

2.1. Frost-Tau-Wechsel – thermische Aspekte

 geomorphologie-montagne.ch/de/2-1-frost-tau-wechsel-thermische-aspekte/

Die Wirkung des Oberflächenfrosts und insbesondere der abwechselnden Zyklen von Gefrieren und Auftauen spielt eine entscheidende Rolle bei der Morphogenese periglazialer Umgebungen. Aus thermischer Sicht führt das Gefrieren eines Untergrundes zu einem erheblichen Austausch von latenter Wärme.

Die alpine Landschaft wird stark durch wiederholte Frost-Tau-Wechsel (täglich oder jahreszeitlich) beeinflusst. Viele geomorphologische Formen sind daher charakteristisch für die Auswirkungen von intermittierendem Oberflächenfrost. Der Gefrierprozess umfasst sowohl einen **thermischen** als auch einen **physikalischen Aspekt** (siehe Factsheet Permafrost 2.2), der für Erosionsphänomene wichtig ist.

Frost tritt auf, wenn die Temperatur **unter den Gefrierpunkt von Wasser sinkt, der normalerweise bei 0 °C liegt**. In Ausnahmefällen (Wasser unter hohem Druck oder hoher Salzgehalt) weicht der Gefrierpunkt von Wasser jedoch von 0°C ab. Aufgrund des Eisüberlagerungsdrucks kann Wasser unter einem Gletscher bei -1°C flüssig bleiben. Meerwasser mit einem Salzgehalt von 35 g/l gefriert etwa bei -1,9 °C. Weil Salz den Gefrierpunkt des Wassers senken kann, wird es im Winter auf die Strassen gestreut, um das Schmelzen von Eis und Eisglätte zu beschleunigen.

Beim Phasenwechsel von flüssigem Wasser zu Eis (und umgekehrt) findet ein **grosser Energietransfer in Form von latenter Wärme statt**. So werden beim Gefrieren enorme Energiemengen freigesetzt und beim Auftauen wieder absorbiert. Diese Prozesse der Übertragung latenter Wärme sind uns allen wohlbekannt. Nach diesem Prinzip lässt sich ein Getränk schnell abkühlen (Abb. 1).

Beim Gefrieren oder Schmelzen des Untergrunds verharrt die Bodentemperatur für eine gewisse Zeit am Gefrierpunkt (0°C): Dies wird auch als **zero curtain Effekt** bezeichnet (Abb. 2). In den Bergen kann diese Phase im Frühjahr beim Schmelzen der Schneedecke, und manchmal auch im Herbst, wenn der Boden zu gefrieren beginnt, beobachtet werden. Die Temperatur des Untergrunds kann erst dann unter (über) den Gefrierpunkt sinken (steigen), wenn das gesamte Wasser zu Eis geworden ist (und umgekehrt, insbesondere bei der Schneeschmelze). Wenn keine Feuchtigkeit im Boden vorhanden ist, gibt es keinen *zero curtain* Effekt (resp. Kein Verharren der Bodentemperatur bei 0°C). Dies ist z. B. bei porösem Gesteinsmaterial der Fall, in dessen Innerem das Wasser nicht stagnieren kann.

Der Frost breitet sich von der Oberfläche in die Tiefe aus. Die Gefrierfront ist die fließende Grenze zwischen dem gefrorenen und dem nicht gefrorenen Untergrund. **Die Eindringtiefe des Frosts** in den Untergrund hängt von verschiedenen Parametern und Variablen ab:

- Schneebedeckung (Schnee ist ein Wärmeisolator, siehe [Factsheet Permafrost 3.1.4](#)): Eine Schneedecke führt dazu, dass der Wärmeverlust durch Infrarotstrahlung aus dem Boden gestoppt wird (Stabilisierung der Temperatur im Untergrund) ([Abb. 3](#)).
- Dauer und Intensität der Kälteperiode.
- Temperatur des Untergrunds.
- Wassergehalt des Bodens (je trockener der Boden, desto leichter dringt der Frost in die Tiefe ein).
- Wärmeleitfähigkeit des Bodens.

Abschliessend ist zu erwähnen, dass der oberflächennahe Boden aufgrund des Wärmeverlusts durch Infrarotstrahlung auch dann gefrieren kann, wenn die Lufttemperatur positiv bleibt. Dieser Fall tritt häufig nachts im Herbst bei klarem Wetter oder tagsüber in schattigen Gebieten auf.

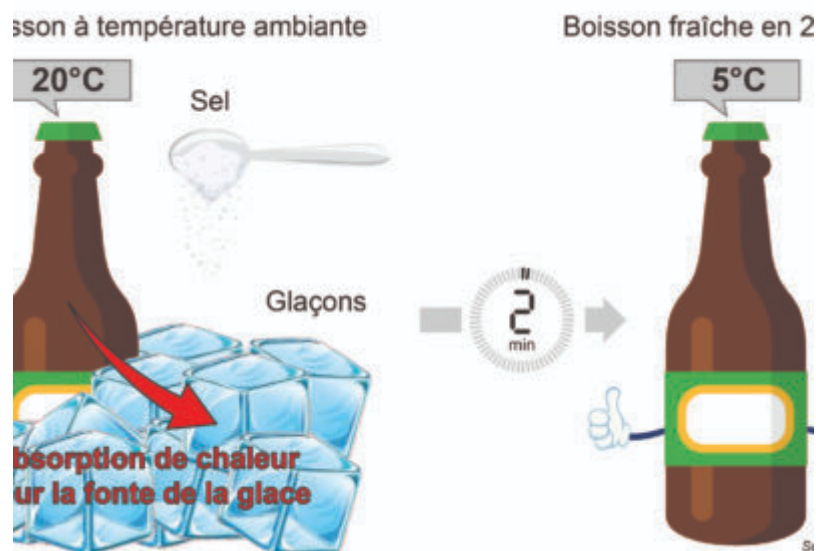


Fig. 1 – Principe de transfert de chaleur lors de la fonte de la glace. La figure montre comment réaliser une expérience pour comprendre les échanges d'énergie impliqués lors du changement de phase de l'eau. Une bouteille à température ambiante est placée dans un bac à glaçon. Le sel permet d'accélérer la fonte de la glace. Pour fondre, les glaçons ont besoin d'énergie, qu'ils vont prendre dans le milieu environnant, à savoir la bouteille. En 2 minutes, cette dernière est rafraîchie à environ 5°C.

Abb.1: Prinzip der Wärmeübertragung beim Schmelzen von Eis. Die Abbildung zeigt, wie man ein Experiment durchführen kann, um den Energieaustausch beim Phasenwechsel von Wasser zu verstehen. Eine Flasche bei Raumtemperatur wird in einen Behälter mit Eiswürfeln gestellt. Mithilfe von Salz wird das Schmelzen des Eises beschleunigt. Um zu schmelzen, benötigen die Eiswürfel Energie, die sie der Umgebung, d. h. der Flasche, entziehen. Innerhalb von 2 Minuten wird die Flasche (und deren Inhalt) auf ca. 5 °C gekühlt.

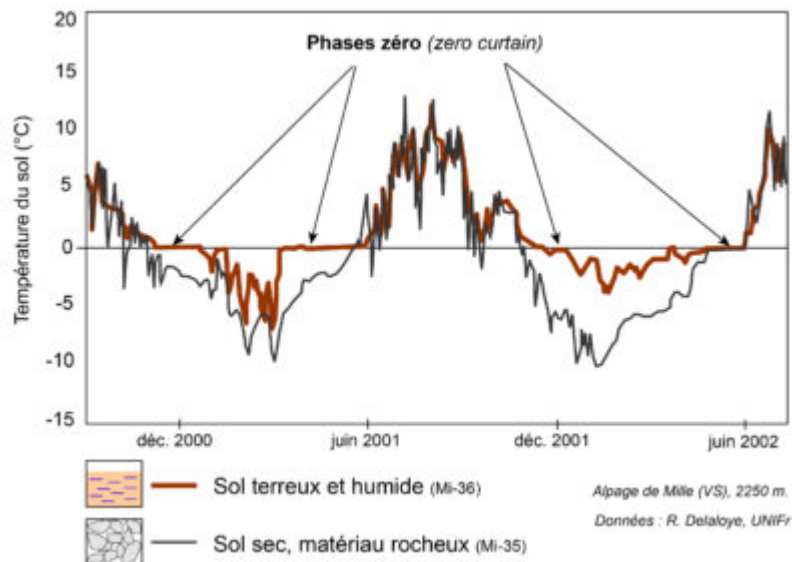
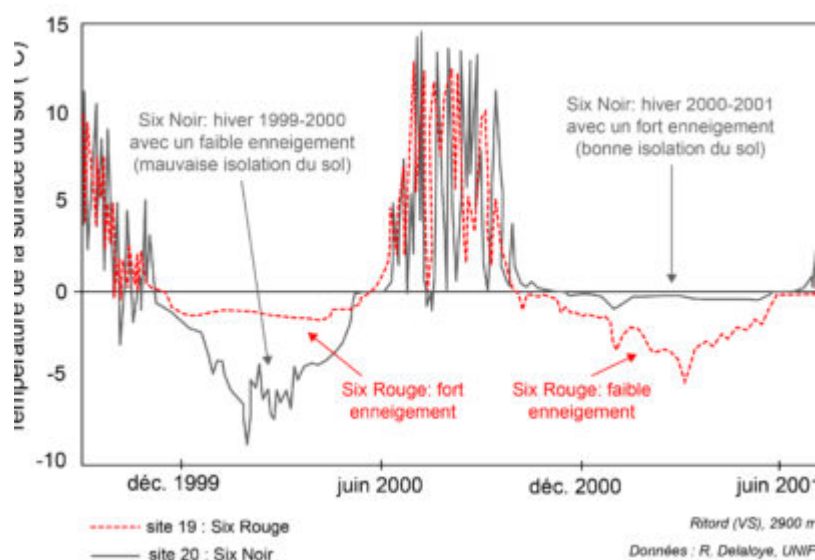


Fig. 2 – Phase zéro pour deux types de sol de l'Alpage de Mille (Val de Bagnes, VS). Dans le sol terreux et humide (capteur Mi-36), il faut environ 2 mois pour que toute l'eau se transforme en glace. En revanche, dans un sol sec et très poreux (capteur Mi-35), il n'y a pas de phase de stabilisation à 0°C (sauf en période de fonte du manteau neigeux au printemps). On y dénombre ainsi 4-5 phases de gel-dégel par an.

Abb.2: Zero curtain Effekt für zwei Bodentypen auf der Alp de Mille (Val de Bagnes, VS). Im erdigen, feuchten Boden (Mi-36-Sensor) dauert es etwa 2 Monate, bis das gesamte Wasser zu Eis geworden ist. Im trockenen, sehr porösen Boden (Mi-35-Sensor) hingegen gibt es kein Verharren der Bodentemperatur bei 0 °C (ausser zum Zeitpunkt der Schneeschmelze im Frühjahr). Erkennbar sind 4-5 Frost-Tau-Wechsel pro Jahr.



3201_03_Influence_neige

Abb.3: Veränderungen der Bodenoberflächentemperaturen zwischen September 1999 und Juli 2001 am Ritord (VS). Die Sensoren sind auf beiden Seiten eines kleinen Passes angebracht, dessen Schneebedeckung stark von den vorherrschenden

Windverhältnissen abhängt. Wenn eine Schneedecke vorhanden ist, bleiben die Bodentemperaturen relativ stabil.

2.2. Frost-Tau-Wechsel – physikalische oder mechanische Aspekte

 geomorphologie-montagne.ch/de/2-2-frost-tau-wechsel-physikalische-oder-mechanische-aspekte/

Die Umwandlung von Wasser in Eis führt zu einer Volumenzunahme von 9%. Dieser Mechanismus führt je nach Anfälligkeit des Untergrundes, zu gefrieren (Frostempfindlichkeit), zu einer Lockerung der Boden-/Gesteinsmaterialien. Im Hochgebirge kann Frost jedoch auch die Stabilität von Lockermaterial erhöhen.

Mit dem Gefrieren gehen Veränderungen der physikalischen oder mechanischen Eigenschaften einher, welche die Stabilität des Untergrundes beeinflussen. Flüssiges Wasser wird in Eis umgewandelt, was zu einer Zunahme des Wasservolumens (+9 %) und manchmal auch des gefrorenen Materials führt. Dieser Prozess führt zu teilweise widersprüchlichen Auswirkungen auf die Stabilität des Bodens:

Einerseits ist eine Erhöhung der Kohäsion (Zementierung) des gesamten gefrorenen Materials zu beobachten. Eis füllt alle Zwischenräume und bildet den Eisbeton oder Eiszement (Abb. 1). Ohne Eis ist das Material locker.

Parallel dazu kann es durch verschiedene Erosionsprozesse zu einer Lockerung (mechanische Auftrennung) des Gesteins- oder Bodenmaterials kommen: durch Frostsprennung (siehe Factsheet Permafrost 2.3), durch Segregation von Eislinsen (siehe Factsheet Permafrost 2.4), durch Bildung von Eisnadeln etc.

Als Frostempfindlichkeit bezeichnet man die Anfälligkeit eines Lockersediments zur Volumenexpansion bei Frost, oder die Anfälligkeit eines harten Gesteins, bei Frost-Tau-Wechsel zu zerfallen (Abb. 2). Die Auswirkungen von Frost sind je nach Untergrund (Lockergestein oder Festgestein) und Porosität sehr unterschiedlich:

Feinkörnige Lockergesteine wie Tone, Silte oder Lehme sind sehr frostempfindlich. Hier kommt es häufig zur Bildung von Eislinsen durch Kryosuktion (Saugspannung resultierend aus einem Temperaturgradienten im ungefrorenen Wasseranteil), wodurch sich das Gelände bei Frost anhebt und bei Tauwetter wieder setzt (siehe Factsheet Permafrost 2.4).

Größere Lockergesteine wie Sande und Kiese sind dagegen weniger frostempfindlich, da sie effizient entwässert werden und das Gefrieren des Porenwassers nicht zu Frosthüben führt. Untergrund dieser Zusammensetzung begünstigt die Bildung von Eisbeton (Abb. 1).

In Hartgesteinen treten die mechanischen Auswirkungen des Frostes in Rissen oder entlang von Schichtgrenzen auf. Durch den Druck, den das gefrierende Wasser auf das Gestein ausübt, entsteht Frostschutt (siehe Factsheet Permafrost 2.3).

Die Auftauphase ist durch Prozesse gekennzeichnet, die der Gefrierphase entgegengesetzt sind, insbesondere durch einen Volumenverlust des Eises und manchmal auch des aufgetauten Materials (Setzung oder Verdichtung des Bodens beim Auftauen) und durch eine Abnahme der Kohäsion der Boden- oder Gesteinskörner (*Dezementierung*).



Fig. 1 – Le béton ou ciment de glace : augmentation de la cohésion du matériel meuble lors du gel.

Abb.1: Eisbeton oder Eiszement: Kohäsionszunahme von Lockermaterial bei Frost.



Fig. 2 – Gélivité et taux de gonflement moyen d'un sol meuble selon sa composition granulométrique (adapté de Val Vliet-Lanoë 2005).

Abb.2: Frostempfindlichkeit und durchschnittliche Frosthubrute eines lockeren Bodens in Abhängigkeit seiner Korngrössenzusammensetzung (angepasst nach Val Vliet-Lanoë 2005).

2.3. Frostsprengung

 geomorphologie-montagne.ch/de/2-3-frostsprengung/

Die Frostsprengung ist ein sehr effektiver Erosionsprozess in Gebirgsregionen, welcher durch den wiederholten Wechsel von Frost-Tau-Zyklen in den Rissen des Gesteins verursacht wird. Die Produkte von Erosionsprozessen sind Frostschutt und Geröll.

Die Frostsprengung oder Kryoklastik stellt die Zerstörung von Gesteinsmaterial durch Frost-Tau-Wechsel dar, die aufgrund der durch die Zustandsänderungen des Wassers in den Hohlräumen (Poren, Risse) des Gesteins ausgeübten Spannungen entsteht. Die Volumenzunahme des Porenwassers beim Gefrieren (+9 %) führt zu einem Druckanstieg von etwa 15 kg/cm². Beim Schmelzen kommt es zu einer Druckentlastung. **Die Wiederholung vieler Frost-Tau-Zyklen führt zu einer Ermüdung des Gesteins und einer Vergrößerung der Risse** (Abb. 1). Die Anzahl der abwechselnden Frost-Tau-Zyklen an der Erdoberfläche ist abhängig von:

- *den Schneebedingungen*. Wenn das Einschneien früh und stark ist, gibt es nur einen oder gar keinen Zyklus. Aufgrund ihrer starken Neigung sind Felswände selten mit Schnee bedeckt und daher anfällig für Frostsprengung.
- *der Exposition*: Die jährliche Anzahl der Frost-Tau-Zyklen ist an einem Südhang (Sonnseite) oft höher als an einem Nordhang (Schattenseite). Dafür ist das Eindringen von Frost auf dem sonnigeren Hang weniger dauerhaft und weniger intensiv (Abb. 2).
- *der Jahreszeit*: Im Hochgebirge sind kryoklastische Zyklen in den Zwischensaisons am zahlreichsten. Frostsprengung tritt daher vor allem im Frühling (Mai-Juni) und Herbst (September-Oktober) auf (Abb. 1). Aus diesem Grund ist die Steinschlaggefahr in den Perioden mit Frost-Tau-Wechseln am grössten.
- *der Höhenlage*.

Dieser Prozess findet vor allem in kalten Regionen mit wiederholtem Überschreiten der 0°C-Grenze statt. Die Frostsprengung wirkt an der Gesteinsoberfläche und bis in die obersten Dezimeter darunter. Die Leitfähigkeit der Gesteine reicht nicht aus, um Frostsprengung durch Frost-Tau-Wechsel in grösserer Tiefe zu ermöglichen. Die Wirksamkeit der Frostsprengung ist auf exponierten Felsoberflächen (schneefreie Wände) am grössten und variiert je nach Gesteinsart (Kalkstein, Granit ...), was zu einer relativ hohen Erosionsrate in den Bergen von 5 bis 50 cm pro Jahrhundert führt.

Dabei lösen sich meist sehr kantige Bruchstücke, sogenannter **Frostschutt**, deren Grösse je nach Frostintensität, Bruchdichte und Gesteinsart variiert. Je nach Gesteinsart und Struktur des Massivs können die Bruchstücke unterschiedliche Formen annehmen (kantige Blöcke, Schuppen, Blätter, Plättchen, Splitter usw.) (Abb. 3). Das Vorherrschen der Frostsprengung verleiht dem Relief eine **scharfkantige Erscheinung** (Abb. 4), die im Gegensatz zu den eher abgerundeten und polierten Reliefs steht, die durch das Vorherrschen der Gletschererosion entstehen (siehe Abschnitt Glazialmorphologie). Am

Füsse der Felswände bildet die Akkumulation von Blöcken und Gesteinsschutt aufgrund der Frostsprengung und des anschliessenden gravitativen Transports **Schuttkegel** (linearer Schutteintrag in Steinschlagrinne, konvexe Form) **oder Schutthalden** (flächiger Schutteintrag, eher planare, hangparallele Form) mit einer durchschnittlichen Neigung von etwa 35° (Abb. 5 & 6). Schuttkegel und -halden sind eine der am weitesten verbreiteten Ablagerungsformen des alpinen periglazialen Prozessbereichs (siehe Factsheet Permafrost 5.1).

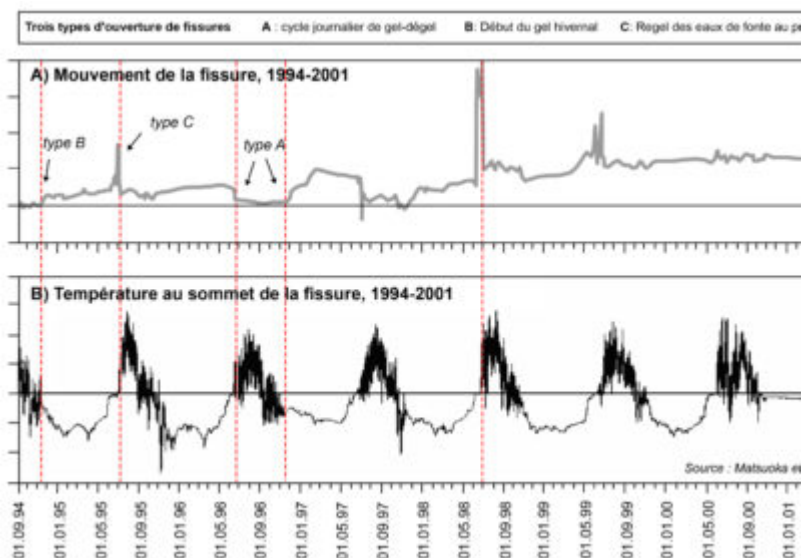


Fig. 1 – Ouverture de petites fissures dans une paroi rocheuse du Mürtel (Engadine, GR). On distingue 3 types de mouvements : A) Ouverture due aux cycles diurnes de gel-dégel ; B) Ecartement de la fissure au moment du gel saisonnier du terrain (début hiver) ; C) Ouverture importante de la fissure suite au regel des eaux de fonte de la neige (l'apport de beaucoup d'eau permet la formation d'une grande quantité de glace). La répétition de ces cycles cryoclastiques peut provoquer des chutes de pierre (adapté de Matsuoka et al., 2003).

Abb.1: Öffnung von kleinen Rissen in einer Felswand am Mürtel (Engadin, GR). Man unterscheidet drei Arten von Bewegungen: A) Öffnen aufgrund der tageszeitlichen Frost-Tau-Wechsel; B) Aufweitung des Risses zum Zeitpunkt des saisonalen Gefrierens (Anfang Winter); C) Markante Rissöffnung aufgrund des Wiedergefrierens von Schneeschmelzwasser (Wasserzufuhr ermöglicht die Bildung einer grossen Menge an Eis). Die Wiederholung dieser kryoclastischen Zyklen kann zu Steinschlag führen (angepasst nach Matsuoka et al., 2003).

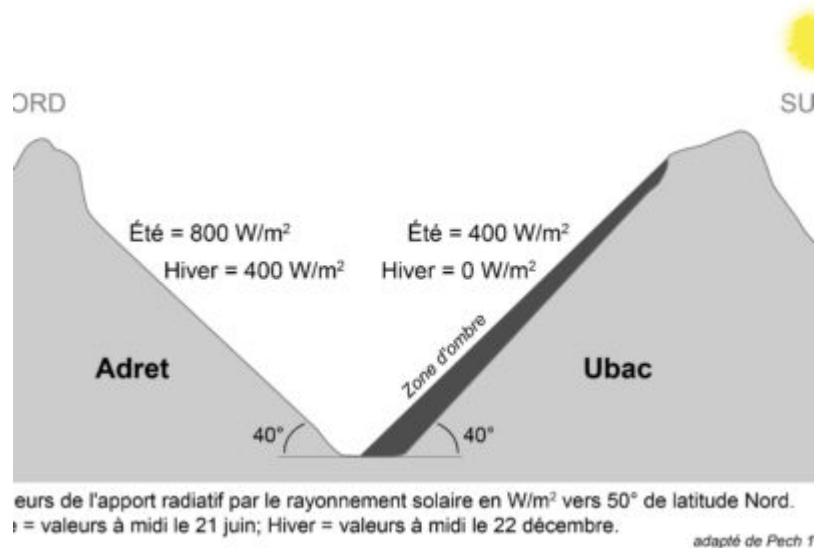


Fig. 2 – Illustration de la variation de l’apport radiatif par le rayonnement solaire en fonction de l’orientation du versant (adapté de Pech, 1998).

Abb.2: Schematische Darstellung der Variabilität der eintreffenden Sonneneinstrahlung in Abhängigkeit der Hangexposition (angepasst nach Pech, 1998).

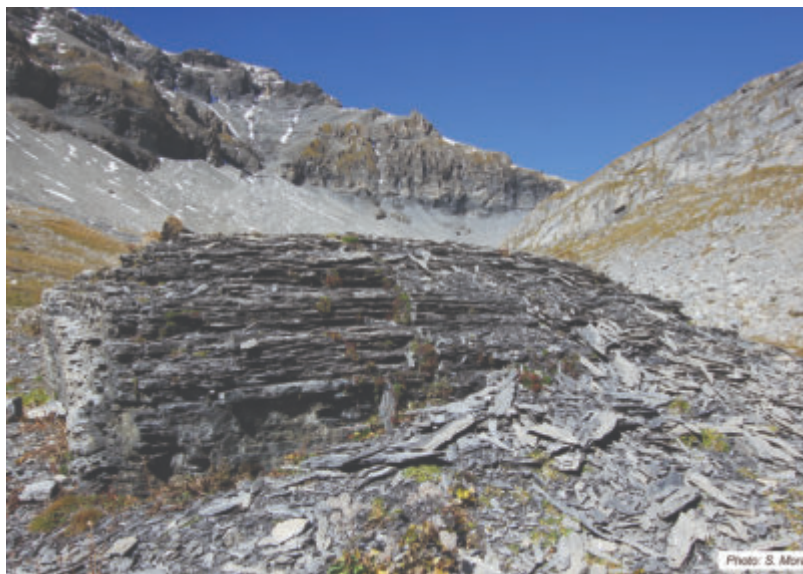


Fig. 3 – Débitage en plaquettes d’un bloc de calcaire marneux par gélifraction (Vallon de la Tièche, VS).

Abb.3: Durch Frostsprengung verursachte Verwitterung eines mergeligen Kalksteinblocks in Plättchen (Vallon de la Tièche, VS).



Fig. 4 – Relief acéré caractéristique de la prédominance des processus de gélifraction (Saleinaz, VS). Notez la présence de nombreux éboulis à la base des parois rocheuses.

Abb.4: Scharfkantiges Relief, charakteristisch für das Vorherrschen von Frostsprengungsprozessen (Saleinaz, VS). Beachten Sie die zahlreichen Schutt-/Geröllhalden am Hangfuss der Felswände.



Fig. 5 – Cône d'éboulis partiellement végétalisé de la Pierreuse (Réserve naturelle de la Pierreuse, Château-d'Oex, VD).

Abb.5: Teilweise bewachsener Schuttkegel von la Pierreuse, (Naturschutzgebiet La Pierreuse, Château-d'Oex, VD).

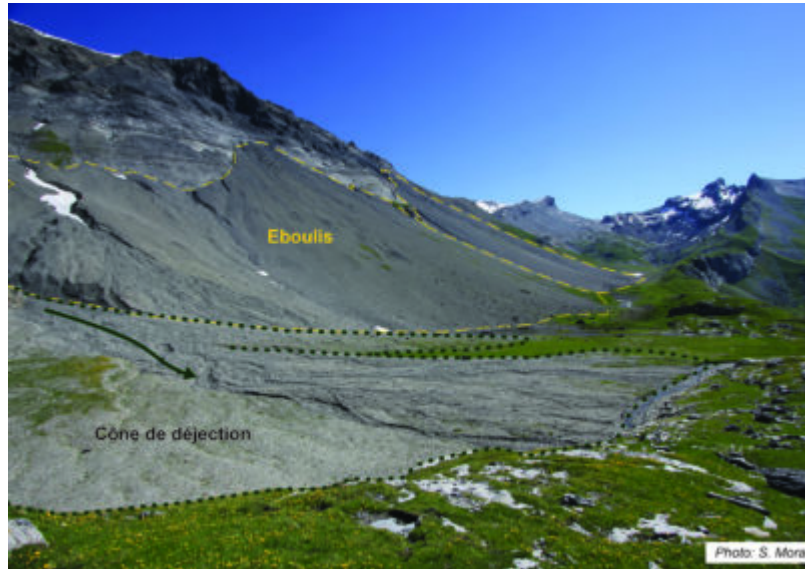


Fig. 6 – Voile d'éboulis au pied de la crête des Faverges (Vallon de la Tièche, VS). Au premier plan, un cône de déjection occupe une partie du replat (en vert).

Abb.6: Schutthalde am Fusse des Faverges -Kamms (Vallon de la Tièche, VS). Im Vordergrund nimmt ein Schwemmkegel einen Teil der Abflachung ein (grün).

2.4. Frosthub und Kryosuktion

 geomorphologie-montagne.ch/de/2-4-frosthub-und-kryosuktion/

Beim Gefrieren des Untergrunds kommt es durch die Bildung von Eisnadeln oder Eislinsen oft zu einer Hebung (Frosthub). Eislinsen bilden sich durch Kryosuktion, bei der ungefrorenes Porenwasser aus der Umgebung zur Eislinse wandert und dort gefriert.

Die Volumenausdehnung des Bodens bei Frost, auch **Frosthub oder Frosthebung** (*frost heaving*) genannt (Abb. 1), ist die Folge der Bildung von Eislinsen in der Tiefe oder von Eisnadeln an der Oberfläche. Der gefrorene Boden neigt dazu, sich parallel zum Verlauf der Gefrierfront zu heben. Diese Mechanismen, die vor allem in Böden mit eher feinkörniger Korngrößenverteilung ablaufen, führen zu einer Änderung der Bodenstruktur.

Eisnadeln (*Pipkrakes*) sind kleine Säulen aus faserigem Eis. Sie bilden sich auf feuchtem Boden, bei dem Gesteinsfragmente angehoben und selbst bei geringen Neigungen bewegt werden können (Abb. 2 & 3). Der nächtliche Frost wirkt auf den am Vortag aufgetauten, feuchten Boden ein und führt zur Bildung einer gefrorenen Kruste an der Oberfläche, mit Ausnahme der Stellen, an denen kleine Kieselsteine liegen, die als Wärmeisolatoren wirken. Wenn dann der Frost in die Tiefe dringt, wird das Wasser aus dem Boden gedrückt, ähnlich wie bei Zahnpasta aus einer Tube. Senkrecht zum Hang bilden sich Eisnadeln, die bis zu mehreren Zentimetern hoch sein können. Beim Auftauen haben sich die während des Frosts angehobenen Partikel um einige Millimeter/Zentimeter talwärts verschoben. *Pipkrakes* begünstigen Bodenerosion durch andere Prozesse (Regen etc.).

In feinkörnigen, nicht wassergesättigten Böden kommt es durch Frost zur Bildung von Segregationseis in Form von Eislinsen. Die **Kryosuktion** (oder Kryo-Osmose) ist ein Saugvorgang, der beim Gefrieren auftritt. Wenn ein Boden gefriert, wird das Porenwasser aus dem umgebenden, nicht gefrorenen Boden (z. B. aus dem Grundwasser) zu den wachsenden Eiskristallen gezogen. Dieser Prozess erklärt unter anderem die Segregation (Entmischung) von **Eislinsen** (Abb. 4 & 5).

Ein besonderer Mechanismus des Frosthubs ist die **Kryoexpulsion** (Abb. 6 & 7). Dieser Prozess lässt sich in einem Satz zusammenfassen: «*Es handelt sich um (Kiesel-)Steine, welche im Winter aus dem Boden herauswachsen*». Die Steine bleiben im gefrorenen Boden hängen und werden von den darunter liegenden Eislinsen an die Oberfläche gedrückt. Beim Auftauen füllt sich der unter dem Stein gebildete Hohlraum mit Feinmaterial und der Stein kann nicht mehr in seine ursprüngliche Position zurückkehren. Von einem Frost-Tau-Wechsel zum nächsten richtet sich so ein Block auf (aufrechte Blöcke) und wandert allmählich an die Oberfläche.

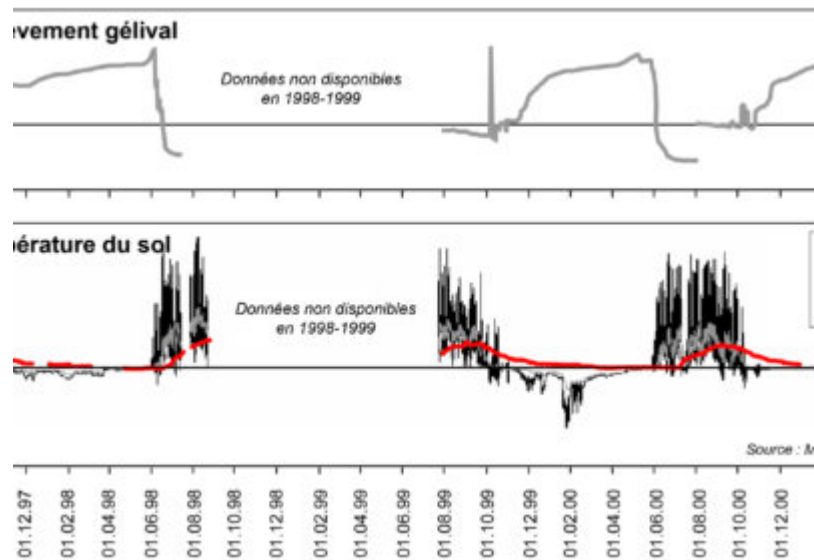


Fig. 1 – Soulèvement gélival et température du sol dans une loupe de solifluxion (Padella, Engadine, GR), 1997-2000) (adapté de Matsuoka et al., 2003).

Abb.1: Frosthebung und Bodentemperatur in einer Solifluktionslobe (Padella, Engadin, GR), 1997-2000) (adaptiert aus Matsuoka et al., 2003).



Fig. 2 – Armée de pipkrakes au petit matin à proximité du sommet du Gramont (Chablais valaisan) : désolidarisation de la surface du sol lors du gel.

Abb.2: Pipkrakes am frühen Morgen in der Nähe des Gramont Gipfels (Walliser Chablais): Ablösung und Hebung von Partikeln an der Bodenoberfläche bei Frost.

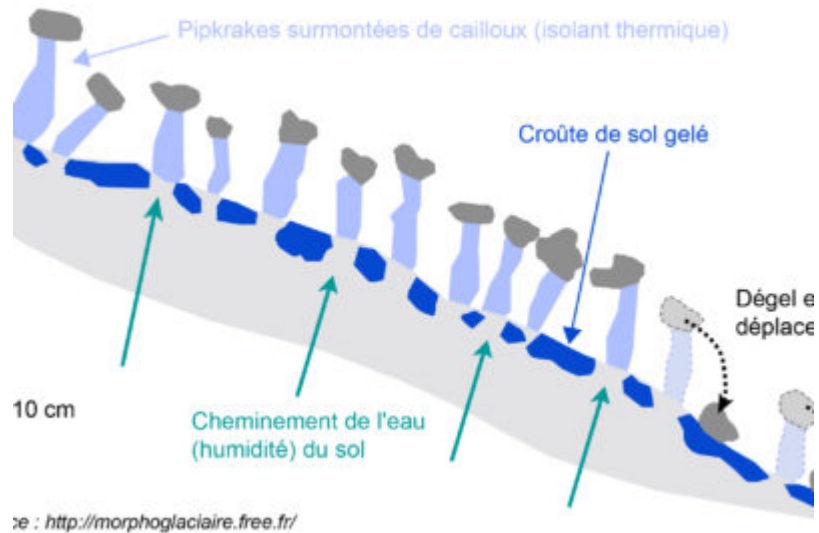


Fig. 3 – Hypothèse des étapes de formation des aiguilles de glace (explications dans le texte).

Abb.3: Hypothese zur Entstehung von Eisnadeln (Erklärungen im Text).



Fig. 4 – Lentilles de glace dans les sédiments limoneux du Permafrost Tunnel à Fairbanks (Alaska).

Abb.4: Eislinsen in lehmigen Sedimenten des Permafrosts bei Fairbanks (Alaska).Abb.5: Prozess der Kryosuktion und Bildung von Segregationseis in Eislinsen.

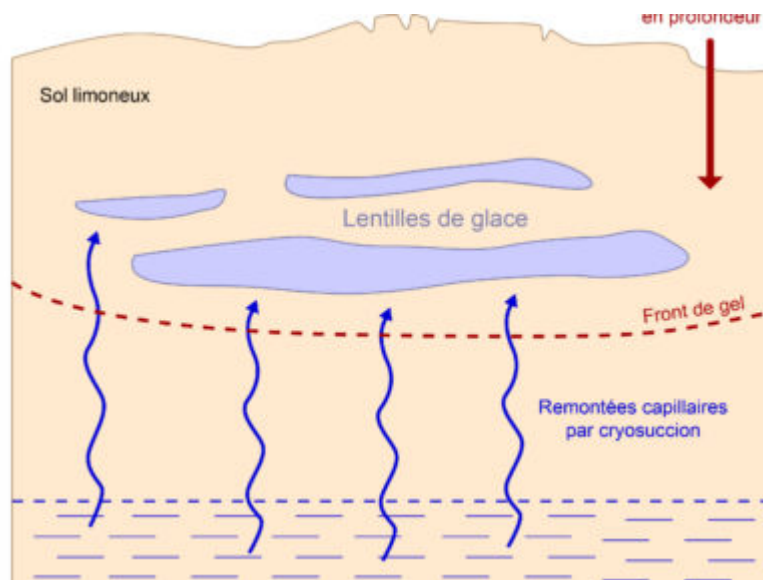


Fig. 5 – Processus de la cryosuction et formation de glace de ségrégation en lentilles.

Abb.5: Prozess der Kryosuktion und Bildung von Segregationseis in Eislinen.



Fig. 6 – Pierre redressée en cours de cryoexpulsion au centre d'un polygone. La sortie du bloc provoque la formation d'un petit bourrelet terreux en surface (Vallon de Réchy, VS).

Abb.6: Aufrechter Stein in der Mitte eines Polygons während der Kryoexpulsion. Das Herausheben des Blocks führt zur Bildung eines kleinen Erdwulstes an der Oberfläche (Vallon de Réchy, VS).

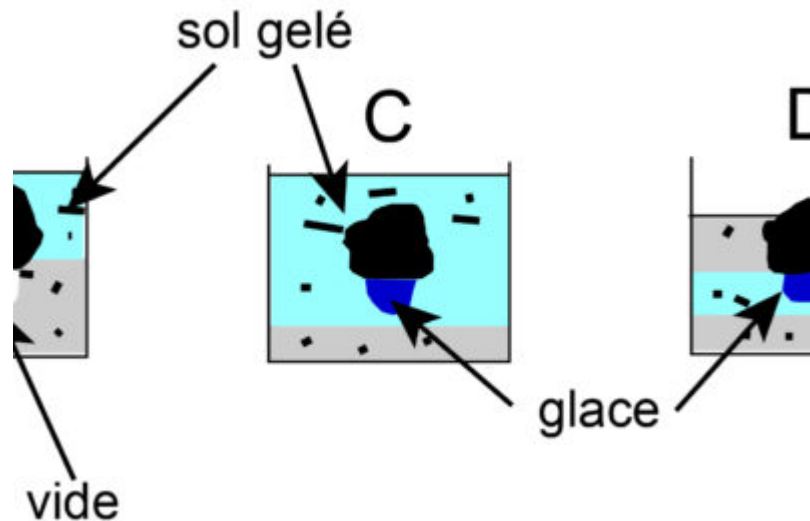


Fig. 7 – Dans un sol hétérogène, les blocs sont solidaires de l’ensemble de la formation et, enchâssés dans la glace, ils se soulèvent (B), libérant un vide comblé par l’eau qui gèle à son tour (C). Lors du dégel (D), la chaleur pénètre depuis la surface mais le bloc est limité dans sa redescente par la glace qui a pris sa place lors du soulèvement. D’un cycle gel/dégel à l’autre, le bloc migre ainsi vers la surface (adapté de Pech, 1998).

Abb.7: In einem heterogenen Boden sind die Blöcke fest mit der gesamten Struktur verbunden. Bei Frost werden sie, eingebettet in das Eis, angehoben (B) und geben einen Hohlraum frei, der mit Wasser gefüllt wird, das wiederum gefriert (C). Beim Auftauen (D) dringt Wärme von der Oberfläche ein, aber das Eis, das beim Frosthub seinen Platz eingenommen hat, verhindert das Absinken des Blocks. Von einem Frost-Tau-Wechsel zum nächsten wandert der Block so an die Oberfläche (angepasst nach Pech, 1998).

2.5. Solifluktion und Gelifluktion

 geomorphologie-montagne.ch/de/2-5-solifluktion-und-gelifluktion/

Ab einer bestimmten Höhe können Frost-Tau-Wechsel dazu führen, dass sich die oberste Schicht des Bodens talwärts bewegt. Während des Tauwetters im Frühjahr entstehen auf diese Weise Solifluktionsloben.

Wenn das Gelände ein gewisses Gefälle aufweist – auch wenn dieses nur gering ist und in der Grössenordnung von wenigen Grad liegt –, wird sich das durch Frosthub (siehe [Factsheet Permafrost 2.4](#)) senkrecht zum Hang angehobene Material beim Auftauen unter dem Einfluss der Schwerkraft vertikal absenken. Diese talwärts gerichtete Materialbewegung durch **Kryoreptation** (eine Form des Bodenkriechens) ([Abb. 1](#)) liegt in der Grössenordnung von einigen Millimetern pro Jahr.

Solifluktionsphänomene, die in den Bergen sehr häufig vorkommen, umfassen die langsame Verformung (einige cm/Jahr) der obersten Bodenschicht und des Lockermaterials, das, wenn es mit Wasser gesättigt ist, schmierig und plastisch wird ([Abb. 2](#)). Laut Matsuoka (2001) können vier Prozesse an der Solifluktion beteiligt sein:

1. Gelifluktion (Kriechen von Material, das durch das Auftauen des gefrorenen Bodens und/oder das Eindringen von Schneeschmelzwasser oder Regen plastisch geworden ist);
2. (Ab-)Rutschen auf Permafrost (hauptsächlich in der Arktis anzutreffen);
3. Kriechen im Zusammenhang mit der Bildung von Eisnadeln (tageszeitliches Phänomen, siehe [Factsheet Permafrost 2.4](#));
4. Bewegungen, die durch die Bildung von Eislinsen verursacht werden.

In den Alpen ist die Gelifluktion der vorherrschende Prozess, der an der Solifluktion beteiligt ist. Der grösste Teil der Bewegung findet daher **beim Auftauen des Bodens/Untergrunds** statt ([Abb. 3](#)).

Dieser Prozess **plastischer Verformung** äussert sich in der Landschaft durch die Entstehung von Ablösungsnischen und Akkumulationswulsten oder **Loben** ([Abb. 4](#)). Aufgrund von Reibungseffekten sind die Deformationsraten innerhalb eines Solifluktionslobus nicht überall gleich. In der Mitte sowie an der Oberfläche findet eine schnellere Bewegung statt, an den Rändern sowie an der Basis eine langsamere ([Abb. 5](#)). Dies kann dazu führen, dass der Boden «auf dem Kopf steht» und die Bodenhorizonte völlig umgedreht sind. An Hängen mit mehreren Solifluktionsloben kommt es häufig zu einer Überlagerung der Formen, bei der die schnelleren Solifluktionsloben die langsameren überdecken. Es gibt eine grosse Vielfalt an Formen: Wülste, Mikroloben (Dezimeter gross), einzelne (isolierte) Loben, Gruppen von (zusammenhängenden) Loben, grosse Loben von mehreren Dutzend Metern Länge ([Abb. 6](#)), Solifluktion auf Geröll-/Schutthalden ([Abb. 7](#)), Kriechdeformationsformen auf Moränen ([Abb. 8](#)), etc. Die grossen Solifluktionsströme oder -loben ([Abb. 9](#)) scheinen eine Mächtigkeit von 2 bis 15

m zu haben und bewegen sich um einige Zentimeter bis Dezimeter pro Jahr. Sie könnten als Zwischenform zwischen Solifluktionen und Blockgletscher betrachtet werden (Abb. 10).

Kriechphänomene können auch bei Blöcken vorkommen, die sich bei jedem Frost-Tau-Wechsel um einige Zentimeter hangabwärts bewegen. Das Kriechen wird durch das Gewicht des Blocks noch verstärkt. Diese sogenannten **Wanderblöcke** sind an ihrem vorderen Stauchwulst (hangabwärts) und der Furche, die sie hinterlassen, zu erkennen (Abb. 11).

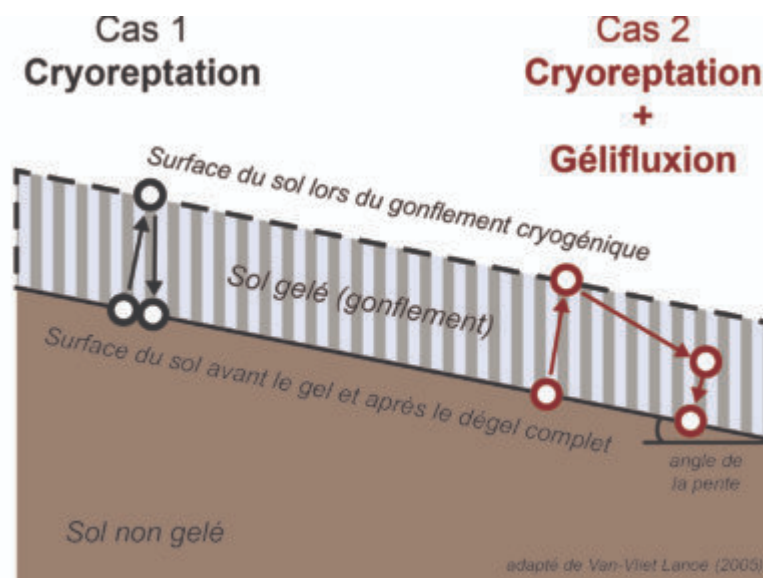


Fig. 1 – Trajectoire d’une particule lors d’un cycle de gel-dégel, en tenant compte du processus de cryoreptation (à gauche) et d’une combinaison de cryoreptation avec de la gélifluxion (à droite). La composante horizontale du mouvement effectif de blocs ou de particules de sol est faible avec uniquement de la cryoreptation. La gélifluxion est plus efficace pour transférer des particules vers l’aval (figure adaptée de Van-Vliet Lanoë, 2005).

Abb.1: Zurückgelegte Strecke eines Partikels während eines Frost-Tau-Wechsels unter Berücksichtigung des Bodenkriechens (Kryoreptation) (links) und einer Kombination von Kryoreptation und Gelifluktion (rechts). Die horizontale Komponente der effektiven Bewegung von Blöcken oder Bodenpartikeln ist bei alleiniger Kryoreptation gering. Gelifluktion ist effektiver bei der Talwärtsverlagerung von Partikeln (angepasst nach Van-Vliet Lanoë, 2005).



Fig. 2 – Loupes de solifluxion végétalisées (Tsaté/Moiry, VS).

Abb.2: Mit Vegetation bedeckte (sogenannt gebundene) Solifluktionsloben (Tsaté/Moiry, VS).

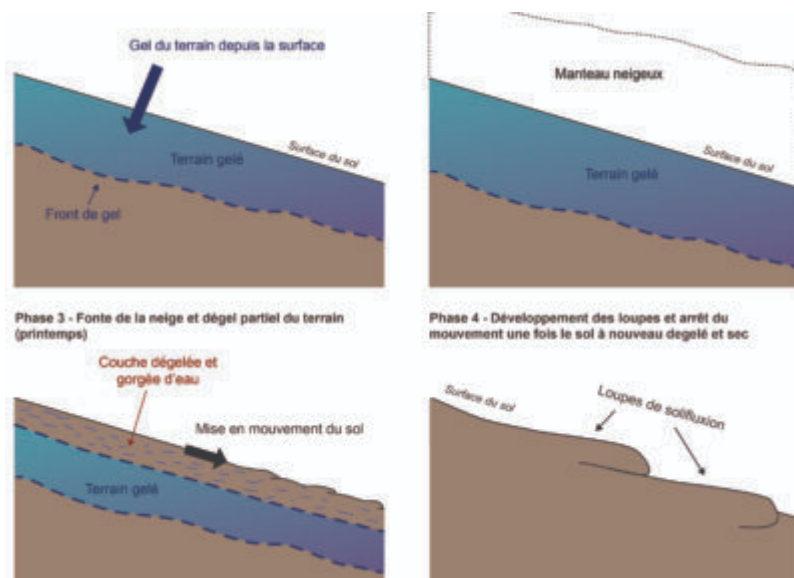


Fig. 3 – Processus de solifluxion / gélifluxion dans un environnement soumis à un gel hivernal et un dégel printanier du terrain.

Abb.3: Solifluktions-/Gelifluktionsprozesse in einer durch Winterfrost und Frühjahrsschmelze geprägten Umgebung.



Fig. 4 – Front d’un micro-loupe de solifluxion (env. 10 cm de hauteur) (Vallon de Réchy, VS).

Abb.4: Front einer Mikro-Solifluktionslobe (ca. 10 cm hoch) (Vallon de Réchy, VS).



Fig. 5 – Micro-loupe de solifluxion qui laisse entrevoir le mouvement différentiel entre le centre et les bords (Vallon de Réchy, VS).

Abb.5: Mikro-Solifluktionslobe, bei der man die unterschiedlichen Deformationsraten zwischen der Mitte und den Rändern erkennen kann (Vallon de Réchy, VS).



Fig. 6 – Grandes loupes de solifluxion (versant est du Horlini, VS).

Abb.6: Grosse Solifluktionsloben (Osthang des Horlini, VS).



Fig. 7 – Loupes de solifluxion sur un éboulis (Vallon de Réchy).

Abb.7: Solifluktionsloben auf einer Geröll-/Schutthalde (Vallon de Réchy).



Fig. 8 – Moraine fluée (déformation de surface) : loupes de solifluxion sur la moraine latérale gauche du glacier de Tsijiore Nouve (Arolla).

Abb.8: Kriechdeformationsformen auf Moränen: Solifluktionsloben auf der linken Seitenmoräne des Tsijiore Nouve Gletschers (Arolla).



Fig. 9 – Grandes coulées de solifluxion dans un éboulis de calcschistes à proximité du Pas-de-Lona (versant nord du Sasseneire, VS).

Abb.9: Grosse Solifluktionsströme auf einer Schutthalde aus Kalkschiefer in der Nähe des Pas-de-Lona (Nordhang des Sasseneire, VS).



Fig. 10 – Grandes coulées de solifluxion (à gauche) et glacier rocheux actif (à droite) du Furggentälti à la Gemmi, deux formes types de fluage des environnements périglaciaires (Gemmi, VS).

Abb.10: Zwei typische Kriechformen des Periglazials: Grosse Solifluktionsströme (links) und aktiver Blockgletscher (rechts) im Furggentälti (Gemmi, VS).



Fig. 11 – Bloc laboureur marqué par un lobe de glissement à l’aval. Le sillon (dont le contraste a été amélioré) est bien visible à l’amont (Vallon de la Chevillence, Derborence, VS).

Abb.11: Wanderblock, talseitig durch eine Stauchwulst gekennzeichnet. Die Furche bergwärts des Blocks ist dank verbessertem Kontrast gut sichtbar (Vallon de la Chevillence, Derborence, VS).

2.6. Frostmusterböden und kryogene Hügel

 geomorphologie-montagne.ch/de/2-6-frostmusterboeden-und-kryogene-huegel/

Frostmusterböden und kryogene Hügel sind aussergewöhnliche Formen, die typisch für periglazial dominierte Gebiete sind. Je nach Material und Prozessen zeigen sie bestimmte Strukturen der räumlichen Reorganisation. Differentieller Frosthubb, Austrocknung und Kryoturbation sind Prozesse, die diese Formen zu verursachen scheinen.

Frostmusterböden (auch: Strukturböden) sind ein Wunder der Natur mit erstaunlicher Ästhetik und Geometrie. Sie treten in Form von Polygonen auf, die in den Alpen einige Zentimeter bis einige Dezimeter gross sind, in den arktischen Ebenen jedoch mehrere Meter erreichen können (Abb. 1 bis 3). Die Polygone bestehen in der Regel aus Ansammlungen von Steinen, welche deren Seiten/Ränder markieren (Steinkreis, Abb. 4), während das Innere aus Bodenmaterial besteht. Umgekehrt kann das Innere der Polygone auch aus Kieselsteinen und die Seiten/Ränder aus feinem Material bestehen (Steinrosen). In manchen Fällen bestehen die Polygone auch aus unsortiertem Material. Frostmusterböden kommen häufig in eher flachen, feuchten Gebieten vor (Abb. 5).

An um einige Grad geneigten Hängen gehen die Polygone in **gestreifte Frostmusterböden** über, die an der Oberfläche aus einer Abfolge grosser Bänder aus feinem Material bestehen, die durch Steinstreifen getrennt sind und typische Muster der Solifluktion aufweisen (Abb. 6). Im periglazialen Gebiet sind auch noch andere Strukturen anzutreffen (Felder aus aufrechten Steinen, Steinpflasterung usw.).

Die Entstehung von Frostmusterböden ist noch nicht vollständig geklärt. Es scheint aber, dass dafür verschiedene Prozesse eine Rolle spielen: thermische Kontraktion, Kryoexpulsion, Frosthubb (siehe Factsheet Permafrost 2.4) und differentielle Kryoturbation, je nach Frostempfindlichkeit der Materialien, aus denen sich der Boden zusammensetzt. In jedem Fall dominieren vertikale Bewegungen mit Geschwindigkeiten in der Grössenordnung von Millimetern bis Zentimetern pro Jahr, welche die oberste Bodenschicht (0,1 – 1 m) betreffen. Die am häufigsten verwendete Hypothese zur Entstehung von Frostmusterböden lautet wie folgt (Abb. 7):

- Ein plötzlicher Abfall der Lufttemperaturen vor dem Vorhandensein einer isolierenden Schneedecke (mindestens 50 cm) kann zu einer **thermischen Kontraktion** des Bodens führen. Es bilden sich Trockensrisse (Abb. 8), die durch **Eisadern oder Eiskeile** gefüllt und somit vergrössert werden können. In der arktischen Tundra wachsen die Eiskeile jedes Jahr und können Meter grosse Dimensionen erreichen (Abb. 9 & 10).

- Wenn der Boden gefriert, führt die Bildung von Eislinsen und Pipkrakes (Eisnadeln) dazu, dass (Kiesel-)Steine durch Kryoexpulsion an die Oberfläche transportiert werden. Wahrscheinlich aufgrund ihrer unterschiedlichen Frostempfindlichkeit werden die Steine in Bereiche mit einer hohen Konzentration an grobkörnigerem Material verschoben, während feinkörnigere Partikel in Bereiche mit einer hohen Konzentration an Feinmaterial transportiert werden. Dieses Prinzip wurde von Pissart (1973) experimentell und später durch Computermodellierungen nachgewiesen.
- In der Regel sammeln sich die groben Bestandteile aufgrund der Bodenwölbung in der Mitte von Trockenrissen/-spalten an.
- Es ist auch denkbar, dass durch Kryoturbationsbewegungen Konvektionszellen im Boden entstehen, die zu einer Sortierung des Materials führen. Bei der **Kryoturbation** handelt es sich um einen Prozess, bei dem es aufgrund von Frost-Tau-Wechseln zu in-situ-Verformungen kommt (Abb. 11). Die Wasserrückhaltekapazität hängt von der Beschaffenheit des Materials ab, was sich wiederum beim Voranschreiten der Gefrierfront in sehr unterschiedlichen Materialausdehnungen äussert. So neigt der stark frostanfällige Lehm dazu, in andere Materialien (z. B. wenig frostanfällige Kiese, siehe Factsheet Permafrost 2.2) hineingedrückt zu werden, was zu kleinen Falten (Kesselformen) in den obersten Bodenschichten führt.

In periglazialen Gebieten kommen viele konvexe Formen vor. In den Alpen findet man häufig sogenannte **Rasenhügel** (oder **Thufure**). Dabei handelt es sich um Hügel mit einem Durchmesser von einigen Dezimetern, die in der Regel mit Vegetation bedeckt sind. Sie entstehen vermutlich durch Kryoturbation und Frosthübe in organischem (Torf) und lehmigem Material (Abb. 12).

Palsas (auch: Palsen) (Abb. 13) sind kryogene Hügel mit einem Durchmesser von einem bis mehreren Dutzend Metern, deren Kern aus einer Ansammlung von Segregationseislinsen besteht. Palsas können sich in Torfmooren (Palsa im engeren Sinne) oder in sandigeren und lehmigeren Sedimenten bilden (dann spricht man von Mineralpalsas oder Lithalsen). Durch Frosthübe kann es zur Entstehung von Spannungsrissen in der Oberfläche des Hügels kommen. Wenn die Eislinsen schmelzen, weicht der Hügel einer mehr oder weniger kreisförmigen Vertiefung. In der arktischen Taiga (heute, siehe Abb. 14) und in den europäischen Ebenen, die während der letzten grossen Eiszeit nicht vergletschert waren, sind Palsas sehr häufig. In den Alpen hingegen kommen sie sehr selten vor (Abb. 15).

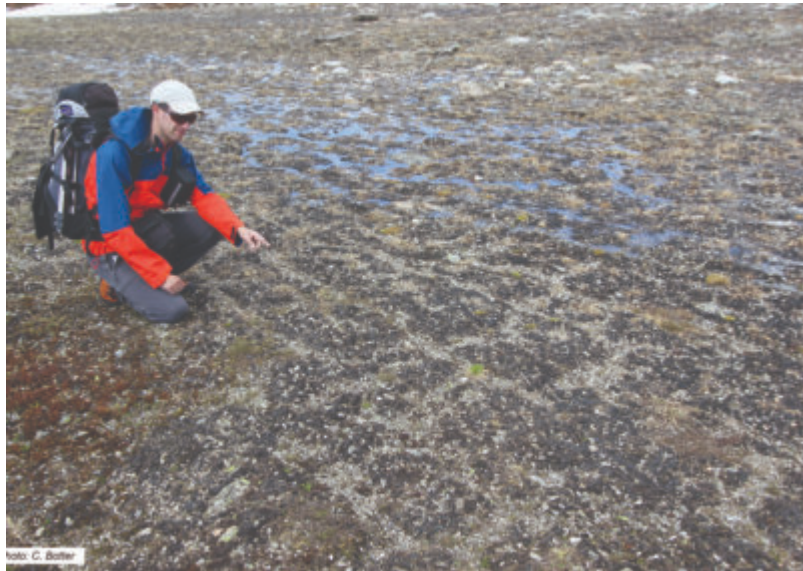


Fig. 1 – Sols triés centimétriques à décimétriques présentant une vague structure en polygones dans un replat bien drainé du Haut-Vallon de Réchy(VS).

Abb.1: Frostmusterboden (Zentimeter bis Dezimeter grosse Komponenten) mit einer vagen Polygon-Struktur in einer gut entwässerten Ebene im Haut-Vallon de Réchy(VS).



Fig. 2 – Allée de sols polygonaux de taille métrique à proximité de la cabane des Becs-de-Bosson (Vallon de Réchy, VS).

Abb.2: Allee aus Polygonen (Meter gross) eines Frostmusterbodens in der Nähe der Becs-de-Bosson-Hütte (Vallon de Réchy, VS).



Fig. 3 – Sols polygonaux arctiques de plusieurs (dizaines) de mètres. La séparation entre les polygones est d'environ 50 cm à 1 mètre, et cache des coins de glace en profondeur (Prudhoe bay, Alaska).

Abb.3: Polygone (mehrere Dutzend Meter breit) eines arktischen Frostmusterbodens. Der Abstand zwischen den Polygonen beträgt etwa 50 cm bis 1 Meter und verbirgt Eiskeile in der Tiefe (Prudhoe bay, Alaska).



Fig. 4 – Sols polygonaux présentant un motif en cercle de pierre (Vallon de Réchy, VS)

Abb.4: Frostmusterboden mit Steinkreismuster (Vallon de Réchy, VS)

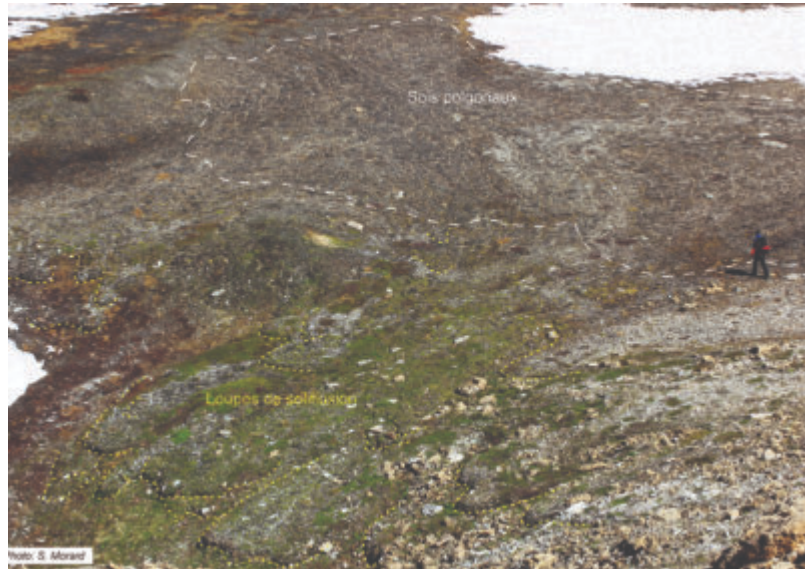


Fig. 5 – En haut de l’image, la neige vient de découvrir un replat humide rempli de sols polygonaux. En bas à gauche, la pente augmente et des loupes de solifluxion se sont formées (Vallon de Réchy, VS).

Abb.5: Oben im Bild hat der Schnee gerade ein feuchtes Flachstück voller Polygone eines Frostmusterbodens freigelegt. Unten links nimmt die Neigung zu und es haben sich Solifluktionssloben gebildet (Vallon de Réchy, VS).



Fig. 6 – Sol strié entouré de champs de pierres redressées. Les pierres redressées au front du sol strié (en bas à gauche) se sont alignées dans le sens de la pente selon un motif typique de la solifluxion (Vallon de Réchy, VS).

Abb.6: Gestreifter Frostmusterboden, umgeben von Feldern mit aufrechten Steinen. Die an der Vorderseite des gestreiften Frostmusterbodens (unten links) gelegenen aufrechten Steine haben sich nach einem für die Solifluktion typischen Muster in Hangrichtung aufgereiht (Vallon de Réchy, VS).

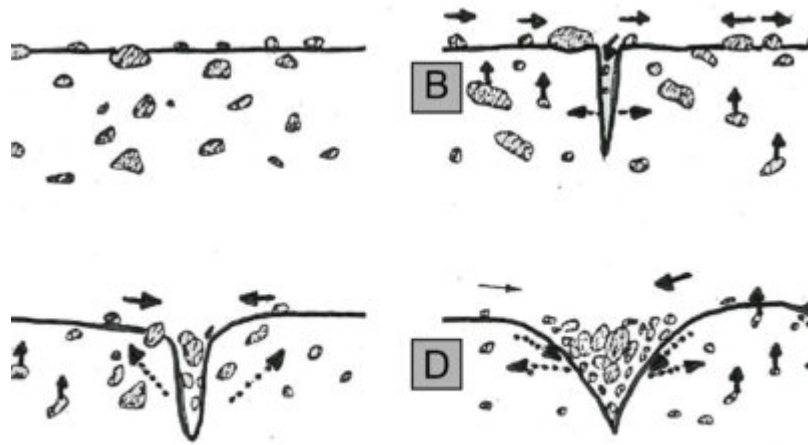


Fig. 7 – Hypothèses de formation des petits sols polygonaux de haute montagne, sur la base d'expériences effectuées. A : Soulèvement des cailloux par le gel ; B : Ouverture de fissures de retrait ; C et D : Bombement des centres et déplacements en surface des cailloux par des aiguilles de glace (source : Pissart, 1973).

Abb.7: Hypothesen zur Bildung von kleinen Frostmusterböden im Hochgebirge auf der Grundlage durchgeführter Experimente. A: Hebung der Steine durch Frost; B: Öffnung von Kontraktionsrissen; C und D: Aufwölbung in der Mitte und Verlagerung der Steine durch Eisnadeln an der Oberfläche (Quelle: Pissart, 1973).



Fig. 8 – Système de fentes de dessiccation dans un replat composé de sédiments fins (Vallon de Réchy, VS).

Abb.8: System von Trockenrissen auf einer Terrasse aus feinkörnigem Sediment (Vallon de Réchy, VS).



Fig. 9 – Coin de glace dans des sédiments limoneux gelés du Permafrost Tunnel à Fairbanks (Alaska).

Abb.9: Eiskeil in gefrorenem Lehm eines Permafrosts bei Fairbanks (Alaska).

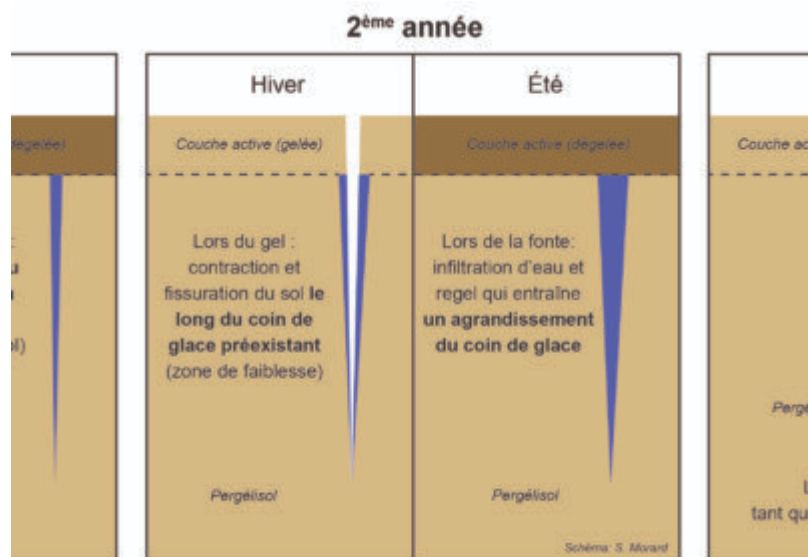


Fig. 10 – Schéma illustrant la formation d'un coin de glace en raison de la contraction thermique du sol.

Abb.10: Schematische Darstellung der Bildung eines Eiskeils aufgrund der thermischen Kontraktion des Bodens.

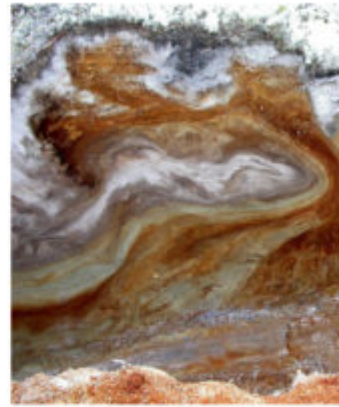
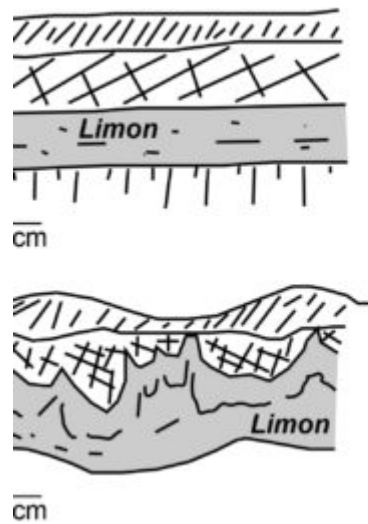


Photo : <http://131.130.57.239/>

Fig. 11 – Représentation schématique de la cryoturbation. La photo provient de la taïga sibérienne (adapté de Pech, 1998).

Abb.11: Schematische Darstellung der Kryoturbation. Das Foto stammt aus der sibirischen Taiga (angepasst nach Pech, 1998).



Fig. 12 – Buttes gazonnées à proximité du Lac du Louché (Vallon de Réchy , VS).

Abb.12: Rasenhügel in der Nähe des Lac du Louché (Vallon de Réchy , VS).

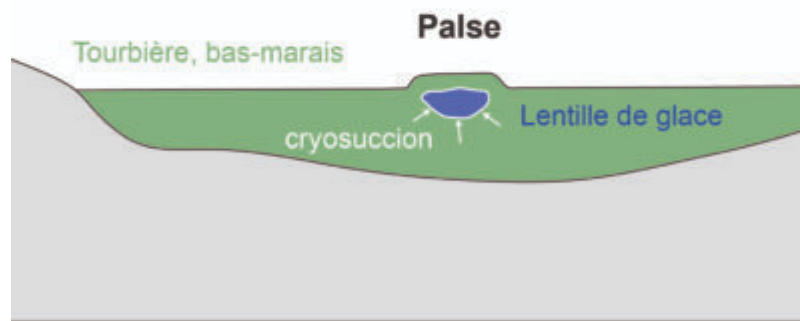


Fig. 13 – Schéma montrant la formation d’une palse en raison de la formation d’une lentille de glace. La configuration du terrain avec un bas-marais est similaire à celle rencontrée dans le cas de la palse minérale des Favergeres (fig. 15).

Abb.13: Schematische Darstellung eines Palsas, welcher aufgrund der Bildung einer Eislinse entstanden ist. Die Geländekonfiguration mit einem Flachmoor ähnelt derjenigen des Mineralpalsas von Favergeres (Abb. 15).

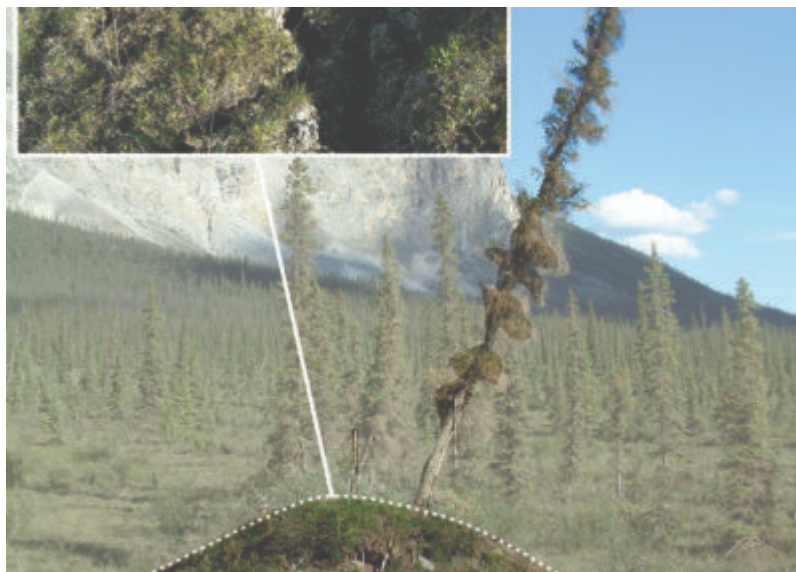


Fig. 14 – Palse d’environ 1.5 mètre de haut et 3 mètres de diamètre dans la forêt boréale d’Alaska. Au sommet de la palse des fentes de tension sont bien visibles (Brooks Range, Alaska). Un filtre transparent a été appliqué à l’arrière-plan pour mieux faire ressortir la palse.

Abb.14: Etwa 1.5 Meter hoher Palsa mit einem Durchmesser von 3 Metern in den borealen Wäldern Alaskas. Oben auf dem Palsa sind Spannungsrisse sichtbar (Brooks Range, Alaska). Um den Palsa besser erkennbar zu machen, ist der Hintergrund auf dem Foto transparent dargestellt.

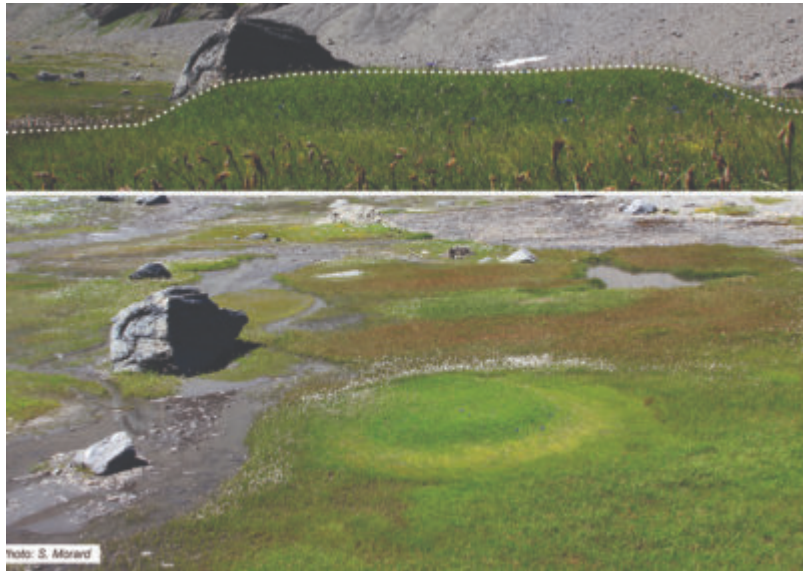


Fig. 15 – Palse minérale (ou lithalse) des Faverges (VS) émergeant d'un bas-marais d'altitude. En haut : vue de profil, la palse fait environ 30 cm de haut. En bas : le contour de la palse se distingue facilement en raison des contrastes de végétation (diamètre d'environ 2 mètres).

Abb.15: Mineralpalsa (oder Lithalsa) von Faverges (VS) der aus einem hoch gelegenen Flachmoor herausragt. Oben: Seitenansicht. Der Palsa ist etwa 30 cm hoch. Unten: Der Umriss des Palsas ist aufgrund der Vegetationskontraste leicht zu erkennen (Durchmesser ca. 2 m).