

SCHNEEPHYSIK

Grundlagen der Schneebildung, der physikalischen Eigenschaften von Schnee,
seiner Metamorphose und der Stabilität von Schneedecken

mit einer Liste schneebezogener Worte Deutsch - Englisch , English - German

Skriptum zum Gletscherpraktikum des Instituts für Meteorologie und Geophysik
Universität Wien 3. überarbeitete Ausgabe

von Thomas Wiesinger April 1995

	Seite
Eigenschaften des Schnees im Überblick	2
Entstehung von Schnee	3
Strahlung und Schnee	5
Wind und seine Wirkung auf den Schnee	8
Metamorphose	9
Energiebilanz der Schneedecke	16
Schneekunde und Schneefestigkeit	17
Suche mit dem VS-Gerät	20
Bibliographie	22
Appendix 1 Schnee-Fachvokabular Deutsch-Englisch	24
Glossary English-German	32
Appendix 2 Richtlinien und Symbole für die Schneeprofilaufnahme	40

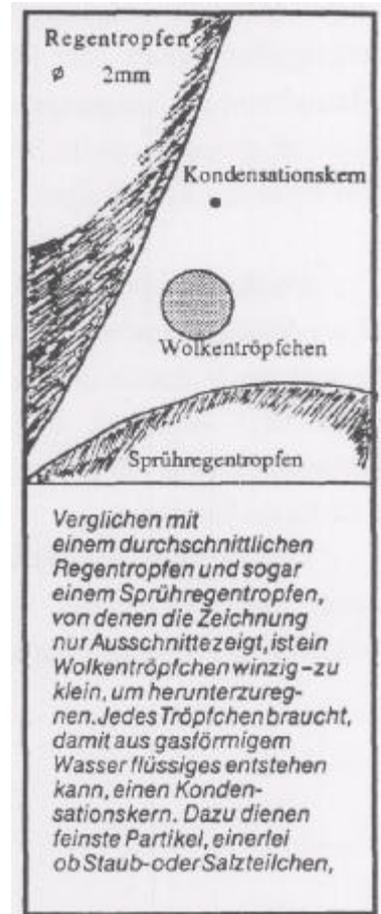
Eigenschaften des Schnees im Überblick

Schnee hat, verglichen mit anderen Stoffen, einige sehr spezielle Eigenschaften, die im Folgenden kurz zusammengefaßt sind :

1. Über größere horizontale Flächen betrachtet ist der Schnee weitgehend homogen, allerdings bestehen im Mikro-Scale oft beachtliche Inhomogenitäten, wie auch bei anderen porösen Medien.
2. Vertikal besteht die Schneedecke aus Schichten die sich in Härte, Kornform, Korngröße und Dichte unterscheiden.
3. Schnee ist mit seinem zusammenhängenden Porenraum durchlässig für Luft und Wasser. In diesem Porenraum kann auch viel Wärme und Wasser gespeichert werden.
4. Schnee reflektiert fast alle kurzwellige Strahlung und absorbiert fast alle langwellige Strahlung.
5. Für kurzwellige Strahlung ist der Schnee transparent. Die Strahlung dringt in den Schnee und ihre Intensität nimmt gemäß einer Exponentialfunktion mit der Tiefe ab.
6. Schnee beinhaltet sehr viel Luft und ist ein hervorragender Isolator, dementsprechend ist seine thermische Leitfähigkeit gering.
7. Die Schnee (oberflächen) temperatur kann 0°C nicht übersteigen.
8. Verdunstung und Sublimation von Schnee nehmen stets die potentielle Rate an, weil der zur Verfügung stehende Wasservorrat unerschöpflich ist.
9. Die Oberflächenrauigkeit ist extrem gering.
10. Die atmosphärische Grenzschicht über der Schneedecke ist stabil geschichtet.

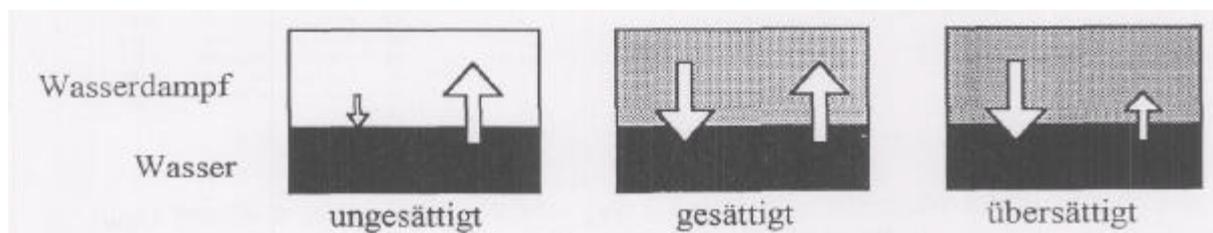
ENTSTEHUNG VON SCHNEE

Wie Schnee in der Atmosphäre entsteht ist nicht vollständig geklärt. Nach der Wegener Theorie sublimiert Wasserdampf an festen Teilchen, den Sublimationskernen. Es kommt also zu einem direkten Übergang von gasförmigem Wasserdampf in festes Eis. Nach der Theorie von Bergeron ist ein gefrorener Tropfen, ein sogenannter Eiskern, notwendig, damit sich ein Eiskristall in der Atmosphäre bilden kann. Damit ein Wolkentröpfchen bei Temperaturen über -40°C gefrieren kann ist ein Keim (ein festes Teilchen) im Tröpfchen notwendig. Unter etwa -40°C gefrieren die Wolkentröpfchen spontan zu einem Eiskern, also auch ohne Keim. Beim Gefrieren von unterkühltem Wasser wird latente Wärme frei (335 J/g) und die Temperatur steigt auf 0°C . Die Wärme wird an die kältere Umgebung abgeleitet, danach gefriert der Rest. Beim Gefrieren werden Sauerstoff- und Wasserstoffatome an genau definierten Stellen in ein Raumgitter hexagonaler Struktur eingebaut. Das bedeutet, daß Eiskristalle immer 6-eckig oder 6-kantig sind und die Winkel zwischen den Ästen eines Schneesterns immer 60° betragen. Die Gestalt der Eiskristalle wird von der herrschenden Temperatur und Luftfeuchtigkeit bestimmt und sie wird ständig verändert, wenn der Kristall andere Temperatur- und Feuchteregime durchfällt.



Größenvergleich zwischen verschiedenen Tropfen

Eine wesentliche Rolle bei der Niederschlagsbildung in der Atmosphäre spielt der Dampfdruck (das ist der Anteil des Luftdruckes den der gasförmige Wasserdampf ausmacht). Der Sättigungsdampfdruck ist erreicht, wenn genausoviele Wassermoleküle eine Wasser- (oder Eis-) Oberfläche verlassen wie von ihr eingefangen werden. Bei höheren Temperaturen kann die Luft mehr Wasserdampf aufnehmen, der Sättigungsdampfdruck erreicht daher höhere Werte.

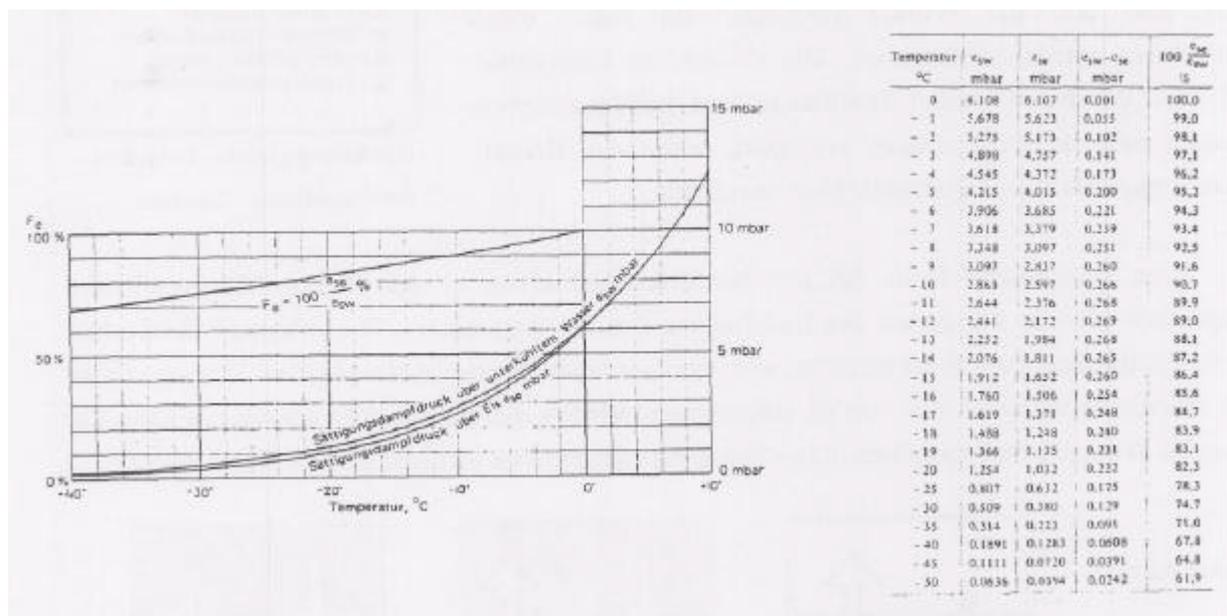


Schematische Darstellung des Wasserstoffaustauschs von und zu einer Wasseroberfläche. Im linken Fall verlassen mehr Moleküle die Wasseroberfläche als von ihr eingefangen werden, daher ist die Luft ungesättigt. Würde man die Lufttemperatur absenken, so würde bei Erreichen der Taupunkttemperatur die Luft gesättigt sein.

Da die Bindung der Wassermoleküle in Eis fester ist als in Wasser werden über Eis weniger Moleküle ausgetauscht als über Wasser bei gleichen Verhältnissen, das heißt der Sättigungsdampfdruck über Eis ist geringer als über (unterkühltem) Wasser. Auch an einem Eiskristall sind die Sättigungsdampfdruckwerte unterschiedlich. An Eisspitzen sind die Moleküle schwächer gebunden als in Vertiefungen, daher ist der Sättigungsdampfdruck an den Spitzen höher als in den Vertiefungen.

Da der Sättigungsdampfdruck über unterkühltem Wasser größer als über Eis ist (heißt, daß der Molekültransfer vom und zum Wasser größer ist als der Molekültransfer von und zum Eis, weil die Moleküle im Festkörper Eis fester eingebunden sind als im Wasser) kann der Wasserdampf bezüglich Eis übersättigt sein, aber ungesättigt in Bezug auf Wasser. Wasserdampf kann also von einer Wasseroberfläche verdunsten und gleichzeitig auf einer Eisfläche sublimieren !

Mischwolken (Eis und Wasser kommen nebeneinander vor) sind daher thermodynamisch instabil weil Verdunstung von Wolkentröpfchen und Sublimation an Eiskristallen zum Wachstum der Eiskristalle auf Kosten der Tröpfchen führt.



Sättigungsdampfdruck des Wasserdampfes über Eis (e_{se}) und über unterkühltem Wasser (e_{sw}). Das Verhältnis $e_{se} : e_{sw}$ (in Prozent) gibt die relative Feuchtigkeit an, wenn Sättigung über Eis herrscht. Es ist zu beachten, daß dieses Verhältnis mit abnehmender Temperatur abnimmt. Bei -12°C ist der Sättigungsdampfdruckunterschied über Wasser und über Eis am größten. (nach Liljequist, 1984)

Bei -12°C läuft der Prozess am intensivsten, weil der Sättigungsdampfdruckunterschied zwischen Eis und Wasser am größten ist. Bei reinen Wasserwolken mit kleinen und größeren Tröpfchen kommt derselbe Prozess in Gang und die großen Tröpfchen wachsen auf Kosten der Kleinen (die Wolke ist kolloidal labil). In Mischwolken wachsen also die Eiskristalle während die Tropfen an Masse verlieren. Die Eiskristalle werden schwerer und beginnen der Schwerkraft folgend zu sinken. Dabei können sie mit unterkühlten Tröpfchen kollidieren, die an ihnen festfrieren (Koagulation oder Graupelbildung). Verbinden sich mehrere Eiskristalle so spricht man von Schneeflocken. Wenn sie warme Luftschichten durchfallen können sie wieder schmelzen und werden zu Regentropfen. Bis zu einer Temperatur von einigen Grade über Null fällt Schnee (abhängig von der relativen Luftfeuchte, je trockener die Luft, desto höher die Temperatur bei der es schneien kann). Die Flocken fallen dabei bei Windstille mit einer Geschwindigkeit von ca. $0.5 - 2\text{ m/s}$ zu Boden, die größeren Flocken schneller als die kleinen. Meist ist die Sedimentation von Schnee begleitet von Wind. Das führt zu einer unregelmäßigen Verteilung des Schnees am unebenen Boden. Der Schnee nivelliert die Oberfläche bis alle Unebenheiten ausgeglichen sind.

Eiskristalle bilden sich auch am Boden durch Sublimation (gasförmig zu fest) von Wasserdampf. Wenn die Oberflächentemperatur unter den Reifpunkt sinkt und der Wasserdampf in Form flächiger, plättchenförmiger Kristalle sublimiert bildet sich Oberflächenreif. Rauhreif bildet sich durch Anlagerung von Nebeltröpfchen an feste Gegenstände unter 0°C an der Luvseite, wenn die Wolkenröpfchen vom Wind über die Hindernisse getrieben werden. Bei nassendem Nebel spricht man von Rauhrost. Oberflächenreif bildet sich vor allem in windschwachen Nächten während Rauhreif Wind zur Bildung braucht. Oberflächenreif und Rauhreif sind Bestandteil der Schneedecke, sie gelten aber nicht als Schnee.

STRAHLUNG und SCHNEE

A. solare (oder auch kurzwellige-, oder Sonnen-) Strahlung

Die direkte Sonnenstrahlung und die Himmelsstrahlung (der diffus zerstreute Anteil der Sonnenstrahlung, also der Teil der nicht direkt von der Sonnenscheibe sondern aus anderen Bereichen des Himmels kommt) treffen auf die winterliche Schneedecke. Bei Cirrus- und Cirrostratusbewölkung steigt der Anteil der Himmelsstrahlung stark an. Ein Großteil der kurzwelligen Strahlung wird an der Schneeoberfläche reflektiert. Die oberflächenabhängige, kurzwellige Reflexzahl heißt Albedo. Sie wird in % angegeben : also Albedo ist $80\% = 0.8 = 80\%$ werden reflektiert, $1 - \text{Albedo}$ wird absorbiert.

einige Albedowerte :

Neuschnee, fein, flockig	etwa	90%
Neuschnee, körnig		80%
Altschnee, je nach Verunreinigung		45-75%
Firn, rein		55%
Gletschereis , stark verschmutzt		13%

Es handelt sich bei der Reflexion der kurzwelligeren Strahlung nicht nur um eine Reflexion an der Schneeoberfläche. Ein großer Teil der reflektierten Strahlung kommt nach vielfacher Reflexion aus den obersten Schichten der Schneedecke. Die Strahlung kann also etwa 30 cm tief in die Schneedecke eindringen. Die Zerstreuung der Strahlung innerhalb der Schneedecke ist stark wellenlängenabhängig. Die kürzeren Wellenlängen werden stärker, die längeren schwächer gestreut. Im sichtbaren Bereich (0.4-0.75 μm) ist die Streuung so groß, daß man etwa in einer Schneehöhle nicht mehr unterscheiden kann, wo sich die Lichtquelle befindet, weil Licht aus allen Richtungen gleich stark zu sehen ist.

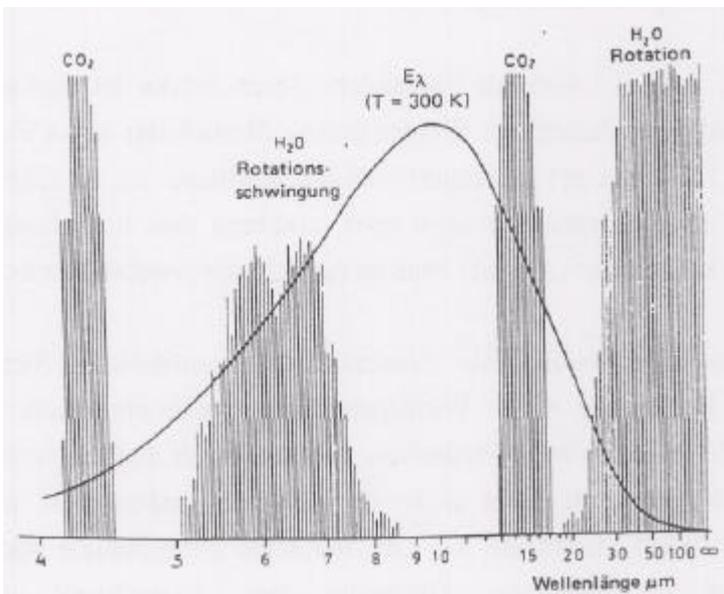
Die meiste Energie die zum Schmelzen und Verdunsten verwendet werden kann, erhält die Schneedecke durch Absorption kurzwelliger Strahlung. Die durch langwellige Strahlung und durch den fühlbaren Wärmestrom zugeführte Wärme ist vergleichsweise gering.

Schnee und Eis nehmen unter den verdunstenden Flächen eine Sonderstellung ein. Potentielle und aktuelle Verdunstung sind ident, da die Wasserkapazität unbeschränkt ist. Der Verdunstungsvorgang kann entweder über die flüssige Phase erfolgen oder direkt durch Sublimation. Durch die latent gebundene Energie, die bei diesen Vorgängen transportiert wird, stellt die Verdunstung/Sublimation das einzige Bindeglied zwischen Wärme - und Wasserhaushalt der Schneedecke dar, denn je mehr Schnee verdunstet, desto weniger Energie steht zum Schmelzen zur Verfügung. Die für die Phasenübergänge notwendige Energiemengen sind sehr hoch. Zum Schmelzen von Eis werden 335 J/g benötigt, zum Verdunsten von Wasser 2520 J/g, und zum Verdunsten von Eis 2945 J/g.

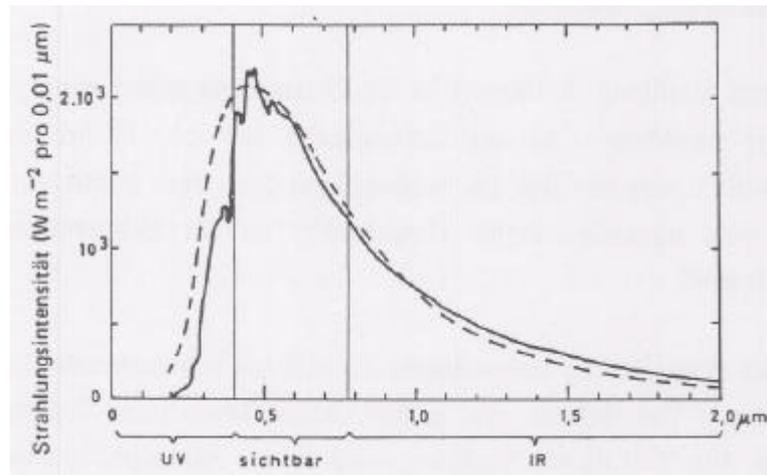
B. langwellige- oder Temperaturstrahlung

Bei der langwelligen Strahlung (4-100 μm) ist die Zerstreung schon ganz geringfügig, daher werden von dieser Strahlung an der Schneedecke nur ca. 1% reflektiert. Das sprichwörtliche "Schneeweiß" wandelt sich im langwelligen Spektrum somit zum tiefsten Schwarz. Grund dafür sind unzählige kleine Hohlräume an der Schneeoberfläche, die schwarzen Körpern ähnlich sind.

Die Eigenschaft des Schnees, im langwelligen Bereich ein schwarzer Strahler zu sein, hat folgende Konsequenzen : Der Schnee gibt gemäß seiner Temperatur Wärme in Form langwelliger Strahlung ab. Ein Teil dieser Strahlung wird in der Atmosphäre absorbiert und zurückgestrahlt (atmosphärische Gegenstrahlung), nämlich von Wasserdampf (5-8 μm und oberhalb 17 μm), von CO_2 (13-17 μm) und von Ozon (9.6 μm). Zwischen 8 und 13 μm liegt demnach ein für langwellige Strahlung durchlässiger Abschnitt, während die anderen fast undurchlässig sind (siehe untenstehende Abbildung). Gerade in diesem Bereich emittiert die Schneeoberfläche maximal und kann daher sehr stark abkühlen. Der Ausstrahlung sind allerdings dadurch Grenzen gesetzt, daß die Emission zwar mit höherer Temperatur steigt, diese aber 273 Kelvin (0°C) nicht übersteigen kann. Die maximale Ausstrahlung liegt daher bei 316 W/m^2 . Trockene und reine Atmosphäre fördern die Energieabstrahlung. Im Spätwinter bewirkt die nächtliche Energieabstrahlung trotz Lufttemperaturen über 0°C ein Gefrieren der Schneedecke (Harschbildung).



Die Emissions und Absorptionsbanden von Wasserdampf und Kohlendioxid für die langwellige Temperaturstrahlung. Bezugskurve (durchgezogen) ist die Spektralkurve eines schwarzen Strahlers mit 27°C . Deutlich zu erkennen ist das "atmosphärische Fenster" zwischen 8 und 13 μm . (nach Liljequist, 1984)



Die Spektralkurve der Sonnenstrahlung außerhalb der Atmosphäre. Gestrichelt ist die Strahlung eines schwarzen Körpers mit 6000K zu sehen. (nach Foitzik-Hinzpeter, 1958)

Die Energiemenge, die die Schneeoberfläche durch Absorption der langwelligen Sonnenstrahlung aufnimmt ist sehr gering, da fast alle Energie der Sonnenstrahlung in Wellenlängen zwischen 0,4 und 1,5 μm übertragen wird. (siehe obenstehende Abbildung)

WIND und seine Wirkung auf den SCHNEE

Wind ist fast bei jedem Schneefall vorhanden. Seine Stärke ist maßgeblich für die Schleppkraft (den Transport von Schnee in Windrichtung), ähnlich der eines Flusses. Die pro Zeiteinheit transportierte Schneemenge ist proportional der 3. Potenz der Windgeschwindigkeit. Wind kann auch bereits abgelagerten Schnee wieder erodieren und in Schichten nahe dem Erdboden transportieren (Schneefegen). Dabei kann es zu Schneeverwehungen kommen.

Schneeflocken bestehen meist aus dendritischen (verästelten) Sternen geringer mechanischer Stabilität. Prallen sie durch Windeinwirkung gegen eine harte Unterlage, so brechen Sternfortsätze ab und es entsteht Preßschnee (= harte, meist dünne Schneeschicht). Die zerbrochenen Kristalle können sich nicht mehr ineinander verhaken und werden kleiner (Windumwandlung). Der Wind treibt sie ins Lee, wo seine Schleppkraft nachläßt. Dabei entstehen an Kämmen, infolge der Drängung der Stromlinien, die höchsten Windgeschwindigkeiten. Durch Winderosion bleiben die Grate meist schneefrei.

Dieser ins Lee transportierte Schnee wird Tribschnee genannt. Er ist locker, eventuell mit einer dünnen vom Wind gepreßten Schicht überzogen und spröde. Beim Aneinanderfrieren der eingerüttelten Eiskristalle entstehen Schneebretter (zusammenhängende Schneeschichten mit Dichten von 200-400 kg/m³), die unter großen Spannungen stehen und spröde sind. Beim Setzungsprozess (siehe Metamorphose) können sich diese Spannungen, insbesondere in Mulden, noch erhöhen. Dasselbe gilt für den Wächtenkeil, der im Lee von Kämmen unterhalb von Wächten liegt. Er ist weich, kohäsionslos, spröde und potentiell lawinengefährlich.

Wächten entstehen an Graten und wachsen schichtförmig vom Luv zum Lee (in Windrichtung) und können bis zu 15m überhängen. Somit geben sie eindeutig über die Windrichtung der näheren Vergangenheit Auskunft. Wächten entstehen ab 7 m/s Windgeschwindigkeit und werden ab 27 m/s wieder erodiert. Ebenso kann die lokale Windrichtung der vergangenen Witterung an Windkolken (Aushöhlungen luvseitig von Hindernissen), Rauhreif (= Anraum und wächst gegen den Wind), Sastrugi (Windgangeln, stehen in Windrichtung am Boden und sind bis zu 1m hoch) und Windrippeln (normal zur Windrichtung und nur wenige cm stark; steil abfallende Seite zeigt gegen den Wind) abgelesen werden.

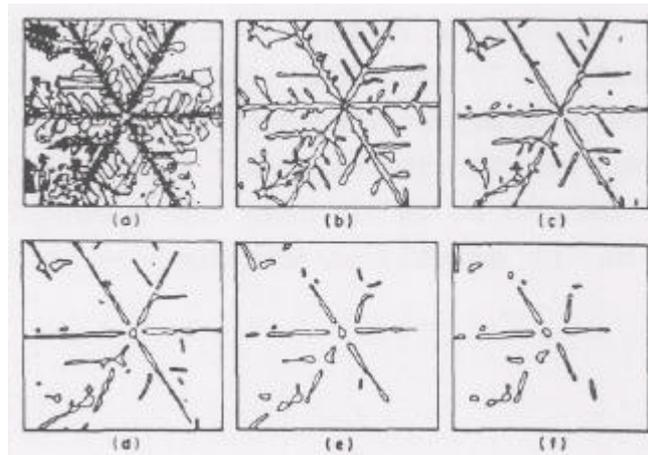
METAMORPHOSE

Metamorphose ist die Umwandlung des liegenden Schnees nach thermodynamischen Gesetzmäßigkeiten. Dabei verändern sich Porenanteil, Dichte, Struktur, Textur und Festigkeit des Schnees. Fünf Prozesse tragen zur Umwandlung des Schnees bei:

1. Zerschneiden durch Windeinwirkung [Windumwandlung]
2. Diffusion von Wasserdampf von konvexen zu konkaven Oberflächenpartien (von Spitzen zu Einbuchtungen) [abbauende Umwandlung]
3. Diffusion von wärmeren zu kälteren Schichten [aufbauende Umwandlung]
4. Verdichtung durch die Last der Schneedecke [sintern]
5. Einsickern und Wiedergefrieren von Schmelzwasser [Schmelzumwandlung und Verfirnung]

Unmittelbar nach der Ablagerung des Schnees setzt meist die **abbauende Metamorphose** ein. Die Äste und Spitzen werden abgebaut, Vertiefungen werden ausgeglichen. Die Schneekristalle verringern dabei ihre Größe und Oberfläche.

An den Spitzen herrscht ein größerer Dampfdruck als in den Verzweigungen (Einbuchtungen). Dem Dampfdruckgradienten folgend wird Material von den Spitzen zu den Verzweigungen transportiert. Dies geschieht einerseits durch Molekültransport in einer fast flüssigen Oberflächenschicht, andererseits durch Verdunstung von Eis von den Spitzen, Diffusion des Wasserdampfes durch den Porenraum und schließlich Sublimation in den Verzweigungen, wo der Sättigungsdampfdruck geringer ist. Als Endprodukt entstehen annähernd einheitliche Rundkörner mit einem Durchmesser von ca. 0.1-1 mm.



Abbauende Metamorphose eines Schneesterns bei -7°C . Der Schneestern liegt auf einem Seidengewebe, (a) ist der Originalkristall, (b) nach 2 Tagen, (c) nach 10 Tagen, (d) nach 15 Tagen, (e) nach 30 Tagen, (f) nach 36 Tagen. Gezeichnet nach Fotos von Yoshida et al., 1955. In natürlich deponiertem Schnee ist der Umbau des Kristalls verbunden mit einer Ausbildung von Bindungen zu anderen Kristallen, wobei gleichzeitig die größeren Kristalle auf Kosten der Kleinen wachsen.

Bei der abbauenden Metamorphose wird der Porenraum zwischen den Kristallen geringer, die Dichte (=Masse pro Volumen) steigt, das Gesamtvolumen nimmt ab: man spricht von Setzung. Diese hat eine Verfestigung der Schneedecke zur Folge weil die Körner in engeren Kontakt kommen, und damit größere Kräfte zwischen ihnen übertragen werden können. An den Stellen wo großer mechanischer Druck herrscht, wird Material so umgeschichtet, daß die Körner näher zusammenrücken und versintern, wodurch sich die Stabilität der Schneedecke erhöht.

Die Temperatur spielt bei der abbauenden Metamorphose die regulierende Rolle. Je wärmer es ist, desto schneller läuft der Prozess ab. Ihre Dauer beträgt etwa :

Bei 0°C 3-4 Stunden
 Bei -5°C 1-2 Wochen
 bei -20°C 3-4 Wochen oder mehr

Die Neuschneedecke hat nach dem Schneefallereignis dieselbe Temperatur, - sie ist isotherm. Neuschnee hat etwa die Dichte 100 kg/m^3 . Das bedeutet, daß der Schnee zu 10% aus Eis und zu 90% aus Luft besteht. Im Zuge der abbauenden Umwandlung wird der Volumenanteil der Porenluft kleiner, dennoch behält sie mindestens 50% des Volumens (das entspricht einer Dichte von 500 kg/m^3 oder der halben Dichte von Wasser).

Luft ist ein sehr guter Isolator, Schnee daher ebenso, auch wenn die Wärmeleitfähigkeit des Eises mehr als 100 Mal größer ist als die der Luft, da diese nur über die kleinen Bindungen, wo die Kristalle aneinanderstoßen, wirksam werden kann.

Einige Beispiele für Wärmeleitzahlen : Einheit W/mK

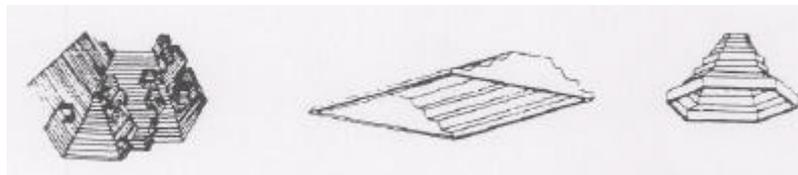
Luft	0.00253
Eis	0.83-2.51
Schnee mit Dichte 200 kg/m^3	0.1 (entspricht der von Weichholz)
Glas	1
Eisen	59
Kupfer	398

Die Wärmeleitung durch Wasserdampfdiffusion (Wasserdampfmoleküle wandern im Porenraum zwischen den Luftmolekülen hindurch) ist Struktur- und texturabhängig (Textur = räumliche Anordnung der Kristalle) und ist der Leitung über die Eiskornbindungen überlagert. Die Wärmemenge, die durch Wasserdampfdiffusion übertragen werden kann ist aber ebenfalls gering.

Der Erdboden speichert über den Sommer auch auf den Bergen Wärme. Nach dem Schneefall ist der Boden mit einem Isolator überzogen, der verhindert, daß der Boden Wärme an die kalte Außenluft abgibt. Die Folge ist eine Erhöhung der Temperatur an der Grenzfläche Schnee - Boden, meist bis 0°C . Der Strahlungseuß der Schneeoberfläche ist im Winter durch den niedrigen Sonnenstand gering. Zudem strahlt die Schneeoberfläche in wolkenlosen Nächten

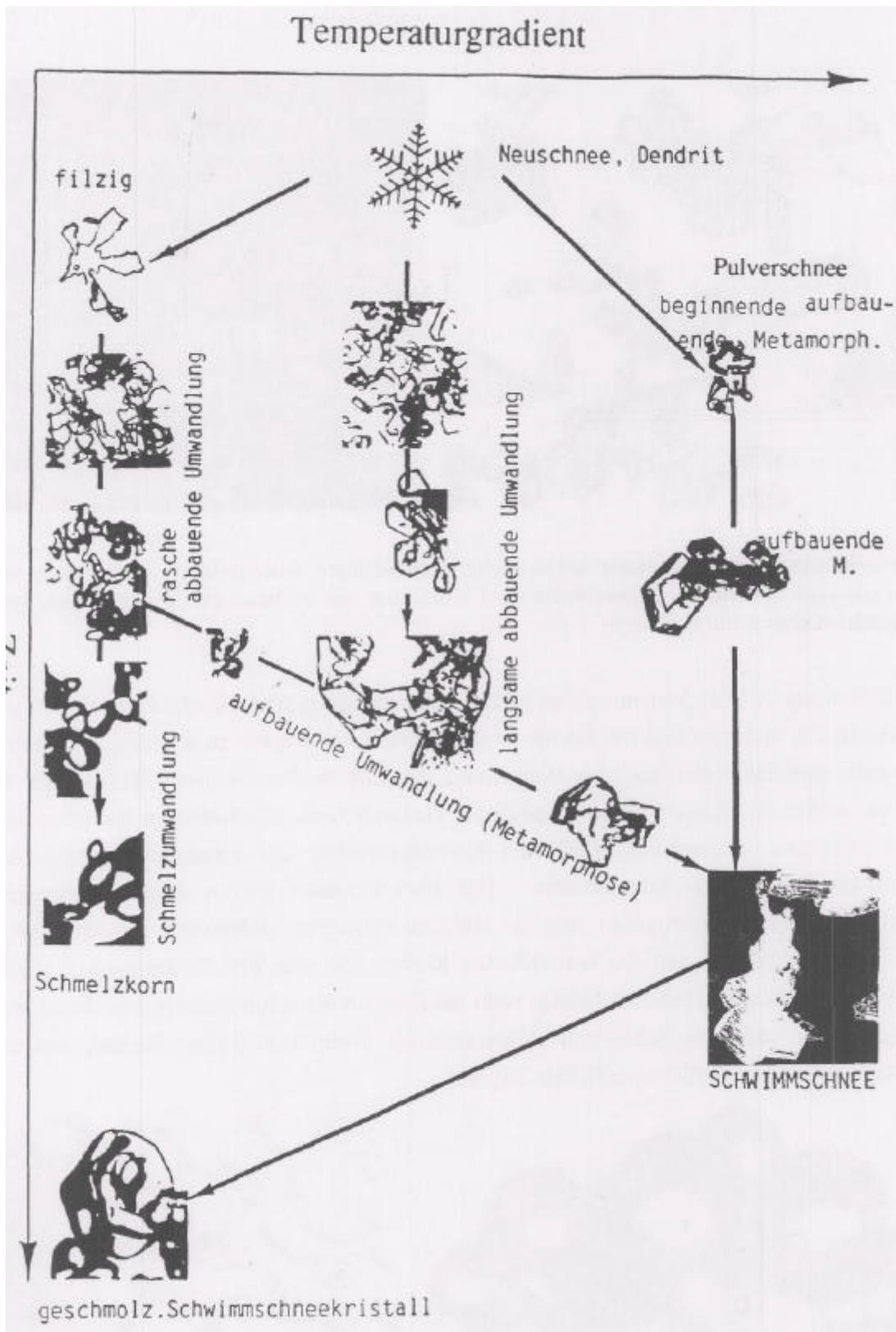
viel Wärme ab, was zu großen Temperaturgradienten führt (die Oberfläche verliert Wärme, aus den tieferen Schichten kann wegen der schlechten Wärmeleitfähigkeit bei hoher Wärmekapazität nicht genug Wärme nachgeleitet werden, und die Oberfläche kühlt stärker aus als tiefere Schichten => Temperaturgradient, in °C/m). Im Frühwinter sind diese Gradienten, bedingt durch geringe Schneehöhen am stärksten.

Üblicherweise ist der Temperaturgradient nach oben gerichtet (oben kalt, unten warm; Wärme fließt von warm zu kalt, also nach oben). Weil warme Luft mehr Wasserdampf halten kann, enthält die Porenluft am Boden mehr Wasserdampf als die Porenluft in höher liegenden Schichten. Das Resultat ist ein Wasserdampfdruckgradient dessen Größe von der Temperaturdifferenz zwischen Boden und Schneeoberfläche abhängt. Dem Wasserdampfdruckgradienten folgend diffundieren Wassermoleküle durch den zusammenhängende Porenraum von unten nach oben. Durch den negativen Bodenwärmestrom (Wärme wird vom Boden zur Schneedecke hin geleitet) wird dieser Prozess aufrecht erhalten, solange die Schneeoberfläche kälter ist als die Basis der Schneedecke. Bei Temperaturgradienten von 10-20 °C/m entwickelt sich ein rascher Dampftransport. Bei dieser Bewegung kommt der Wasserdampf in kältere Umgebungsluft und kann an der Unterseite von Eiskristallen sublimieren. Die freiwerdende Sublimationswärme wird in den Porenraum abgegeben. Es entstehen durch dieses aufsublimieren von unten gestufte Platten und hohle Prismen, und die größeren Kristalle wachsen auf Kosten der Kleinen. Das Endergebnis sind große, kohäsionslose Kristalle - Schwimmschnee.

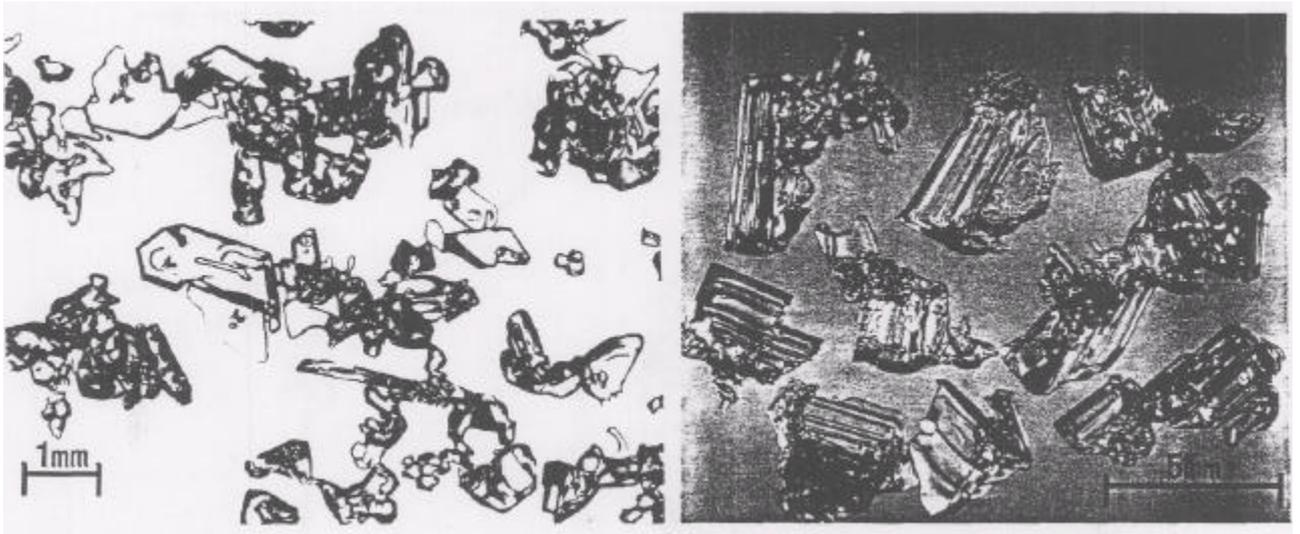


Schwimmschneekristalle, nach Müller, 1968

Der ganze Prozess heißt **aufbauende Umwandlung** oder aufbauende Metamorphose, und setzt immer dann ein, wenn Temperatur- und Wasserdampfdruckgradienten groß genug werden, z.B. auch unter Harschschichten, wo Material von unten an den Harsch angelagert wird weil Temperatur- und Dampfaustausch durch die undurchlässige Harschschichte behindert sind. Unter dem Harsch können sich dadurch kleine Hohlkörper bilden. Bei der aufbauenden Umwandlung setzt sich die Schneedecke nicht, der Prozess ist daher von außen nicht erkennbar.

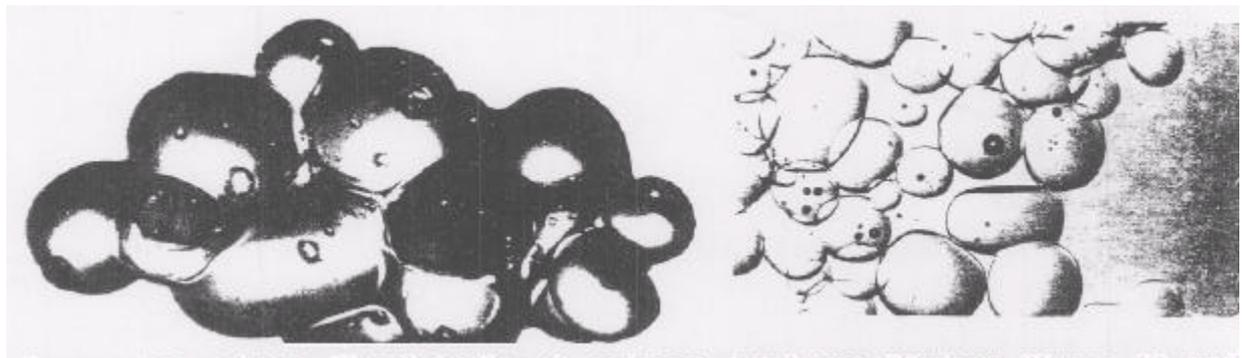


Schema der drei Metamorphosearten aufbauende-, abbauende-, und Schmelzmetamorphose in Abhängigkeit von der Zeit und dem Temperaturgradienten (zunehmend von li. nach re.)



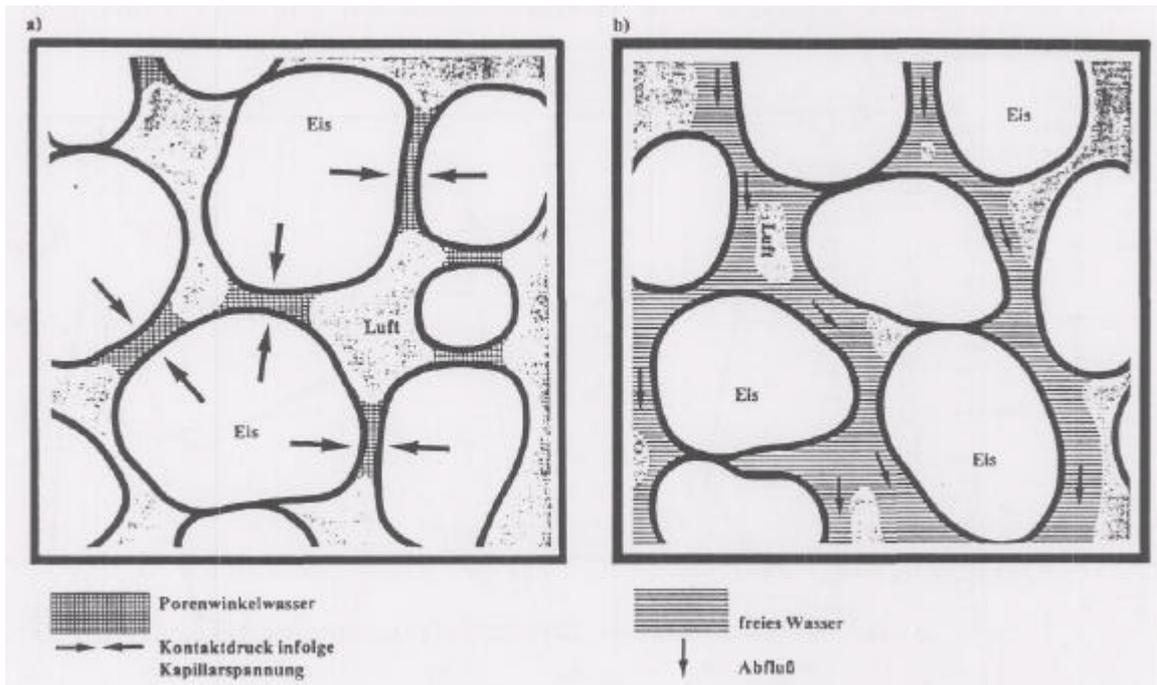
gerundete Körner mit beginnender aufbauender Umwandlung (=Ausbildung von Ecken und Kanten) (li) und Schwimmschneekristalle als Endstadium der aufbauenden Umwandlung (re.)
Fotos von E. Akitaya und K. Izumi.

Eine dritte Art der Metamorphose ist die **Schmelzmetamorphose**, die eintritt wenn die Schneedecke 0°C annimmt und die Körner an ihren Ecken und Kanten zu schmelzen beginnen. Die Kristalle überziehen sich mit einer Wasserhaut, die auch die Porenwinkel füllt (das sind die Stellen an denen die Körner zusammenstoßen). Dadurch wird die Kohäsion zwischen den Körnern verringert, andererseits erhöht die Kapillarspannung des Porenwinkelwassers den Anpressdruck der Körner untereinander. Die zwei Prozesse wirken einander entgegen. Einerseits werden Bindungen gelöst, was die Stabilität verringert, andererseits übt das flüssige Wasser Anziehungskräfte auf die benachbarten Körner aus, was den Zusammenhalt stärkt. Bereits in dieser Phase der Schneeschmelze sinkt das Gesamtvolumen und die Schneedecke setzt sich weiter. Bei weiterem Schmelzen füllen sich die Poren mit freiem Wasser, das der Schwerkraft folgend in Strähnen zu fließen beginnt.



Zusammengewachsene Einzelkristalle mit geringem Anteil von flüssigem Wasser (li) und Eiskörner getränkt in Wasser (Faulschnee, re.), Fotos von Sam Colbeck

Das Schmelzen der Schneedecke verläuft isotherm, also bei konstant 0°C. Eine Erhöhung der Schneetemperatur über 0°C ist unmöglich. Sollte bei Feldmessungen dennoch ein positiver Wert gemessen werden, so ist entweder das Thermometer falsch kalibriert, aber viel wahrscheinlicher handelt es sich um einen Strahlungsfehler. Das bedeutet das Thermometer absorbiert mehr kurzwellige Strahlung als der Schnee und wird daher wärmer. Thermometer abschatten ist eine mögliche Maßnahme, um den Strahlungsfehler zu reduzieren.



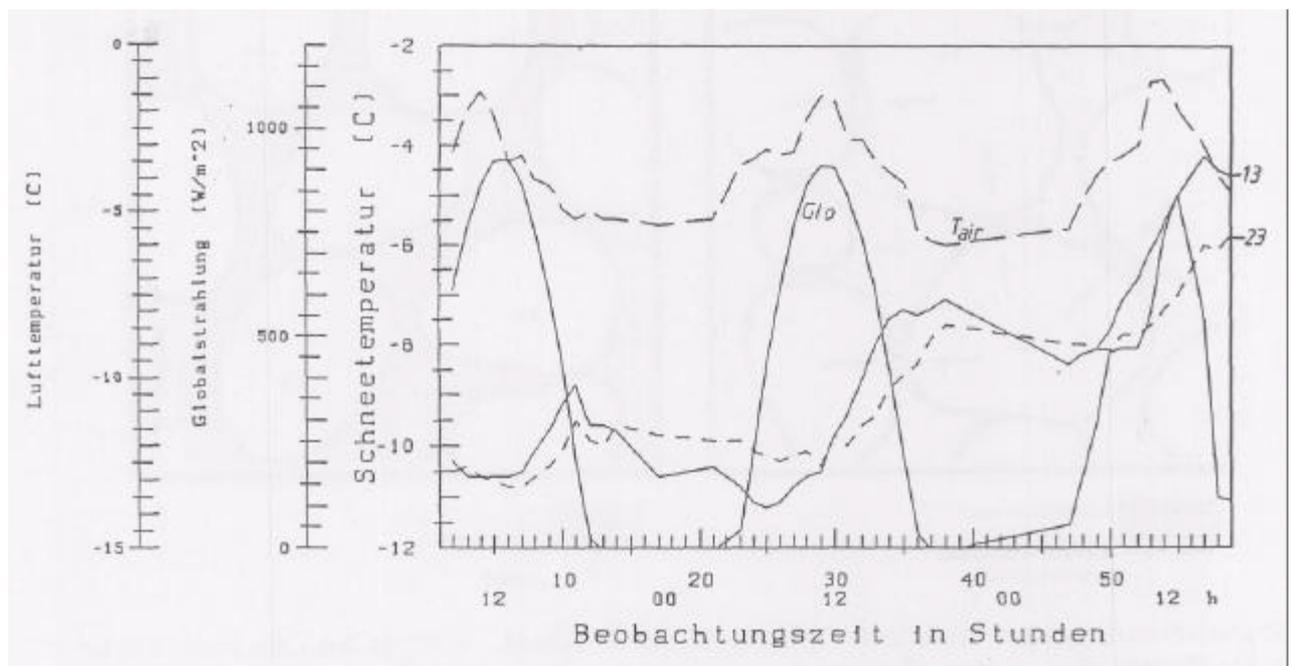
Schmelzmetamorphose: a) feuchter Schnee, b) nasser Schnee. Anfangs wird das freie Wasser in den Porenwinkeln festgehalten und erzeugt zusätzliche Kontaktdrücke zwischen den Körnern. Bei Sättigung (b) beginnt das (frei) Wasser abzufließen, aus Lawinenhandbuch, 1991.

Flüssiges Wasser kann auch über den Regen in die Schneedecke gelangen. Die Schneemenge (in mm Wasseräquivalent), die durch Regen geschmolzen werden kann ist gering und ist gleich $(\text{Regentemperatur} / 80) * \text{Regenmenge}$ in mm. Die Temperatur des Regens kann hier durch die Feuchttemperatur ersetzt werden.

Wenn im Sommer die Schneedecke ständig schmilzt und wiedergefroren werden Kristallstrukturen zerstört und die Einzelkörner wachsen zu polykristallinen Körnern (cluster) zusammen (Verfirnung). Beim Wiedergefroren werden die Porenräume plombiert und die Schicht wasser- und luftundurchlässig. Dadurch wird die Schneedecke auf Werte über 700 kg/m^3 verdichtet. Durch die Last des nächstjährigen Winterschnees kommt es zu einer weiteren Verdichtung und zu einem weiteren Anwachsen der Korngröße. Vom Übergang zum Eis wird sinnvollerweise dann gesprochen, wenn der Porenraum abgeschlossen ist, was im typischen Fall bei $\rho = 820 \text{ kg/m}^3$ geschieht.

ENERGIEBILANZ DER SCHNEEDECKE

Zwischen Atmosphäre und Schnee, Schnee und Boden und in der Schneedecke selbst, laufen viele Energietransfers ab. Die Schneedecke empfängt Sonnenstrahlung (kw und lw). Die Reflexzahl Albedo gibt an wieviel Prozent der kurzwelligen Strahlung reflektiert wird. Die atmosphärische Gegenstrahlung (lw) wird von der Schneedecke vollständig absorbiert und stellt ebenso eine Wärmequelle dar. Advektion wärmerer Luftmassen (fühlbarer Wärmestrom) bringt ebenso einen Energiegewinn (abhängig vom Temperaturgradienten und vom turbulenten Austauschkoefizienten).



Gang der Schneetemperatur in 13 und 23 cm Tiefe sowie der Gang der Lufttemperatur und der Globalstrahlung vom 16.4.-18.4.1988 auf einem flachen, ostseitigen Hang. Die Schneedichte betrug homogen 340 kg/m^3 . Der Verlauf der Schneetemperatur ist typisch. Die Temperaturschwankung ist in oberflächennahen Schichten (13cm Tiefe) größer als tiefer in der Schneedecke (23cm Tiefe), weil mit zunehmender Tiefe mehr kurzwellige Strahlung absorbiert wird. Die Maxima der Schneetemperatur sind gegen das Globalstrahlungsmaximum zeitlich nach hinten phasenverschoben. Grund dafür ist die schlechte Wärmeleitfähigkeit des Schnees. Beispiel: Globalstrahlungsmaximum um 13 Uhr, Schneetemperaturmaximum in 13cm Tiefe um 18 Uhr. (aus Wiesinger, 1988)

Kondensation, Sublimation (von gasförmig zu fest) und Gefrieren erwärmen die Schneedecke ebenso wie die vom Boden zugeführte Wärme (Bodenwärmestrom). Ob Niederschlag eine Wärmequelle oder -senke darstellt, hängt von der Temperatur des Niederschlags ab. Als Senken wirken Verdunstung, Sublimation (von fest zu gasförmig), Schmelzen (latente Wärme) und die Abstrahlung im langwelligen Bereich.

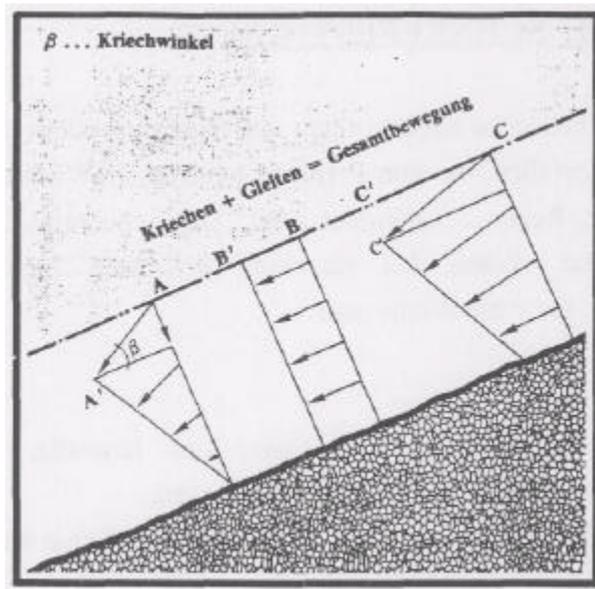
SCHNEEKUNDE und SCHNEEFESTIGKEIT

Die winterliche Schneedecke entsteht nicht auf einmal, sondern durch eine Anzahl von aufeinanderfolgenden Schneefällen, die von Perioden bestimmter Witterung (z.B. Föhn, Wind, Warm- oder Kaltluftzufuhr, Regen,...) getrennt sind. Dadurch ergibt sich ein Schichtaufbau innerhalb der Schneedecke, wobei den einzelnen Schichten verschiedene Schneearten zugeordnet werden können. Kurz die Wichtigsten :

Schwimmschnee: große, becherförmige, kohäsionslose Kristalle, meist am Fuß der Schneedecke, entstanden durch große Temperaturgradienten. Neuschnee : ursprüngliche Kristallformen sind noch erkennbar. Keine wesentlichen Anzeichen der abbauenden Umwandlung erkennbar. Faulschnee : Besteht aus großen, runden Schmelzformen und flüssigem Wasser, die durch Wärme oder Regen ihre Bindungen gelöst haben. Firn: mindestens einjähriger Schnee, entstanden durch oftmaliges schmelzen und wiedererfrieren; weitgehend luft- und wasserundurchlässig, Dichte über 600 kg/m^3 ; nicht zu verwechseln mit Schmelzharsch. Harsch: Schnee mit großer Härte aufgrund von schmelzen und wiedergefrieren oder durch Windpressung. Schmelzharsch: Durch Sonneneinstrahlung wird die Harschoberfläche angeschmolzen und weicher, an steilen südexponierten Hängen früher, an flachen und nordseitigen Hängen gar nicht oder schwach; wird umgangssprachlich meist Firn genannt.

STABILITÄT DER SCHNEEDECKE

Auf horizontalen Flächen tritt im Laufe von Tagen infolge der abbauenden Metamorphose eine Setzung der Schneedecke ein. Die Setzung äußert sich in einer Absenkung der Schneeoberfläche, einer Verringerung des Gesamtvolumens, einer Erhöhung der Dichte (von ca. 100 kg/m^3 auf ca. $250\text{-}350 \text{ kg/m}^3$), einer Verringerung des Porenvolumens und einer Erhöhung der thermischen und elektrischen Leitfähigkeit. Die meisten Schneedecken sind jedoch geneigt, der Setzungsvorgang hat daher auch eine Komponente talwärts. Diese Bewegung Richtung Tal ist an der Oberfläche stärker als am Grund und heißt kriechen. Bewegt sich die Schneedecke auch am Boden langsam talwärts, was durch den Untergrund begünstigt werden kann (langes Gras), so spricht man vom Gleiten der Schneedecke.



Kriechen und Gleiten der Schneedecke am geneigten Hang, aus Lawinenhandbuch, 1991.

Durch die Tatsache, daß die Schneeoberfläche einen längeren Kriechweg zurücklegt als der Schneegrund (weil sich die Oberfläche stärker setzt als irgendein anderer Punkt der Schneedecke), entstehen zusätzliche Spannungen in der abgelagerten Schneedecke. Auf ebenen, geneigten Flächen steigt dadurch die Scherspannung, an Kuppen die Zugspannung, in Mulden die Druckspannung. (Die Scher- oder Schubspannung wirkt der Kraft entgegen die zwei Schneesichten voneinander trennen will. Eine geringe Scherfestigkeit bedeutet daher, daß nur eine geringe Kraft (ein Skifahrer ?) notwendig ist, um zwei Schneesichten voneinander zu trennen und zum Abgleiten zu bringen.)

Werden durch die Setzung die Festigkeitswerte (die sich durch die Setzung gleichzeitig auch erhöhen) überschritten, so kommt es zur Selbstauslösung von Lawinen.

Schnee ist verformbar, so kann er den meisten auftretenden Kräften standhalten. Dabei führen langsam auftretende Kräfte zu plastischen Verformungen, plötzliche Belastungen aber zum Bruch. Spröde Schneebretter sind davon besonders oft betroffen, (es gibt viele Augenzeugenberichte von Skifahrern die über einen Hang abfahren, und erst als sie stürzten kam es zum Bruch des Schneebretts. Dabei ist der Sturz die plötzliche Belastung, während die Schneedecke der schwächeren Belastung des Schwings standhalten konnte).

Den auftretenden Kräften stehen natürlich auch Festigkeiten entgegen (die nächste Abbildung gibt einen Überblick). Ihre Größen sind zeitlich variabel und beeinflußt von mikrometeorologischen Zuständen. Die Festigkeiten ändern sich aber auch örtlich innerhalb der Schneedecke, von Schicht zu Schicht, und in einer Schicht innerhalb kurzer Distanzen. Eine Schicht beliebiger Schichtdicke mit geringer Festigkeit wird schwache Schicht genannt.
An

diesen Schichten kann es zum Bruch bei Belastung kommen (Initialbruch), und in ihnen wird auch der Bruch mit Schallgeschwindigkeit hangaufwärts geleitet, bis es zum Zugriß kommt, der nach dem Abgang des Schneebrettes weiterhin sichtbar bleibt. Eingeschneiter Oberflächenreif, Harschschichten die mit Wasserfilmen überzogen sind oder Schwimmschnee können schwache Schichten in der Schneedecke bilden. Viele Lawinenauslösungen lassen sich mit gemessenen Scherspannungswerten im Anbruchgebiet nicht erklären, darum nimmt man an, daß es innerhalb der schwachen Schichten noch kleinflächige super-schwache Schichten gibt, die in sogenannten Taschen von außen unerkennbar über einen Hang verteilt sein können.

KRAFT Symbol	SPANNUNG Formel	Schema	Beispiel	FORMÄNDERUNG	Schema
Zugkraft Z	Zugspannung $\sigma_Z = \frac{Z}{A}$		Eiszapfen 	Dehnung, Verlängerung Δx	
Druckkraft D	Druckspannung $\sigma_D = \frac{D}{A}$		Schifahrer auf der Schneeoberfläche 	Stauchung, Ver- kürzung, Zusam- mendrückung Δy	
Schubkraft T_S	Schub- oder Scherspannung $\tau = \frac{T_S}{A}$		Schneedecke im geneigten Gelände 	Schiebung, Scherung s (Winkeländerung)	

Arten der Kräfte, Spannungen und zugehörige Formänderungen mit Beispielen, aus Lawinenhandbuch, 1991.

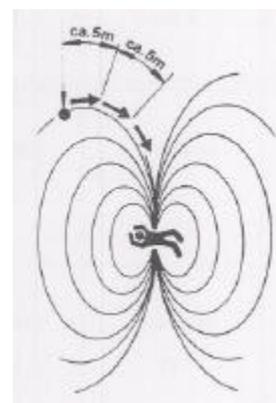
Bei Starkschneefällen (0.5 - 2m) kann sich die Schneedecke meist nicht rasch genug setzen und verfestigen, speziell wenn die Temperaturen tief liegen, und es kann zu Katastrophenlawinen gewaltigen Ausmaßes kommen. Meist haben diese Lawinen neben dem Fließanteil auch einen Staubanteil der mit Geschwindigkeiten bis 250 km/h stark turbulent ins Tal stürzt und gewaltige Schäden anrichten kann.

SUCHE MIT DEM VS-GERÄT (auch: Piepssuche, Kameradensuche)

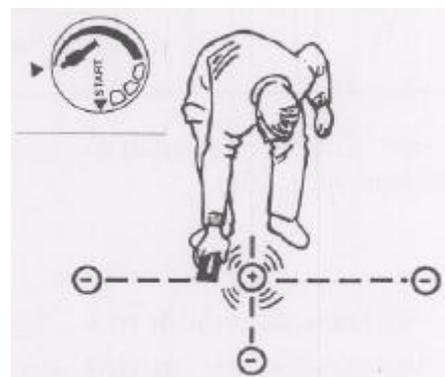
Die rasche Bergung eines Lawinenverschütteten durch die Begleiterinnen mit einem elektronischen Verschüttetensuchgerät (= VS-Gerät) ist die einzig Hoffnungsvolle, weil Fremdhilfe holen fast immer zu zeitaufwendig ist und der Verschüttete inzwischen erstickt. VS-Geräte sind Sender und Empfänger in einem Gerät, welche auf genormter Frequenz (457 kHz ? hörbar) senden und bis zu einer Entfernung von maximal 100m empfangen werden können. Voraussetzung ist, man trägt ein VS-Gerät immer bei sich, und zwar direkt am Körper, und hat frische Batterien.

Suchmethode in der Theorie : FELDLINIENVERFAHREN

Der Sender sendet ein 3 dimensionales elektromagnetisches Dipolfeld aus, das aussieht wie eine konzentrische Doppelnire. Die Form des Feldes ist abhängig von der Lage der Antenne. (siehe nebenstehende Abbildung) Beim Suchen empfängt man das größte Signal (entweder ein lauter Ton oder eine akustische Anzeige), wenn die Antenne parallel zur Feldlinie liegt. Folgt man der Feldlinie, indem man einige Meter geht und dann sein Gerät durch horizontales Schwenken neu justiert, so gelangt man bis auf einige Meter genau zum Verschütteten. Die Empfangsleistung wird dabei kontinuierlich zurückgeregelt, weil man Lautstärkeunterschiede bei geringer Lautstärke besser erkennt, als bei sehr lauten Tönen.



Hier beginnt die Punktortung. Das Weiterverfolgen der Feldlinie wird hier zu ungenau, darum beginnt man den Verschüttungspunkt durch kreuzweise Bewegungen einzugrenzen. Das funktioniert so: VS-Gerät ganz zum Boden, langsam drehen bis Empfangssignal maximal ist, dann vor dem Körper links und rechts bewegen und vom Körper weg und wieder her, ohne das Gerät selbst dabei zu verdrehen. Man erhält dabei üblicherweise keinen Punkt als Maximum sondern einen Bereich in dem das Signal maximal ist (Beachte: bei großer Verschüttung = tiefe ist es möglich, daß das VS-Gerät bei der Punktortung nicht auf die kleinste Stufe geschaltet werden kann.). Der Maximai-Bereich wird markiert und im Zentrum wird sondiert, oder sofort gegraben, wenn keine Sonde zur Verfügung steht.



Einige Grundsätze

- * Geräte auf Kompatibilität prüfen (Einfrequenzgeräte alter Bauart (=2.275 kHz) können moderne Geräte mit 457 kHz nicht empfangen, und umgekehrt.
- * Gerät vor drohender Gefahr (also im Haus oder beim Auto) einschalten und am Körper tragen.
- * Batteriezustand prüfen, im Zweifel Batterien erneuern.
- * Batterien mindestens 1 Mal pro Winter erneuern.
- * Bei der Suche keine Hektik (das ist nur realistisch, wenn man vorher viel geübt hat).
- * Alle Suchenden müssen auf Empfang schalten.
- * mit System suchen;
- * Schaufel mitnehmen;
- * störende Quarzuhren abnehmen;

BIBLIOGRAPHIE

zum Thema **Schneephysik** :

Physikalische Grundlagen des Energie und Massenhaushaltes der Schneedecke, von Kuhn, M; in Schneehydrologische Forschung in Mitteleuropa, DVWK Mitteilungen 7, Brechtel, H.M. ed., Bonn 1984

Schneetemperaturprofile in einer winterlichen Schneedecke, von Wiesinger, T., Diplomarbeit, Inst f. Meteorologie & Geophysik, Uni. Wien, 1988.

zum Thema **Lawinen und alpinistische Aspekte von Lawinen**

Lawinenhandbuch. Herausgeber Land Tirol, Tyrolia Verlag, 3. Auflage 1991.

Avalanche Safety for Skiers & Climbers, by Tony Daffern, Rocky Mountain Books, Calgary, Alberta, Canada; ISBN 0-9690038-4-6; 1983.

Lawinenkunde für den Praktiker, von Salm, B., Schweizer Alpenclub Publikation, 1975.

zum Thema **Schneehydrologie**

Snow Cover Measurements and Areal Assessment of Precipitation and Soil Moisture. Boris Sevruk editor, WMO No 749, Operational Hydrology Report No.35, WMO, Geneva 1992

Allgemeine Hydrologie Quantitative Hydrologie, Lehrbuch der Hydrologie, von Baumgartner A. und Liebscher HJ., Band 1, Gebrüder Bartrüger, Berlin, Stuttgart. 1990.

Schneeklassifikation

Field Guide to Snow Crystals, von Ed R. LaChapelle, International Glaciological Society, Cambridge, 1992.

The International Classification for Seasonal Snow on the Ground. Colbeck, S. ed., IAHS; World Data Center A for Glaciology, Boulder, 1990.

Bücher die **viele schneebezogene Themenbereiche** abdecken :

Handbook of Snow. Male, D.H. & Gray, D.M. editors, Pergamon Press, Toronto, 1981.

Allgemeine Meteorologie, von Liljequist, G.H. & Cihak, K., 3. Auflage, Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig/Wiesbaden, 1984.

Das Klima der bodennahen Luftschicht, von Geiger, R., Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig, 1961.