher ist. Objekte mit guter Leitfähigkeit sind von Blitzschlägen ebenfalls betroffen. Hier stellt auch das Mountain Bike, vor allem oberhalb der Baumgrenze, keine Ausnahme dar.

## AUSWIRKUNGEN UND VORSICHTSMABNAHMEN

Der direkte Blitzschlag führt praktisch zum Tod, vor allem wenn der Blitz den Körper durchdringt, um sich im Boden zu entladen. Wasser reduziert die elektrische Widerstandsfähigkeit um den Faktor 100: Wenn die Kleidung nass ist, so dient auch diese als Leiter. Die Auswirkungen eines Blitzschlags auf den menschlichen Körper sind schwerwiegend: Er kann zu schweren Hautverbrennungen oder sogar zum Tod führen. Die Wahrscheinlichkeit direkt von einem Blitz getroffen zu werden ist relativ klein, aber auch die Entladungen, die sich am Boden ausbreiten sind sehr gefährlich. Diese sekundären Entladungen breiten sich oft entlang der Bergkämme aus.

Gefährlich sind vor allem Berggipfel, speziell wenn darauf ein Kreuz aus Eisen steht, aber auch Gebirgskämme, Kamine, nasse Felswände, der Eingang von Höhlen und die Nähe zu metallischen Objekten.

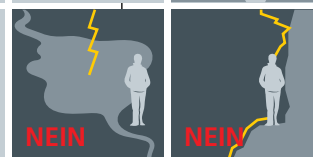
Sich von Erhebungen, Gipfeln, Bergkämmen oder anderen markanten Punkten (Kreuzen, Antennen) schnell entfernen



Nicht unter Bäumen Schutz suchen, vor allem wenn sie einzeln dastehen. Sich von diesen so weit als möglich entfernen



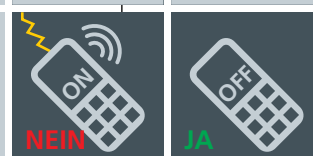
Von Wasserläufen, Seen, Bächen und von senkrechten Wänden Abstand halten



Sich mindestens 50 Meter von allen metallischen Leitern entfernen und Klettersteige auf jeden Fall meiden



Nicht das Handy benutzen



Sich am Boden mit dem Kopf zwischen den Knien zusammenkauern (nicht am Boden hinlegen)



In einer Grotte oder Höhle Schutz aufsuchen. Nicht am Eingang stehen bleiben und den Fels berühren, sondern sich so weit als möglich in die Höhle zurückziehen.





Vom Einschlagpunkt breitet sich die elektrische Ladung konzentrisch auf die Umgebung aus und dabei nimmt ihre Intensität ab. Zwischen zwei konzentrischen Kreisen baut sich also eine Ladungsdifferenz auf. Berührt man nun zwei verschiedene Punkte am Boden, so erfolgt der Ladungsausgleich durch den Körper, der eine geringere Widerstandsfähigkeit aufweist.

## **KALTLUFTEINBRÜCHE IM SOMMER** **URSACHEN**

Sommerliche Kaltlufteinbrüche sind in den Alpen nichts Ungewöhnliches. Bei einer so genannten Nordlage mit starkem Wind kann es manchmal einen regelrechten Temperatursturz geben. Aber auch in einer sternklaren Nacht mit starker Ausstrahlung kann die Abkühlung signifikant sein. Der rasche Durchzug einer markanten Kaltfront oder ein starkes Gewitter kann die Wetterbedingungen im Gebirge abrupt



verändern und zu Schneefällen, Hagel oder Graupel bis in höhere Tallagen sorgen.

## AUSWIRKUNGEN

Ein Temperatursturz in Verbindung mit feuchtem oder nassem Untergrund führt zu vereisten Steigen und Wänden; die Rutschgefahr wird deutlich erhöht. In einem solchen Fall benötigen die Bergsteiger zusätzliche Ausrüstung und angemessene Bekleidung.

## DIE LAWINEN ENTSTEHUNG UND URSACHEN

Als Lawine werden Massen von Schnee bezeichnet, die sich von Berghängen lösen und zu Tal gleiten oder stürzen. Die Auslösung von Lawinen wird maßgeblich von den Wetterbedingungen beeinflusst, da sich diese direkt auf den Aufbau und die Stabilität der Schneedecke auswirken. Die Schneedecke ist durch thermische oder mechanische Prozesse ständigen Veränderungen unterworfen, die sich auf deren Struktur und Zusammensetzung

*Oben : Zwei  
Lawinenabgänge*

*Auf der  
gegenüberliegende  
Seite: Ein  
überraschender  
sommerlicher  
Schneefall auf einer  
Alm*

zung auswirken.

Das Wetter beeinflusst die Bildung einer Lawine wie folgt:

- Die Neuschneemenge gilt als primäres Element: Je mehr Schnee fällt, umso größer ist im Allgemeinen die Lawinengefahr. Hat sich am Boden eine Schneedecke gebildet, so wird sie durch folgendes verändert:
- Die Lufttemperatur löst Umwandlungsprozesse aus, die eine Schneedecke entweder stabilisieren oder destabilisieren.
- Neuschnee kann das Gewicht, das auf einer Schneedecke lastet, erhöhen
- Regen kann eine Schneedecke aufweichen und durchfeuchten, sodass Schneeschichten abrutschen
- Durch Windeinfluss wird der Schnee auf die Leeseite von Hängen und Rinnen verfrachtet, wo sich gefährliche Schneebretter bilden können.

Die Stabilität einer Schneedecke ist zeitlich und räumlich sehr variabel und schwer zu bestimmen. Im Wesentlichen sind für die Bildung einer Lawine folgende drei Voraussetzungen notwendig:

- Eine kritische Schneemenge, die auf einer Gleitschicht liegt.
- Eine Hangneigung von mindestens 25°-27°
- Kräfte die auf eine Schneedecke wirken und höher sind als ihre Widerstandsfähigkeit.

## AUSWIRKUNGEN UND VORSICHTSMAßNAHMEN

Lawinen gehören im Winter und Frühling zu den größten Gefahren im Gebirge. Bei vollständig verschütteten Personen liegt die Todesrate zurzeit bei ca. 57 %.

Lawinen werden meist durch den Menschen selbst ausgelöst, so spielt im Gegensatz zu anderen Gefahren im Gebirge das Verhalten einer Gruppe die entscheidende Rolle.

Es ist daher wichtig:

- Potentielle Gefahren zu beobachten und zu erkennen
- Sein Verhalten anzupassen, um Lawinen nicht auszulösen (Überbelastung von gefährdeten Hängen und neuralgische Punkte meiden)
- Andere Personen nicht zu gefährden.



## LITERATURVERZEICHNIS

- Bernacca E.:** Che tempo farà, Mondadori, 1981, Milano
- Bovo S., Forlati F.:** Dalla valutazione alla previsione dei rischi naturali, ARPA Piemonte, 2005, Torino
- Bovo S., Milelli M., Pelosini R. et al.:** HYDROPTIMET - Ottimizzazione degli strumenti di previsione idrometeorologica, ARPA Piemonte, 2006, Torino
- Bruno F., La Rocca T.:** Guida pratica alla meteorologia alpina, CAI, 1997, Milano
- Cagnati A.:** Strumenti di misura e metodi di osservazione nivometeorologici, AINEVA, 2003, Trento
- Fea G.:** Appunti di meteorologia descrittiva e generale, ERSA Emilia-Romagna, 1988, Bologna
- Haltiner G. J., Martin F. L.:** Dynamical and Physical Meteorology, McGraw-Hill, 1957, New York
- Hanwell J.:** Atmospheric Processes, G. Allen & Unwin, 1980, London
- Holton J.R.:** An introduction to Dynamic Meteorology, Academic Press, 1979, New York
- Kappenberger G., Kerkmann J.:** Il tempo in montagna, Zanichelli, 1997, Bologna
- Kappenberger G.:** I pericoli in montagna connessi al tempo, Neve e Valanghe, Aineva, n. 33, 1998
- La Rocca T., Fucello A., Troisi A., Bove R., Frustaci G.:** Manuale di meteorologia sinottica, CNMCA-Min. Difesa, 2006, Roma
- Marigo G., Robert-Luciani T.:** Il limite delle neviccate, Neve e Valanghe 68, dicembre 2009, Trento
- Micheletti S., Salvador M.:** Appunti di meteorologia per il Friuli-Venezia Giulia, ARPA FVG, 2005, Palmanova
- Munter W.:** Il rischio di valanghe, CAI-CAS, 1995, Milano
- Roth G.D.:** Meteorologia, Mondadori, 1993, Milano
- Schneider A.:** Guida al tempo in montagna, Zanichelli, 1976, Bologna
- Servizio Valanghe Italiano:** La meteorologia in montagna: uno strumento di lavoro, CAI, 1999, Milano
- Stenner P.:** Meteorologia generale, marittima e aerea, Del Bianco, 2007, Udine
- Thillet J.J.:** La météo de Montagne, Les guides du Club Alpin Français, Editions du Seuil, 1997
- Wilson F., Dunlop S.:** Guida alla previsione del tempo, Zanichelli, 1989, Bologna

## DIE WETTERDIENSTE IN DEN ITALIENISCHEN ALPEN

### **LIGURIA**

CFMI-PC  
Centro Funzionale Meteoldrologico di Protezione Civile della  
Regione Liguria - ARPA Liguria  
[www.meteoliguria.it](http://www.meteoliguria.it)  
[info@arpal.org](mailto:info@arpal.org)

### **PIEMONTE**

Servizio Meteorologico Regionale  
ARPA Piemonte  
[www.arpa.piemonte.it](http://www.arpa.piemonte.it)  
011 3185555 Torino  
0324 481201 Novara  
0163 27027 Vercelli  
0171 66323 Cuneo

### **VALLE D'AOSTA**

**VALLÉE D'AOSTE**  
Centro Funzionale di Protezione civile  
Regione Valle d'Aosta  
[www.regione.vda.it](http://www.regione.vda.it)  
[meteo@regione.vda.it](mailto:meteo@regione.vda.it)  
0165 272333

### **LOMBARDIA**

Servizio Meteorologico Regionale  
ARPA Lombardia - Centro Nivometeorologico  
[www.arpalombardia.it/meteo](http://www.arpalombardia.it/meteo)  
[meteo@arpalombardia.it](mailto:meteo@arpalombardia.it)  
848 837 077

### **SÜDTIROL**

Hydrographisches Amt  
Autonome Provinz Bozen -  
Brand- und Zivilschutz  
[www.provinz.bz.it/wetter](http://www.provinz.bz.it/wetter)  
[meteo@provinz.bz.it](mailto:meteo@provinz.bz.it)  
0471 270555  
0471 271177

### **TRENTINO**

Meteotrentino  
Provincia Autonoma di Trento -  
Centro Funzionale di Protezione Civile  
[www.meteotrentino.it](http://www.meteotrentino.it)  
[meteotrentino@provincia.tn.it](mailto:meteotrentino@provincia.tn.it)  
0461 238939

### **VENETO**

Centro Valanghe di Arabba  
ARPA Veneto -  
Dipartimento per la Sicurezza del Territorio  
[www.arpa.veneto.it/bollettini/htm/dolomiti\\_meteo.asp](http://www.arpa.veneto.it/bollettini/htm/dolomiti_meteo.asp)  
[cva@arpa.veneto.it](mailto:cva@arpa.veneto.it)  
0436 780007

### **FRIULI-V.G.**

OSMER  
Osservatorio meteorologico regionale  
ARPA Friuli-Venezia Giulia  
[www.meteo.fvg.it](http://www.meteo.fvg.it)  
[info@meteo.fvg.it](mailto:info@meteo.fvg.it)  
0432 934189 (segr. telefonica)  
0432 934141



Associazione Interregionale  
Neve e Valanghe