

2.1 Processus liés au gel-dégel – aspects thermiques

 geomorphologie-montagne.ch/processus-lies-au-gel-degel/

L'action du gel superficiel, et en particulier des alternances de cycles de gel et de dégel, joue un rôle déterminant dans la morphogenèse des environnements périglaciaires. D'un point de vue thermique, le gel d'un terrain se traduit par d'importants échanges de chaleur latente.

Le paysage alpin est fortement influencé par les alternances répétées de gel-dégel (journalières ou saisonnières). De nombreuses formes géomorphologiques sont ainsi caractéristiques des effets du gel superficiel temporaire. Le processus de gel comprend à la fois un **aspect thermique** et un **aspect physique** (cf. [fiche pergélisol 2.2](#)) important pour les phénomènes d'érosion.

Le gel se produit lorsque la température s'abaisse **sous le point de congélation de l'eau, limite fixée généralement à 0°C**. Il existe cependant des exceptions à ce seuil de 0°C selon la pression exercée sur l'eau et la salinité. De l'eau peut rester liquide à -1°C sous un glacier en raison de la pression exercée par la masse de glace. Dans l'océan, une eau de mer dont la salinité est de 35 g/l gèle vers -1.9°C. C'est parce que le sel permet de faire baisser le point de congélation de l'eau, qu'il est appliqué en hiver sur la chaussée pour accélérer la fonte de la glace et du verglas.

Lors du changement de phase de l'eau liquide en glace (et vice-versa), un **important transfert d'énergie sous forme de chaleur latente** se produit. D'énormes quantités d'énergie sont ainsi libérées lors du gel et absorbées lors du dégel. Ces processus de transfert de chaleur latente sont bien connus de tous. C'est le principe qui permet de refroidir rapidement une boisson ([fig. 1](#)).

Lors de la congélation ou de la fonte du terrain, la température du sol se stabilise pour un certain laps de temps au point de congélation (0°C) : c'est la **phase zéro (zero curtain)** ([fig. 2](#)). En montagne, cette phase est décelable au printemps lors de la fonte du manteau neigeux et parfois en automne lorsque le sol commence à geler. La température du sol ne pourra s'abaisser/s'élever au-dessous du point de congélation qu'une fois toute l'eau transformée en glace (et vice-versa notamment à la fonte des neiges). En l'absence d'humidité dans le sol, il n'y a pas de phase de stabilisation à 0°C. Ce cas de figure est observé par exemple dans un matériau rocheux poreux à l'intérieur duquel les eaux ne peuvent stagner.

Le gel se propage de la surface vers la profondeur. Le front de gel est la limite mouvante entre le sol en cours de gel et le sol non gelé. **La profondeur de pénétration du gel** dans le sol est fonction de différents paramètres et variables :

- De l'enneigement (la neige est un isolant thermique, cf. [fiche pergélisol 3.1.4](#)) : une couche de neige entraîne un arrêt de la perte de chaleur par rayonnement infrarouge du sol (stabilisation de la température du sous-sol) ([fig. 3](#)).

- De la durée et de l'intensité de la période froide.
- De la température du sous-sol.
- Du contenu en eau du sol (plus le sol est sec, plus le gel pénétrera facilement en profondeur).
- De la conductivité thermique du sol.

Il est enfin important de relever que le sol proche de la surface peut geler même si la température de l'air demeure positive en raison de la perte de chaleur par rayonnement infrarouge. Un tel cas de figure se présente souvent en automne la nuit par temps clair et la journée dans les zones à l'ombre.

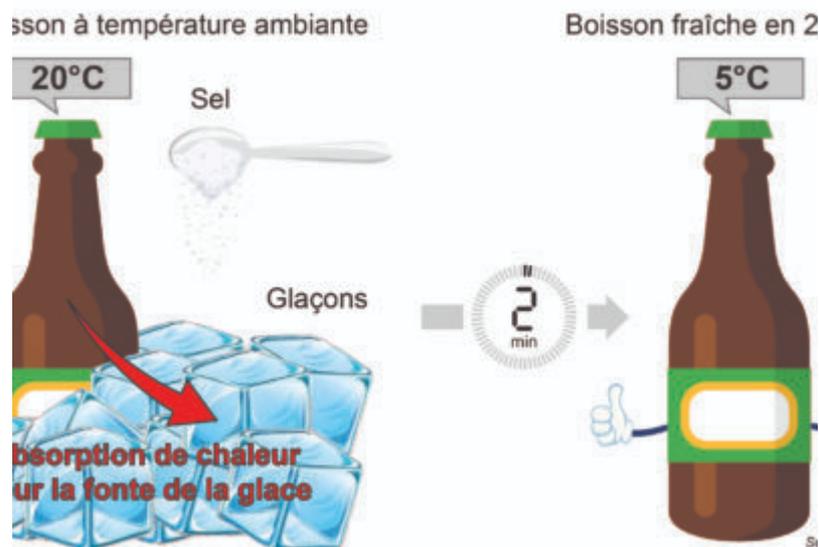


Fig. 1 – Principe de transfert de chaleur lors de la fonte de la glace. La figure montre comment réaliser une expérience pour comprendre les échanges d'énergie impliqués lors du changement de phase de l'eau. Une bouteille à température ambiante est placée dans un bac à glaçon. Le sel permet d'accélérer 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.

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.

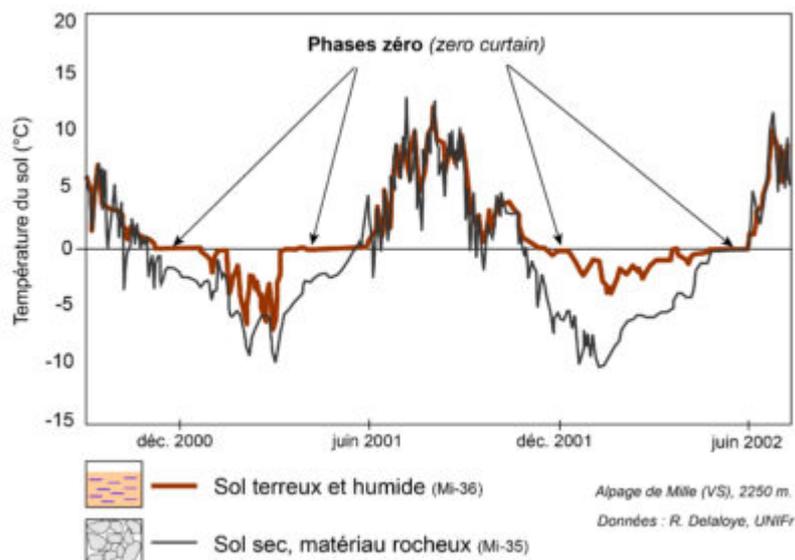
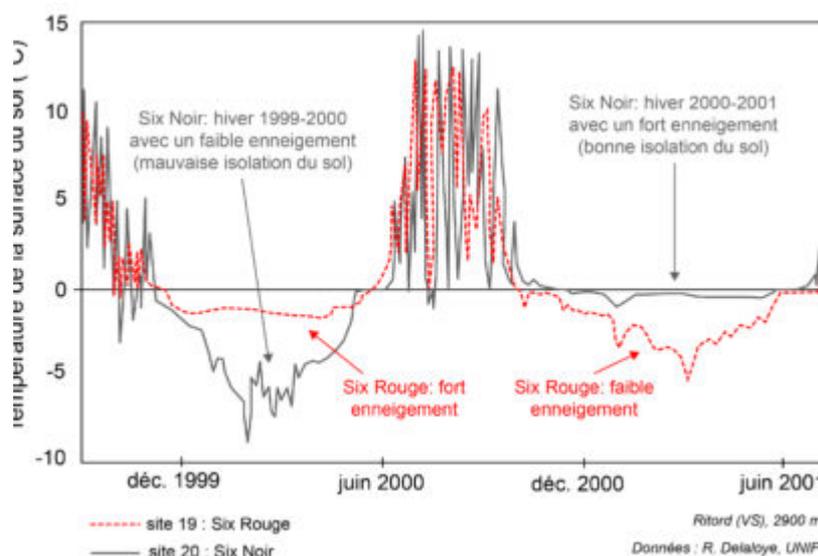


Fig. 2 – Phase zéro pour deux types de sol de l'Alpage de Mille (Val de Bagnes, VS). Dans le sol terreux et humide (capteur Mi-36), il faut environ 2 mois pour que toute l'eau se transforme en glace. En revanche, dans un sol sec et très poreux (capteur Mi-35), il n'y a pas de phase de stabilisation à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

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.



3201_03_Influence_neige

Fig. 3 – Variations des conditions thermiques du sol entre septembre 1999 et juillet 2001 au Ritord (VS). Les capteurs sont placés de part et d'autre d'un petit col, dont l'enneigement est fortement dépendant des régimes de vents dominants. Lorsqu'un manteau neigeux est présent, les températures du sol demeurent relativement stables.

2.2 Processus liés au gel-dégel – aspects physiques ou mécaniques

 geomorphologie-montagne.ch/processus-lies-au-gel-degel-aspects-physiques-ou-mecaniques/

La transformation de l'eau en glace se traduit par une augmentation de volume de 9%. Ce mécanisme entraîne une désolidarisation des matériaux lithologiques en fonction de la capacité du terrain à geler (gélivité). En haute montagne, le gel peut aussi augmenter la stabilité de terrains meubles.

Le gel s'accompagne de modifications des propriétés physiques ou mécaniques qui influencent la stabilité d'un terrain. Le gel implique une transformation de l'eau liquide en glace, entraînant une augmentation du volume de l'eau (+ 9%) et parfois du matériel gelé. Ce processus entraîne des effets parfois contradictoires sur la stabilité du sol :

D'une part, on peut assister à une augmentation de la cohésion (cimentation) de l'ensemble du matériel gelé. De la glace remplit l'ensemble des interstices (sans glace, le matériel est meuble) formant le béton ou ciment de glace ([fig. 1](#)).

En parallèle, une désolidarisation (altération mécanique) des matériaux lithologiques ou pédologiques peut avoir lieu par le biais de différents processus d'érosion : par gélifraction ([cf. fiche pergélisol 2.3](#)), par ségrégation de lentilles de glace ([cf. fiche pergélisol 2.4](#)), par formation d'aiguilles de glace, etc.

On appelle gélivité la capacité que possède un sédiment meuble à gonfler lors du gel, ou une roche dure de se désagréger lorsqu'elle gèle et dégèle ([fig. 2](#)). Les effets du gel sont très différents en fonction du type de terrain (meuble ou roche dure) et de la porosité :

Les terrains meubles à grains fins comme les argiles, les silts ou les limons sont très sensibles au gel. La formation de lentilles de glace par cryosuccion y est fréquente, ce qui provoque un gonflement du terrain lors du gel, et un affaissement lors du dégel ([cf. fiche pergélisol 2.4](#)).

Les terrains meubles plus grossiers comme les sables et les graviers sont au contraire moins gélifs car ils sont bien drainés et le gel de l'eau interstitielle ne provoque pas de gonflement du terrain. Ces terrains sont propices à la formation de béton de glace ([fig. 1](#)). Dans les roches dures, les effets mécaniques du gel se produisent à l'intérieur des fissures ou le long des joints de stratification. La pression exercée sur la roche par le gel de l'eau produit des gélifractions ([cf. fiche pergélisol 2.3](#)).

La phase de dégel se caractérise par des processus inverses à la phase de gel, notamment une perte de volume de la glace et parfois du matériel dégelé (affaissement ou tassement du sol lors du dégel), et une diminution de la cohésion des grains du sol ou des roches (décimentation).



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

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

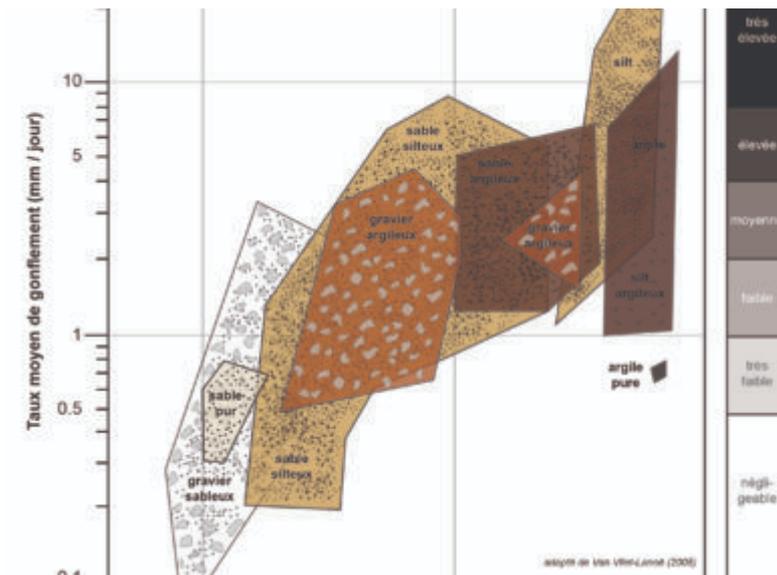


Fig. 2 – Gélivité et taux de gonflement moyen d'un sol meuble selon sa composition granulométrique (adapté de Val Vliet-Lanoë 2005).

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

2.3 La gélifraction

 geomorphologie-montagne.ch/2-3-la-gelifraction/

La gélifraction est un processus d'érosion très efficace en région de montagne causée par les alternances répétées de cycles de gel-dégel dans les fissures de la roche. Les produits de processus d'érosion sont les gélifracsts et les éboulis.

La gélifraction ou cryoclastie représente la destruction des matériaux rocheux sous l'effet des alternances de gel-dégel, en raison des contraintes exercées par les changements d'état de l'eau dans les vides (pores, fissures) de la roche. L'augmentation du volume de l'eau interstitielle lors du gel (+9%) entraîne une augmentation de la pression d'environ 15 kg/cm². Une décompression a lieu lors du dégel. **La répétition de nombreux cycles de gel-dégel entraîne une fatigue de la roche et un agrandissement des fissures** (fig. 1). A la surface du sol, le nombre d'alternances de cycles de gel/dégel est fonction :

- *De l'enneigement.* Si l'enneigement est précoce et important, il n'y aura qu'un seul cycle, voire aucun. En raison de leur forte déclivité, les parois rocheuses sont rarement couvertes de neige et donc propices à la gélifraction.
- *De l'orientation :* le nombre annuel de cycles gel-dégel est souvent plus élevé sur un versant sud (adret) que sur un versant nord (ubac). Par contre la pénétration du gel est moins durable et moins intense sur le versant le plus ensoleillé (fig. 2).
- *De la saison :* en haute montagne, les cycles cryoclastiques sont plus nombreux aux intersaisons. La gélifraction se produit donc surtout au printemps (mai-juin) et en automne (septembre-octobre) (fig. 1). C'est pourquoi les risques de chutes de pierres sont plus élevés durant les périodes d'alternance gel-dégel.
- *De l'altitude.*

Ce processus se déroule surtout dans les régions froides, avec des franchissements répétés du 0°C. La gélifraction agit à la surface des roches, dans les premiers décimètres, la conductivité des roches étant en effet insuffisante pour permettre l'action des alternances de gel-dégel en profondeur. Son efficacité est la plus importante sur les surfaces rocheuses dégagées (parois libres de neige) et varie en fonction de la nature de la roche (calcaire, granite...), entraînant un taux d'érosion relativement élevé en montagne de 5 à 50 cm par siècle.

Des débris généralement très anguleux, appelés **gélifracsts** – dont la taille varie selon l'intensité du gel, la densité des fractures et le type de roche – se détachent ainsi de la roche. Selon le type de roche et la structure du massif, les fragments peuvent prendre des formes variées (blocs anguleux, écailles, feuillets, plaquettes, échardes...) (fig. 3). La prédominance de la gélifraction donne un **aspect acéré au relief** (fig. 4), qui contraste avec les reliefs plus arrondis et polis causés par la prédominance de l'érosion glaciaire (cf. rubrique géomorphologie glaciaire). Au pied des parois rocheuses, l'accumulation de blocs produits par la gélifraction et ayant subi un transfert gravitaire forment des **talus d'éboulis**, dont la pente moyenne avoisine généralement les 35° (fig. 5 & 6). Ces

derniers peuvent prendre une forme convexe en cône ou en grands voiles le long d'un versant. Les éboulis constituent une des formes de dépôts les plus répandues de la zone périglaciaire alpine (cf. pergélisol fiche 5.1).

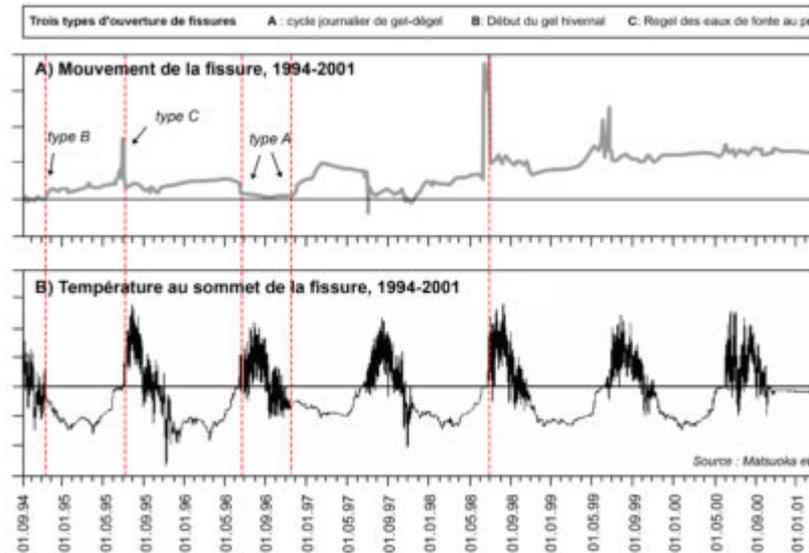


Fig. 1 – Ouverture de petites fissures dans une paroi rocheuse du Mürtel (Engadine, GR). On distingue 3 types de mouvements : A) Ouverture due aux cycles diurnes de gel-dégel ; B) Ecartement de la fissure au moment du gel saisonnier du terrain (début hiver) ; C) Ouverture importante de la fissure suite 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).

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).

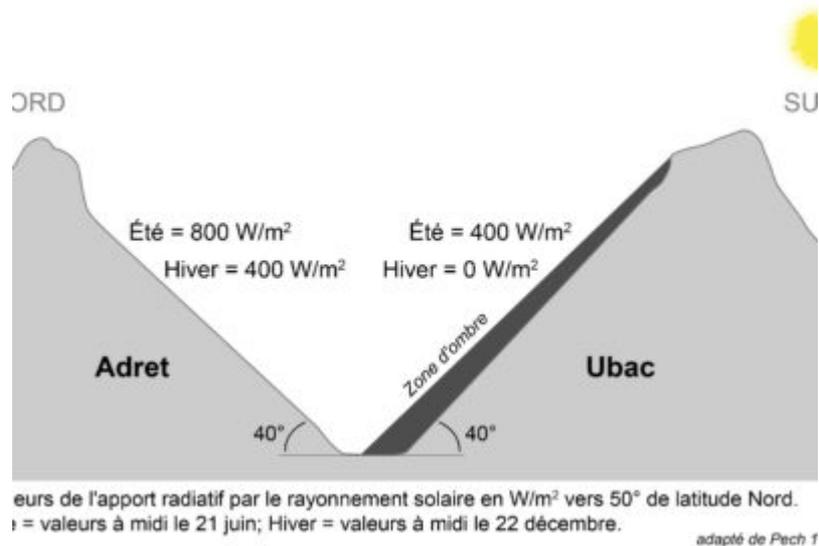


Fig. 2 – Illustration de la variation de l’apport radiatif par le rayonnement solaire en fonction de l’orientation du versant (adapté de Pech, 1998).

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).



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

Fig. 3 – Débitage en plaquettes d’un bloc de calcaire marneux par gélifraction (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.

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.



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

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

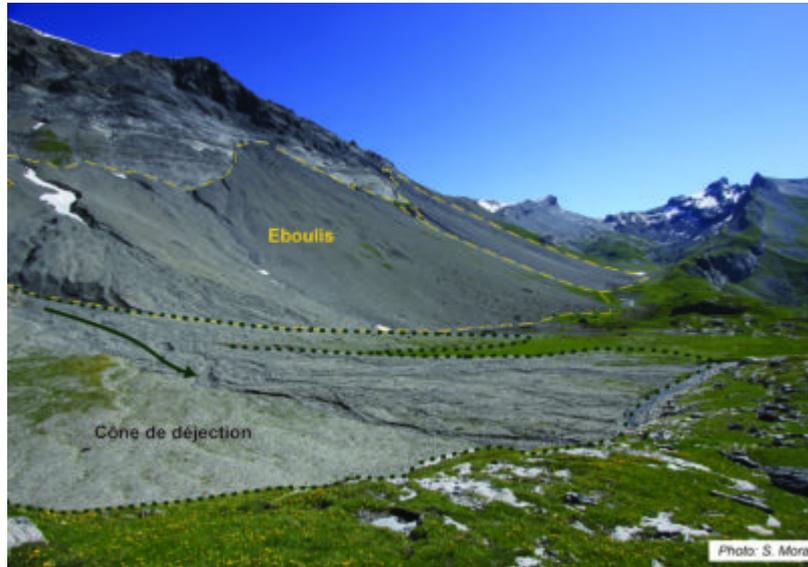


Fig. 6 – Voile d'éboulis au pied de la crête des Faverges (Vallon de la Tièche, VS). Au premier plan, un cône de déjection occupe une partie du replat (en vert).

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).

2.4 Gonflement cryogénique et cryosuccion

 geomorphologie-montagne.ch/gonflement-cryogenique-et-cryosuccion/

Le gel du terrain s'accompagne souvent d'un gonflement en raison de la formation d'aiguilles de glace ou de lentilles de glace. Ces dernières se forment par cryosuccion en aspirant vers elles l'eau interstitielle des terrains avoisinants.

Le gonflement du sol au gel, appelé **gonflement cryogénique ou soulèvement gélival** (*frost heaving*) ([fig. 1](#)) est la conséquence de la formation de lentilles de glace en profondeur ou d'aiguilles de glace à la surface. Le sol gelé a tendance à se soulever parallèlement à la progression du front du gel. Ces mécanismes, qui se déroulent surtout dans les terrains à granulométrie plutôt fine, vont entraîner une déstructuration du sol.

Les **aiguilles de glace** (*pipkrakes*) sont de petites colonnes de glace fibreuse se formant sur un sol humide qui est capable de soulever des fragments rocheux et de les déplacer même sur de faibles pentes ([figs. 2 & 3](#)). Le gel nocturne agissant sur un sol humide dégelé au cours de la journée précédente, entraîne la formation d'une croûte gelée en surface, à l'exception des emplacements des petits cailloux jouant un rôle d'isolant thermique. Dans un deuxième temps, la pénétration du gel en profondeur entraîne l'expulsion de l'eau du sol, un peu à la manière d'une pâte dentifrice hors de son tube. Des aiguilles de glace pouvant atteindre plusieurs centimètres de hauteur se forment perpendiculairement à la pente. Lors du dégel, les débris soulevés retombés à la surface se sont déplacés de quelques millimètres/centimètres. Les pipkrakes préparent le sol pour l'érosion par d'autres agents (pluie, etc.).

Dans les terrains à granulométrie fine non-saturés en eau, le gel va provoquer la formation de glace de ségrégation sous forme de lentilles. **La cryosuccion** (ou cryosmose) est un processus de succion survenant lors de la congélation. Lorsqu'un sol est en train de geler, l'eau interstitielle des terrains avoisinants non-gelés (par ex. d'une nappe phréatique) va être aspirée vers les cristaux de glace en voie de croissance. Ce processus explique notamment la ségrégation des **lentilles de glace** ([figs. 4 & 5](#)).

Un des mécanismes particuliers de gonflement cryogénique est la **cryoexpulsion** ([fig. 6 & 7](#)). Ce processus se résume en une phrase : « *les cailloux qui poussent dans les champs en hiver* ». Les cailloux sont pris dans le sol en cours de gel et poussés vers la surface par les lentilles de glace sous-jacentes. Lors du dégel, la cicatrice formée sous le caillou se referme et ce dernier ne peut plus retrouver sa position initiale. D'un cycle gel/dégel à l'autre, un bloc se redresse (blocs redressés) et migre progressivement vers la surface.

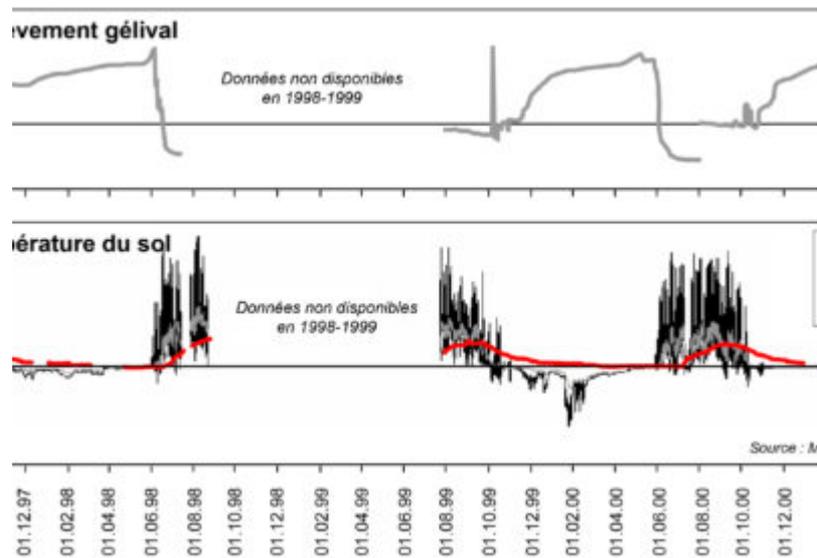


Fig. 1 – Soulèvement gélival et température du sol dans une loupe de solifluxion (Padella, Engadine, GR), 1997-2000) (adapté de Matsuoka et al., 2003).

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

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.

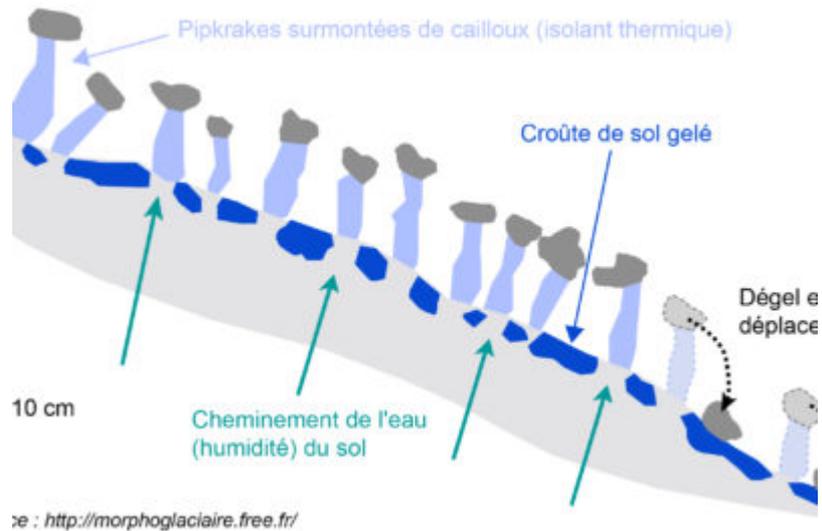


Fig. 3 – Hypothèse des étapes de formation des aiguilles de glace (explications dans le texte).

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



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

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

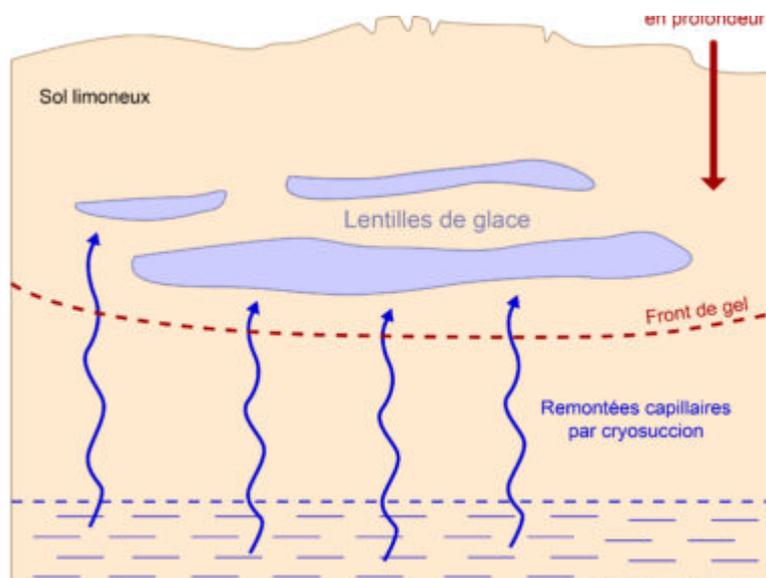


Fig. 5 – Processus de la cryosuction et formation de glace de ségrégation en lentilles.

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



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).

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).

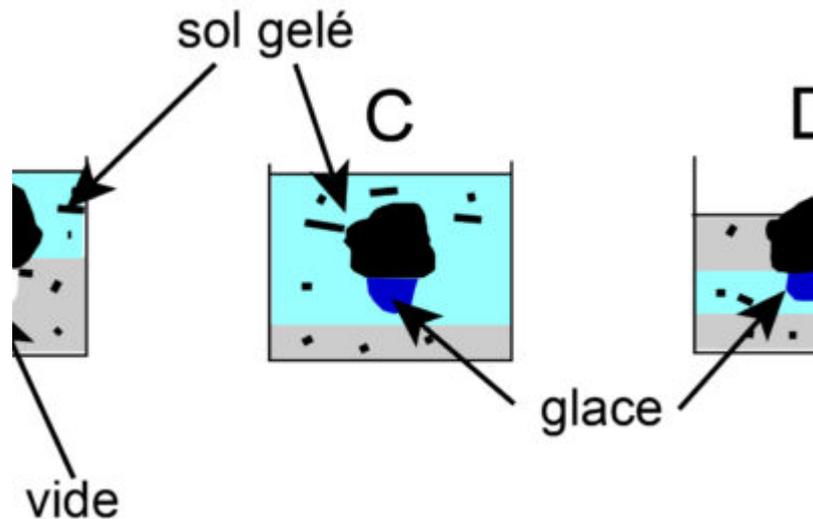


Fig. 7 – Dans un sol hétérogène, les blocs sont solidaires de l'ensemble de la formation et, enchâssés dans la glace, ils se soulèvent (B), libérant un vide comblé par l'eau qui gèle à son tour (C). Lors du dégel (D), la chaleur pénètre depuis la surface mais le bloc est limité dans sa redescente par 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).

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).

2.5 Solifluxion et gélifluxion

 geomorphologie-montagne.ch/2-5-solifluxion-et-gelifluxion/

Au-dessus d'une certaine altitude, les cycles de gel-dégel peuvent entraîner un déplacement vers l'aval de la tranche supérieure du sol. Ainsi se forment les lobes de solifluxion lors du dégel printanier.

Lorsque le terrain présente une certaine déclivité – même si celle-ci est faible de l'ordre de quelques degrés – les matériaux soulevés par le gonflement cryogénique (cf. fiche 3.2.4) vont se déplacer vers l'aval sous l'effet de la gravité. Le déplacement par **cryoreptation** (fig. 1) qui correspond à un affaissement vertical du sol lors du dégel qui fait suite à son soulèvement gélival lors du gel (soulèvement perpendiculaire à la pente) est de l'ordre de quelques millimètres par an.

Très fréquents en montagne, les phénomènes de **solifluxion** désignent les phénomènes de déformation lente (quelques cm/an) de la couche superficielle du sol et de formations meubles qui lorsqu'elle est gorgée d'eau, se lubrifie et devient plastique (fig. 2). Selon Matsuoka (2001), quatre processus peuvent participer à la solifluxion :

1. La gélifluxion (fluage d'un matériel devenu plastique sous l'effet de la fonte d'un sol gelé et/ou de l'infiltration d'eau provenant de la fonte neige ou de la pluie) ;
2. Le glissement sur pergélisol (présent essentiellement dans l'Arctique) ;
3. La reptation liée aux aiguilles de glaces (phénomène diurne, cf. fiche pergélisol 2.4) ;
4. Les mouvements provoqués par le développement de lentilles de glace.) ;

Dans les Alpes, le phénomène dominant qui participe à la solifluxion est la gélifluxion. La majeure partie du mouvement a donc lieu **lors du dégel du terrain** (fig. 3).

Ce processus de **déformation plastique** se traduit dans le paysage par la création d'une niche de décollement et d'un bourrelet d'accumulation ou **loupe** (fig. 4). En raison des effets de frottement, les déformations au sein d'une loupe de solifluxion ne sont pas identiques entre le centre du lobe (mouvement plus rapide) et ses bords (fig. 5), ainsi qu'entre la surface de la loupe (mouvement plus rapide) et sa base. Il arrive que le sol pédologique se retrouve « cul par-dessus tête » avec une inversion complète des horizons pédologiques. Dans les versants comprenant de multiples loupes de solifluxion, il est fréquent d'observer une superposition des formes, les loupes de solifluxion les plus rapides recouvrant les loupes les plus lentes. Il existe une grande diversité de formes : bourrelets, micro-loupes (décimétrique), loupe isolée, groupement de loupes, grande coulée de plusieurs dizaines de mètres de long (fig. 6), solifluxion sur éboulis (fig. 7), fluage de moraine (fig. 8), etc. Les grandes coulées ou lobes de solifluxion (fig. 9) semblent concerner une épaisseur du terrain de l'ordre de 2 à 15 m et se mouvoir de quelques cm à quelques dm par an. Elles pourraient s'apparenter à une forme intermédiaire entre la loupe de solifluxion et le glacier rocheux (fig. 10).

Les phénomènes de reptation peuvent aussi s'exercer sur des blocs qui, à chaque cycle gel/dégel, se déplacent de quelques cm vers le bas de la pente. La reptation est amplifiée par le poids du bloc. Ces blocs que l'on appelle **blocs laboureurs** sont reconnaissables à leur bourrelet frontal et au sillon qu'ils laissent derrière eux (fig. 11).

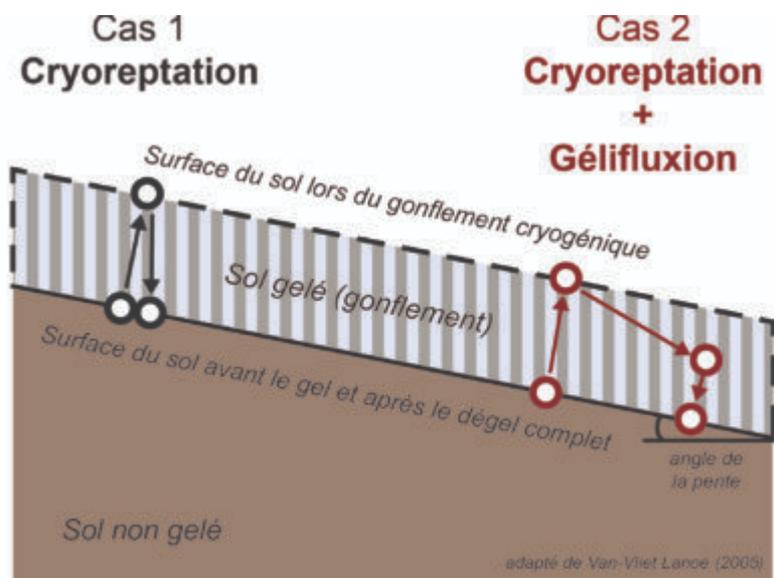


Fig. 1 – Trajectoire d’une particule lors d’un cycle de gel-dégel, en tenant compte du processus de cryoreptation (à gauche) et d’une combinaison de cryoreptation avec de la gélifluxion (à droite). La composante horizontale du mouvement effectif de blocs ou de particules de sol est faible avec uniquement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

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).



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

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

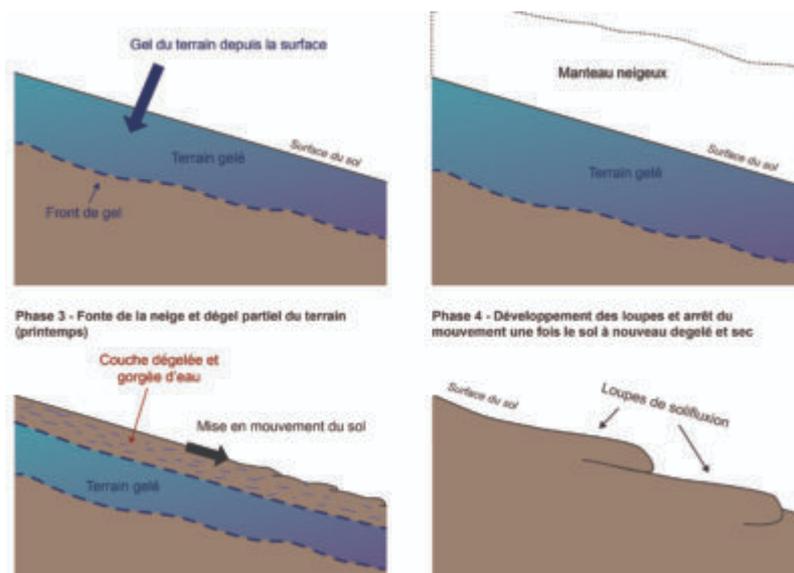


Fig. 3 – Processus de solifluxion / gélifluxion dans un environnement soumis à un gel hivernal et un dégel printanier du terrain.

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



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

Fig. 4 – Front d'un micro-loupe de solifluxion (env. 10 cm de hauteur) (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).

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

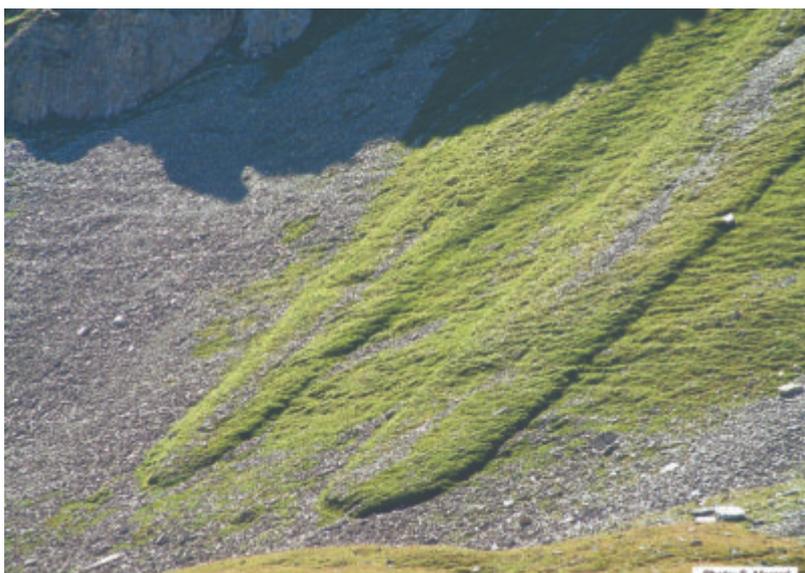


Fig. 6 – Grandes loupes de solifluxion (versant est du Horlini, VS).

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



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

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



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

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



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

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

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).



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).

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).

2.6 Les sols structurés et les buttes cryogéniques

 geomorphologie-montagne.ch/les-sols-structures-et-les-buttes-cryogeniques/

Les sols triés et les sols structurés (« polygonaux ») sont une merveille de la nature à l'esthétique et la géométrie étonnantes. Ils se présentent sous la forme de polygones, de quelques centimètres à quelques décimètres dans les Alpes, mais peuvent atteindre plusieurs mètres dans les plaines arctiques (figs. 1 à 3). Les polygones sont généralement constitués par des accumulations de pierres dessinant les côtés (cercle de pierre, fig. 4) alors que le centre est terreux, ou à l'inverse le centre peut être formé de cailloux et les côtés de matériel fin (roses de pierre), ou bien encore ils peuvent être constitués de matériel non trié. Les sols polygonaux se trouvent souvent dans des zones planes et humides (fig. 5).

Sur des pentes inclinées de quelques degrés, les polygones se transforment en **sols striés**, constitués, en surface, d'une succession de grandes bandes de matériaux fins séparés par des bandes de cailloux et présentant des motifs typiques de la solifluxion (fig. 6). D'autres structures organisées se rencontrent encore dans le domaine périglaciaire (champs de pierres redressées, dallage de pierre, etc.).

La genèse des sols structurés n'est pas encore bien éclaircie, mais elle semble combiner des processus de contraction thermique, de cryoexpulsion, de gonflement cryogénique (cf. fiche pergélisol 2.4) et de cryoturbation différentielle selon la gélivité des matériaux qui composent le sol. Quoi qu'il en soit, les mouvements verticaux sont prédominants et affectent la tranche supérieure du sol (0.1 – 1 m) avec des vitesses de l'ordre du mm au cm par an. L'hypothèse la plus couramment reprise est la suivante (fig. 7) :

- Une chute brutale des températures de l'air avant la mise en place d'un manteau neigeux isolant (au moins 50 cm) peut entraîner une **contraction thermique** du sol. Des fentes de dessiccation se forment (fig. 8) et pourront être remplies et agrandies par des **veines ou des coins de glace**. Dans la toundra arctique, les coins de glace grandissent chaque année et peuvent atteindre des tailles métriques (figs. 9 & 10).
- Lors du gel du terrain, la formation de lentilles de glace et de pipkrakes entraîne la cryoexpulsion des cailloux vers la surface. Probablement en raison de leur gélivité différente, les cailloux expulsés sont déplacés vers les zones de forte concentration de blocs, alors que les sédiments fins sont déplacés vers les zones de forte concentration de matériaux fins. Ce principe a été démontré expérimentalement par Pissart (1973) et par des modélisations informatiques.
- En général, les éléments grossiers s'entassent dans les fentes de dessiccation en raison du bombement du sol au centre du dispositif (ostiole).

- Il est également envisageable que des mouvements de cryoturbation créent des cellules de convection dans le sol qui entraînent le tri des matériaux. La **cryoturbation** est le processus concernant les déformations in-situ dues aux alternances de gel-dégel ([fig. 11](#)). La capacité de rétention en eau dépend de la nature des matériaux et se traduit, lors de la progression du front de gel, par des dilatations très variables. Les limons, très gélifs, ont ainsi tendance à s'injecter dans les autres matériaux (par exemple des graviers peu gélifs, [cf. fiche pergélisol 2.2](#)), provoquant de petits plis (formes en chaudron) dans les formations superficielles.

De nombreuses formes concaves se rencontrent dans les environnements périglaciaires. Dans les Alpes, on trouve fréquemment des **buttes gazonnées** (ou **thufur**). Ce sont des monticules de quelques décimètres de diamètre et généralement recouverts de végétation. Leur formation serait causée par des mouvements de cryoturbation et de gonflements cryogéniques dans des matériaux organiques (tourbe) et limoneux ([fig. 12](#)).

Les **palses** ([fig. 13](#)) sont des buttes cryogéniques de 1 à plusieurs dizaines de mètres de diamètre dont le cœur est formé d'une accumulation de lentilles de glace de ségrégation. Les palses peuvent se former dans les tourbières (palse sensu stricto) ou dans des sédiments plus sableux et limoneux (on parle alors de palse minérale ou de lithalse). Le soulèvement par la glace peut amener la création de fentes de tension à la surface de la butte. Lorsque la lentille de glace disparaît, la butte laisse place à une dépression plus ou moins circulaire. Très fréquentes dans la taïga arctique ([fig. 14](#)) et dans les plaines européennes non englacées lors de la dernière grande glaciation, les palses sont en revanche très rares dans les Alpes ([fig. 15](#)).

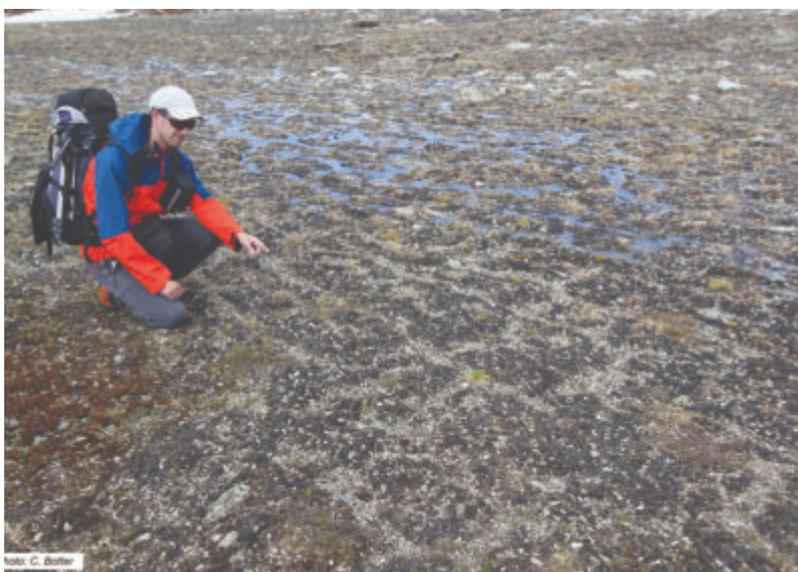


Fig. 1 – Sols triés centimétriques à décimétriques présentant une vague structure en polygones dans un replat bien drainé du Haut-Vallon de Réchy(VS).

Fig. 1 – Sols triés centimétriques à décimétriques présentant une vague structure en polygones dans un replat bien drainé du 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).

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

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).



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

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

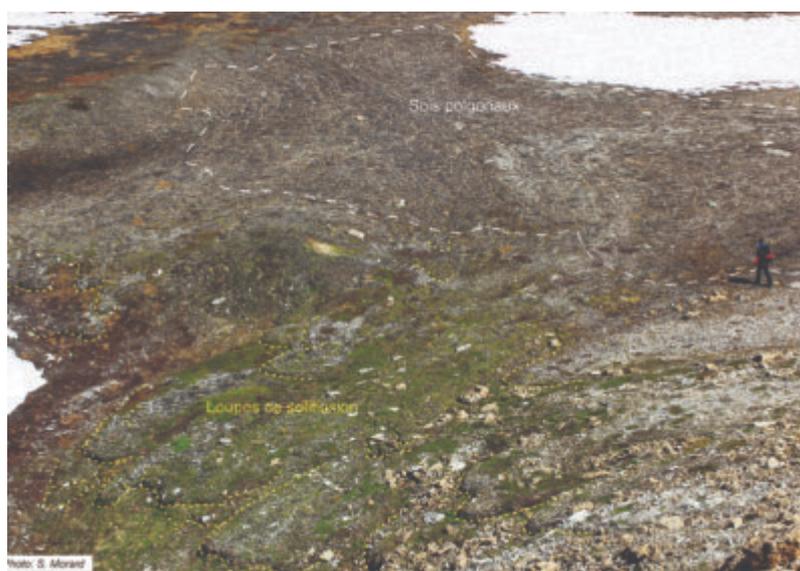


Fig. 5 – En haut de l'image, la neige vient de découvrir un replat humide rempli de sols polygonaux. En bas à gauche, la pente augmente et des loupes de solifluxion se sont formées (Vallon de Réchy, VS).

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).



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).

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).

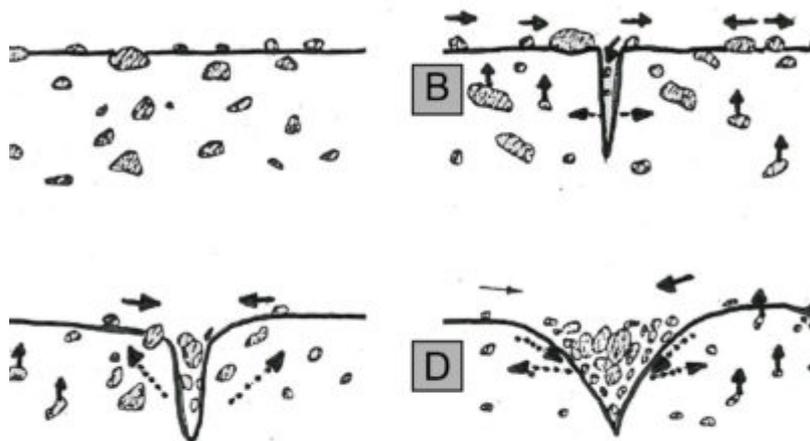


Fig. 7 – Hypothèses de formation des petits sols polygonaux de haute montagne, sur la base d'expériences effectuées. A : Soulèvement des cailloux par le gel ; B : Ouverture de fissures de retrait ; C et D : Bombement des centres et déplacements en surface des cailloux par des aiguilles de glace (source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

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).



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

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



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

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

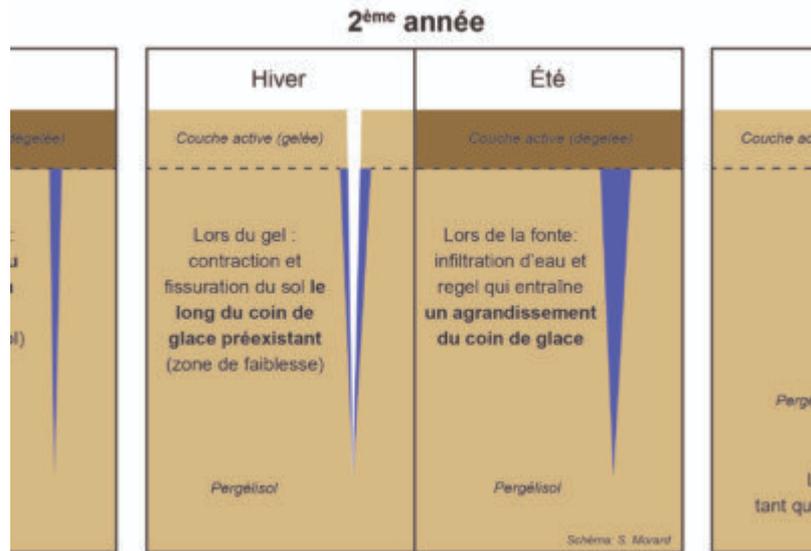


Fig. 10 – Schéma illustrant la formation d'un coin de glace en raison de la contraction thermique du sol.

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

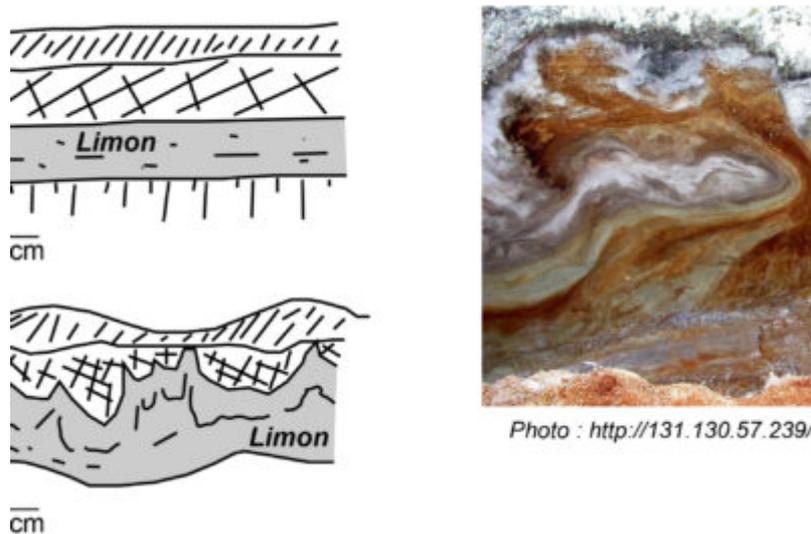


Fig. 11 – Représentation schématique de la cryoturbation. La photo provient de la taïga sibérienne (adapté de Pech, 1998).

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



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

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

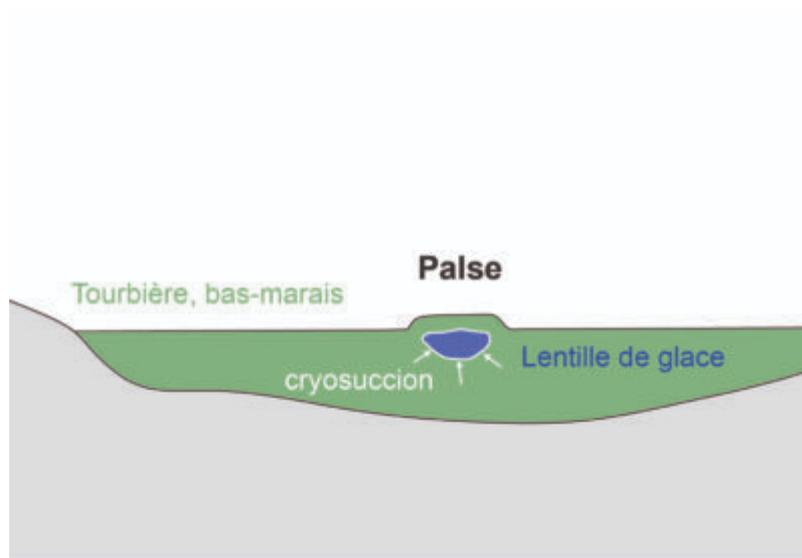


Fig. 13 – Schéma montrant la formation d’une palse en raison de la formation d’une lentille de glace. La configuration du terrain avec un bas-marais est similaire à celle rencontrée dans le cas de la palse minérale des Faverges (fig. 15).

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 Faverges (fig. 15).

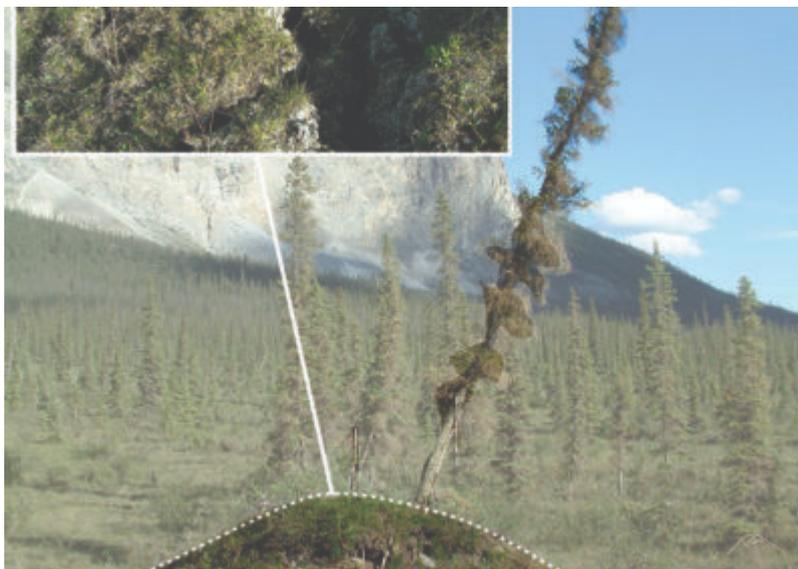


Fig. 14 – Palse d’environ 1.5 mètre de haut et 3 mètres de diamètre dans la forêt boréale d’Alaska. Au sommet de la palse des fentes de tension sont bien visibles (Brooks Range, Alaska). Un filtre transparent a été appliqué à l’arrière-plan pour mieux faire ressortir la palse.

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.



Fig. 15 – Palse minérale (ou lithalse) des Favergeres (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).

Fig. 15 – Palse minérale (ou lithalse) des Favergeres (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).