

1.1 Le domaine périglaciaire et le pergélisol

 geomorphologie-montagne.ch/1-1-le-domaine-periglaciaire-et-le-pergelisol

Le pergélisol ou permafrost se définit comme une portion du sous-sol demeurant sous le point de congélation (en général 0°C). Le pergélisol couvre environ 13 à 18 % des surfaces émergées de l'Hémisphère nord, et occupe environ 4 à 5% du territoire suisse.

Le domaine périglaciaire désigne les zones soumises à des conditions climatiques froides, non glaciaires, où l'action du gel et des alternances de gel et de dégel joue un rôle déterminant. On distingue :

- **Le sol affecté par le gel intermittent** (journalier et/ou saisonnier) : tranche supérieure du sol gelant pendant l'hiver, et dégelant lors du printemps et de l'été suivant. La profondeur varie selon l'intensité et la durée du gel, de quelques centimètres à 3 ou 4 mètres. Synonymes : gélisol.
- Le **pergélisol** (gel permanent) : horizon de subsurface d'épaisseur variable (de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres), gelé en permanence ou qui ne dégèle pas pendant au moins une année entière. Le sommet de la tranche gelée (appelé toit du pergélisol) est généralement surmonté d'un horizon affecté par un dégel estival limité – la couche active – de quelques centimètres à quelques mètres, épaisseur selon les années. Le flux géothermique (d'environ 1-3°C par 100 m) limite le gel à la base du pergélisol ([fig. 1](#)).

Le pergélisol, un phénomène thermique

Le pergélisol (ou permafrost en anglais) est un phénomène purement thermique, qui affecte tous les types de roches ou de sédiments. Le mot « glace » n'apparaît volontairement pas dans la définition : il n'y a en effet pas forcément de la glace dans le pergélisol! De plus, un pergélisol étant par définition essentiellement « caché » sous la surface du sol, il est très rare de pouvoir l'observer directement. Des formes du paysage comme les glaciers rocheux trahissent néanmoins sa présence ([fiche pergélisol 4.1](#)).

Où trouve-t-on du pergélisol ?

Le pergélisol se retrouve à haute latitude (**pergélisol circum-polaire**, [fig. 2](#)) et à haute altitude (**pergélisol de montagne**). Il recouvre environ 13 à 18 % de la surface terrestre émergée (essentiellement en Alaska, au Canada et en Sibérie). Le pergélisol circum-polaire occupe de vastes étendues dans la toundra ([fig. 3](#)) et dans les forêts boréales (taïga) ([fig. 4](#)).

Dans les Alpes suisses, le pergélisol se retrouve en moyenne **au-dessus de 2'500 m d'altitude** environ et concerne potentiellement **4 à 5% du territoire**, une surface deux fois plus grande que celle couverte par les glaciers ([fiche pergélisol 1.7](#)). La couche active est de l'ordre de 2 à 5 mètres, mais peut varier annuellement selon la température

de l'air, la durée de l'enneigement, l'épaisseur du manteau neigeux et la teneur de glace du sous-sol. L'épaisseur du pergélisol est en moyenne de 20 à 60 mètres. Cependant, dans le massif du [Mont-Rose](#) (VS), le sol peut être gelé jusqu'à 500 m de profondeur.

En raison de différences de fonctionnement thermique (liées à l'importance des facteurs de contrôle, ([fiche pergélisol 1.3](#)) et d'évolution, il convient de distinguer trois types de terrains pouvant contenir du pergélisol ([fig. 5 & 6](#)) :

- Zones rocheuses (parois rocheuses, parois glaciaires) ([fiches pergélisol section 3](#)).
- Zones de terrains meubles (glaciers rocheux, éboulis, moraines, marges proglaciaires) ([fiches pergélisol section 4](#)).
- Zones situées en dessous de la ceinture alpine du pergélisol discontinu (éboulis ventilés, glaciers) ([fiches pergélisol section 5](#)).

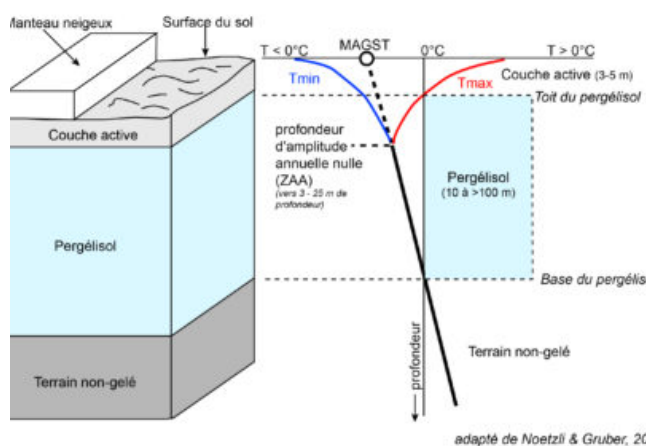


Fig. 1 – Profil vertical d'un pergélisol

Le profil vertical d'un pergélisol. MAGST signifie Mean Annual Ground Surface Temperature (moyenne annuelle des températures de la surface du sol).

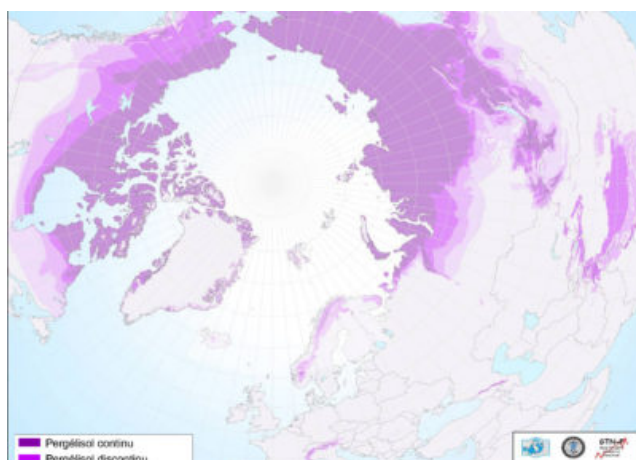


Fig. 2 – Distribution du pergélisol

Carte de la distribution mondiale du pergélisol vue du pôle nord.



Fig. 3 – Toundra arctique

Photo d'un paysage de la toundra arctique au sud de Prudhoe Bay en Alaska (69° latitude Nord). La butte au centre de l'image est un pingo, une forme typique du pergélisol circumpolaire.



Fig. 4 – Taïga ou forêt boréale

Photo d'un paysage de la taïga ou forêt boréale à la latitude du cercle polaire en Alaska (66°33' latitude Nord). Dans ces environnements, il est fréquent que les arbres penchent formant des « drunken forests ».



Fig. 5 – Zones pouvant contenir du pergélisol

Modèle simplifié d'un versant alpin indiquant la localisation des trois grands types de zones pouvant contenir du pergélisol.

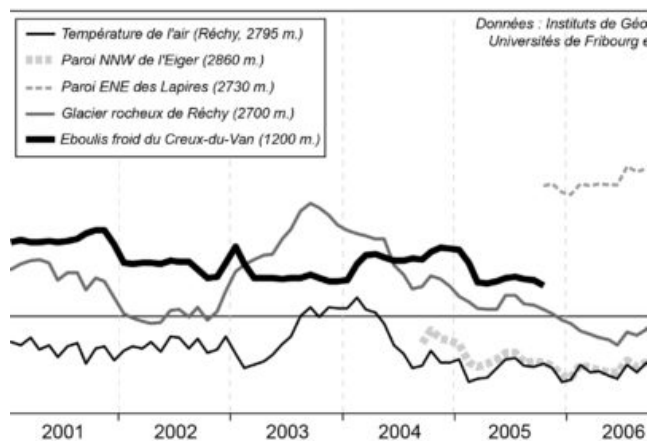


Fig. 6 – Évolution de la température moyenne annuelle de la surface du sol (MAGST) pour les trois différentes zones pouvant contenir du pergélisol. La température du 1er janvier 2003 correspond à la moyenne des valeurs journalières entre le 1er janvier 2002 et le 1er janvier 2003. Ce graphique illustre bien la complexité de l'occurrence et de l'évolution du pergélisol alpin. Notez qu'en 2003, la température moyenne annuelle de la surface du sol fut presque aussi froide dans les épicéas nains de l'éboulis froid du Creux-du-Van à 1'200 m. d'altitude que dans la paroi rocheuse de la face nord de l'Eiger à 2860 m. !

1.2 Pergélisol froid et tempéré

Si un pergélisol se définit comme une portion du sol ayant une température négative, Delaloye (2004) propose de distinguer les pergélisols froids ($< 0.5^{\circ}\text{C}$) et les pergélisols tempérés dont la température se trouve au niveau du point de fusion (0°C).

La définition du pergélisol présentée à la fiche précédente, couramment acceptée par de nombreux auteurs, ne tient cependant pas compte du cas particulier où la température du sol gelé est toute l'année isotherme et exactement égale au point de gel de l'eau ou de fusion de la glace ($\sim 0^{\circ}\text{C}$). Ce cas de figure est fréquent aux marges d'existence du pergélisol dans les Alpes et pourrait devenir plus fréquent si le réchauffement atmosphérique actuel se poursuit.

Afin de caractériser de façon plus précise l'état thermique du pergélisol alpin, la définition courante peut être affinée : **le pergélisol est un matériel de subsurface dont la température n'est jamais supérieure à la température du point de fusion de la glace ($\sim 0^{\circ}\text{C}$) durant l'année entière**. Cette définition permet ainsi de distinguer :

- Le **pergélisol froid** : lorsque sa température annuelle moyenne est distinctement inférieure à $\sim 0^{\circ}\text{C}$ et qu'aucune valeur instantanée n'est égale à 0°C , comme c'est le cas dans le glacier rocheux de Mürtel-Corvatsch ([fig. 1 à 3](#)).
- Le **pergélisol « tempéré »** (ou « *chaud* ») : lorsque sa température est invariablement égale à $\sim 0^{\circ}\text{C}$. En raison de la chaleur latente nécessaire à la fusion de la glace ou libérée lors de la phase de gel ([cf. fiches pergélisol section 2](#)), ce type de situation thermique jouit d'une stabilité d'autant plus remarquable que la teneur du matériel en glace, respectivement en eau, est importante. Les variations thermiques observées entre l'été et l'hiver sont ainsi beaucoup moins marquées que dans le cas d'un pergélisol plus froid ([fig. 4 & 5](#)).

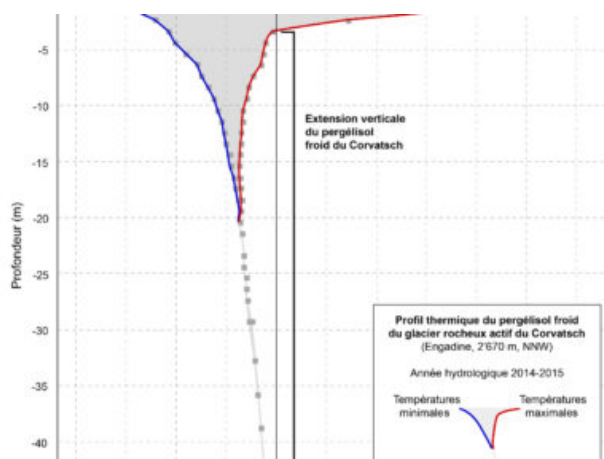


Fig. 1 – Profil thermique d'un glacier rocheux

Un exemple de pergélisol froid : le glacier rocheux du [Corvatsch](#) (Engadine, GR) (source des données : [PERMOS](#)).



Fig. 2 – Glacier rocheux du Mürtel-Corvatsch (GR)

Le glacier rocheux du [Mürtel-Corvatsch](#) (Engadine, GR).

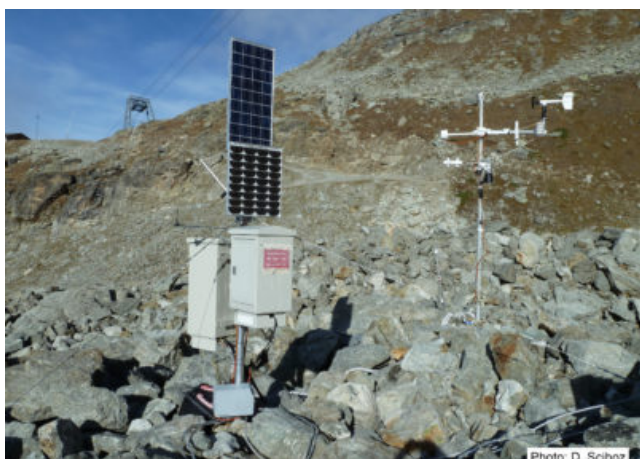


Fig. 3 – Site de forage d'un glacier rocheux

Photo du site de forage du glacier rocheux du [Corvatsch](#) (Engadine, GR). installé en 1987 (Engadine, GR).

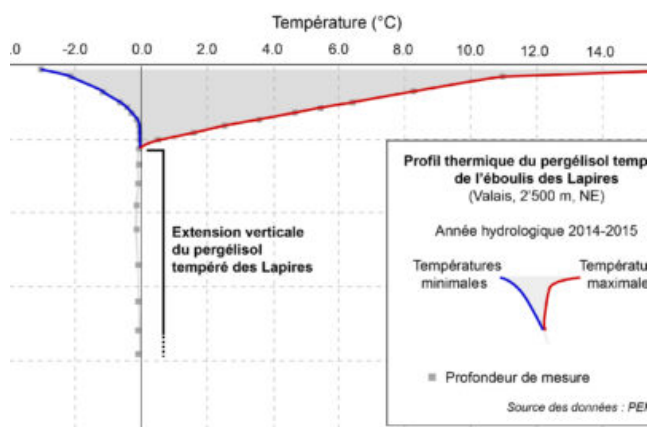


Fig. 4 – Pergélisol tempéré

Graphique du profil thermique du pergélisol tempéré de l'éboulis des [Lapires](#) (Val de Nendaz, VS) (source des données : [PERMOS](#)).



Fig. 5 – Site de forage d'un éboulis

Photo du site de forage de l'éboulis des [Lapires](#) installé en 1998 (Val de Nendaz, VS).

1.3 Conditions d'existence du pergélisol

 geomorphologie-montagne.ch/conditions-dexistence-du-pergelisol

L'existence d'un pergélisol dans le sous-sol dépend de nombreux paramètres. L'enneigement, le rayonnement solaire, la température de l'air en été et la nature du terrain sont les paramètres les plus importants.

Le principal facteur de contrôle d'un pergélisol est **la température moyenne annuelle de la surface du sol (MAGST)** qui dépend de plusieurs paramètres agissant à des échelles spatiales différentes (régionale > locale > objet) ([fig. 1 & 2](#)). Le bilan d'énergie d'une portion de la lithosphère est ainsi dicté par deux groupes de facteurs.

Facteurs topo-climatiques

Les facteurs topo-climatiques interviennent aux échelles régionale et locale.

- **Moyenne annuelle de la température de l'air (MAAT).** Cette composante est avant tout climatique et est fonction de la latitude et de l'altitude.
- **Rayonnement solaire intercepté à la surface.** Il est essentiellement dépendant de la topographie : orientation, pente, présence de reliefs plus élevés (effet d'ombre) ([fig. 3 & 4](#)). Les conditions météorologiques (nébulosité, humidité de l'air, quantité d'aérosols,...) vont aussi affecter la quantité d'énergie solaire directe et diffuse atteignant la surface du sol.

Ces deux facteurs, facilement mesurables, ont servi de base aux premiers modèles de distribution du pergélisol (ex : PermaKart ; PermaMap) ([fiche pergélisol 1.7](#)).

Facteurs de surface et décalages thermiques

Les facteurs de surface et de décalages thermiques interviennent à l'échelle de l'objet.

L'échange thermique entre l'atmosphère et le toit du pergélisol est contrôlé par les caractéristiques de la surface du terrain, de la couche active et du manteau neigeux (mise en place, épaisseur, durée) ([fiche pergélisol 1.4](#)).

La température moyenne annuelle du sol (MAGST) étant notamment fonction de la température moyenne annuelle de l'air (MAAT), **un pergélisol est potentiellement présent là où les températures moyennes de l'air sont inférieures à 0°C**, une situation qui existe **dans les Alpes suisses au-dessus de 2500 mètres d'altitude** environ. Toutefois, en raison de facteurs agissant à l'échelle de l'objet (décalages thermiques), une température moyenne annuelle de l'air de 0°C est souvent insuffisante pour provoquer l'apparition d'un pergélisol généralisé ou continu. Ainsi en montagne, on considère que :

$$MAGST = MAAT \pm 3.5 \text{ }^{\circ}\text{C}$$

Il existe cependant de nombreuses exceptions, notamment dans des accumulations sédimentaires poreuses affectées par des systèmes de ventilation ([fiches pergélisol 1.5](#)). Une anomalie thermique négative du sol de 5°C est ainsi présente dans les éboulis du Creux-du-Van (Jura neuchâtelois, 1200 m)... et dans d'innombrables autres sites ventilés de basse et moyenne altitude!

Parmi toutes les composantes du bilan d'énergie, ce sont **le rayonnement solaire direct des mois d'été** lorsque la neige est absente (juillet-octobre) **et les températures de l'air en été**, ainsi que **la couverture neigeuse** (date de mise en place, durée et épaisseur) qui jouent le rôle le plus important dans le contrôle du régime thermique du pergélisol.

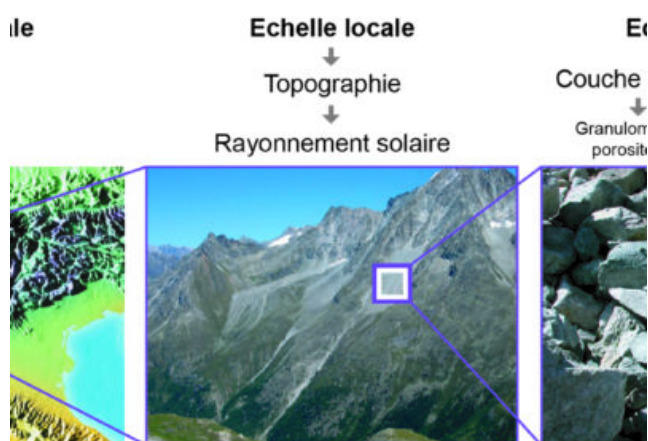


Fig. 1 – Elements la distribution du pergélisol

Les facteurs qui contrôlent la distribution du pergélisol, selon 3 échelles différentes.

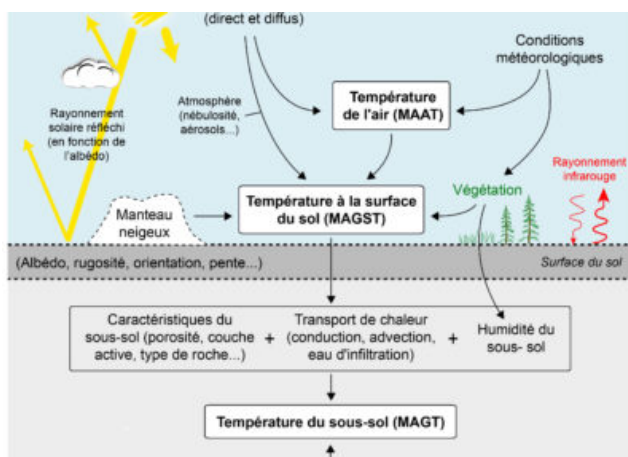


Fig. 2 – Température du sous-sol

Composantes du bilan d'énergie influençant la température du sous-sol.

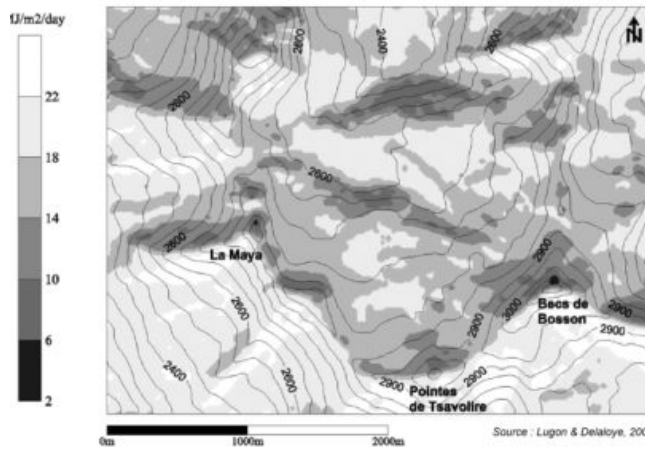


Fig. 3 – Distribution du rayonnement solaire direct

Carte illustrant l'hétérogénéité de la distribution du rayonnement solaire direct intercepté à la surface du sol dans le Haut-Vallon de Réchy (VS).



Fig. 4 – Paramètres topo-climatiques

En région de montagne, le relief accidenté modifie rapidement les paramètres topo-climatiques : rayonnement solaire, enneigement, vent... ([Schneehore](#) et Schwarzhorn, massif des Wildstrubels, VS).

```
#pf-body h3 { border-bottom: 0px !important; font-size: 1em !important; } #gallery {
margin-top: 50px; padding-top: 10px; border-top: 1px solid black; } #pf-body
.et_pb_gallery_caption { margin-bottom: 40px !important; font-size: 0.8em !important; }
#pf-body img.mediumImage { display: block !important; width: 50% !important; } #pf-body
.et_pb_row_1_tb_body { font-weight: bold; }
```

Ensemble des ondes électromagnétiques émises par le Soleil

1.4 Décalages thermiques

 geomorphologie-montagne.ch/decalages-thermiques

La répartition spatiale du pergélisol en région de montagne peut être perçue comme l'addition de la température moyenne annuelle de l'air (MAAT), en grande partie fonction de l'altitude, et par trois principaux filtres (caractéristiques de la surface du terrain, du manteau neigeux et de la couche active).

La neige, la surface du sol et la couche active sont trois niveaux de filtres qui peuvent induire des décalages thermiques (*thermal offsets*) pouvant atteindre plusieurs degrés entre la température moyenne annuelle de l'air et celle du toit du pergélisol ([fig. 1](#)).

Caractéristiques de la surface du terrain

Les paramètres topographiques (orientation, inclinaison, présence de reliefs plus élevés) et ceux dépendants de la nature du sol (albédo, émissivité, rugosité) conditionnent la façon dont s'opèrent les échanges radiatifs entre l'atmosphère et la surface du sol (bilan radiatif global comprenant le rayonnement solaire (courte longueur d'onde) et infrarouge (longue longueur d'onde), ainsi que les flux de chaleur sensible et latente). Ces paramètres induisent pour des conditions climatiques identiques et à altitude égale, des différences spatiales de la température du sol pouvant atteindre plusieurs degrés.

Couverture neigeuse

En raison de sa très faible conductivité thermique, la neige agit comme une **couche isolante** dont l'efficacité augmente en fonction de son épaisseur et diminue lorsque sa densité augmente.

La date d'arrivée, l'épaisseur et la date de disparition de la neige, ainsi que sa redistribution par le vent et les avalanches, jouent un rôle capital sur les températures de la surface du sol et du pergélisol ([fig. 2 et 3](#)) :

- Un enneigement tardif permet au sol de se refroidir fortement au début de l'hiver, alors que des chutes de neige précoces en automne vont limiter le refroidissement du terrain.
- Au printemps et en été, les zones restant enneigées jusque tard dans la saison sont protégées du rayonnement solaire.

Composition et caractéristiques de la couche active

La couche active correspond à la tranche supérieure du sol affectée par le dégel saisonnier. Le transfert de chaleur s'opère de façon différente si le terrain est peu perméable ou plutôt perméable à l'air et à l'eau ([fig. 4](#)). Deux cas de figure peuvent être distingués :

- Dans la roche compacte et les terrains à granulométrie fine (sables, graviers), le transfert de chaleur s'effectue essentiellement par **conduction**.
- Lorsque la couche active est composée essentiellement de matériaux grossiers et poreux – situation fréquente dans les terrains sédimentaires de région de montagne (éboulis, glaciers rocheux) –, le transfert de chaleur est plus complexe. L'air pouvant circuler dans un milieu très poreux, d'importants transferts de chaleur non-conductifs sont réalisés dans le plan vertical (**convection**) et dans le plan horizontal (**advection**).

En conclusion, la **répartition spatiale du pergélisol** en région de montagne peut être perçue comme l'addition de la **température moyenne annuelle de l'air (MAAT)**, en grande partie fonction de l'altitude, et des trois facteurs de contrôle que sont les **caractéristiques de la surface du terrain**, les **caractéristiques de la couche active** et les **caractéristiques du manteau neigeux**.

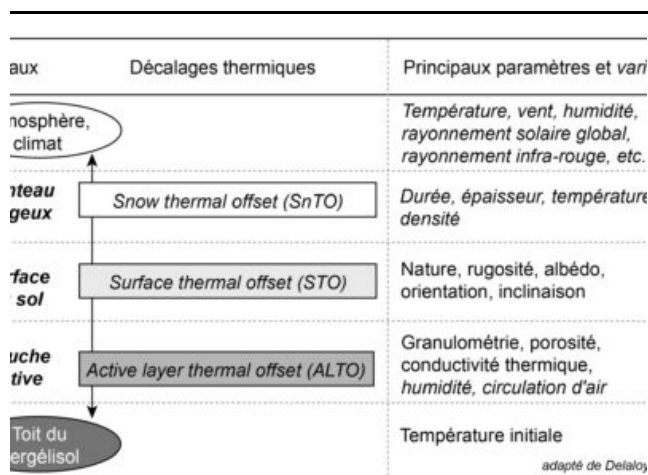


Fig. 1 – Relation simplifiée entre atmosphère et toit du pergélisol

Les principaux paramètres (fixes) et variables du bilan d'énergie et sources possibles de décalages thermiques.

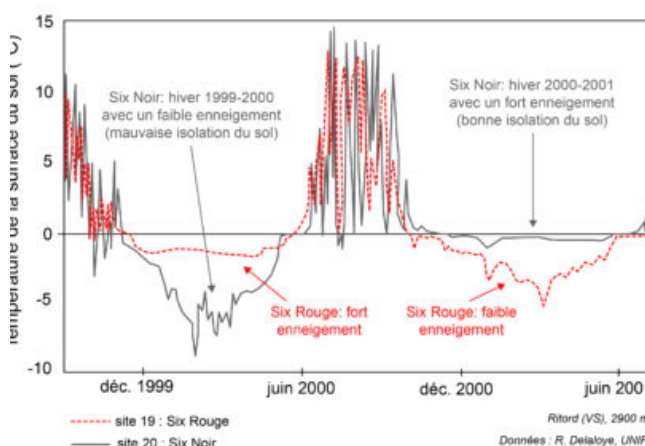


Fig. 2 – Conditions thermiques du sol

Schéma des 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.



Fig. 3 – Rôle du vent dans la distribution de la neige

La photo montre pour la même date le versant du col des [Becs-de-Bosson](#) (Vallon de Réchy) : à gauche, le versant est avec une grande accumulation de neige et une congère ; à droite, le versant ouest soufflé par le vent et presque libre de neige.

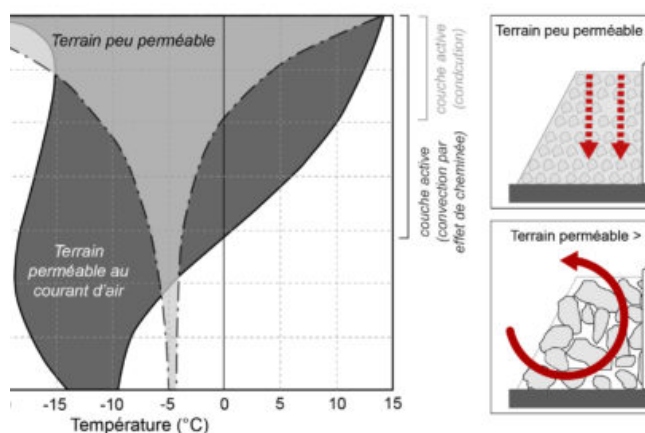


Fig. 4 – Effet de la granulométrie sur les variations de températures du sous-sol

Le graphique montre les gammes de températures modélisées dans un terri de débris rocheux de 14 mètres de haut après 650 jours selon deux modes de transferts de chaleur dominant : par conduction lorsque le milieu est peu perméable au passage d'un courant d'air (schéma en haut à droite) et par convection lorsque le milieu présente une forte perméabilité au passage d'un courant d'air (schéma en bas à droite).

1.5 Répartition typique et marginale du pergélisol alpin

 geomorphologie-montagne.ch/repartition-typique-et-marginale-du-pergelisol-alpin

La présence de pergélisol dépend en grande partie des transferts d'énergie ayant lieu dans le plan vertical entre l'atmosphère et le sous-sol. Il existe néanmoins également des transferts d'énergie dans le plan horizontal qui peuvent devenir dominants et compliquer la répartition spatiale « classique » du pergélisol alpin.

En région de montagne, deux types de répartition spatiale du pergélisol se retrouvent côte à côte, mais répondent à des mécanismes de fonctionnement différents :

- La répartition du pergélisol peut être considérée comme **typique** (ou classique) lorsque les transferts d'énergie ont lieu principalement **dans le plan vertical**. Les transferts d'énergie entre l'atmosphère et le toit du pergélisol s'effectuent alors avant tout par conduction ou par convection et sont modulés par trois sources de décalages thermiques classiques (*thermal offsets*) : couche de neige, surface du sol et couche active. Le pergélisol des zones rocheuses et des glaciers rocheux (sauf exception) suit cette répartition typique ([fig. 1](#)).
- Une **répartition marginale** (ou « atypique ») du pergélisol peut être causée par des processus particuliers, prenant le dessus sur les échanges d'énergie verticaux. Les transferts de chaleur se produisent alors principalement **dans le plan horizontal par advection** (circulation d'air, écoulement d'eau), et dans certains cas peuvent avoir **une origine mécanique** (fluage, charriage). La poussée glaciaire du Petit Âge Glaciaire (PAG) ([cf. fiche glaciers 4.7](#)) et la circulation d'air interne ([cf. fiche pergélisol 1.5.](#)) peuvent générer ou avoir généré une répartition atypique du pergélisol dans des sédiments meubles non consolidés (éboulis, glacier rocheux, moraines) ([fig. 2](#)).

Un pergélisol peut donc exister malgré un bilan d'énergie à composante verticale défavorable, uniquement par transferts d'énergie advectifs. Ce cas de figure explique notamment l'existence de pergélisol dans des formations sédimentaires poreuses ventilées de basse altitude.

La répartition du pergélisol observée actuellement, qu'elle soit typique ou atypique, peut être :

- **en équilibre ou non** avec les conditions climatiques en vigueur (ex. interaction avec les glaciers du Petit Âge Glaciaire, [cf. fiche glaciers 4.7](#)). Pour de nombreux pergélisols des Alpes, les conditions thermiques reflètent actuellement celles du Petit Âge Glaciaire.
- **héritée ou non** d'un processus aujourd'hui inexistant ou dont l'efficacité est moindre.



Fig. 1 – Vallon périglaciaire

Le vallon périglaciaire du [Furggentälti](#) (Gemmi, Valais) recèle de nombreuses formes du pergélisol alpin : glacier rocheux (langue noire au milieu de la photo), éboulis (enneigés sur la photo), parois rocheuses, etc.

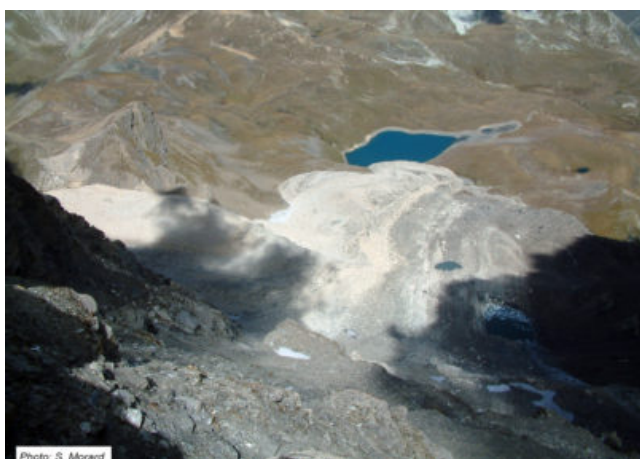


Fig. 2 – Glacier rocheux de Lona (VS)

Le glacier rocheux de [Lona](#) (Valais) a été fortement perturbé par la poussée glaciaire du Petit Âge Glaciaire. La répartition actuelle du pergélisol sur ce site peut être considérée comme « atypique ».

1.6 Répartition spatiale du pergélisol alpin

 geomorphologie-montagne.ch/repartition-spatiale-du-pergelisol-alpin

Le pergélisol peut être continu, discontinu ou sporadique. Pour que le pergélisol couvre une grande surface, il faut un climat froid (c'est à dire des températures moyennes annuelles de l'air distinctement inférieures à 0°C) et de préférence plutôt sec (faibles précipitations).

En fonction de son taux de couverture spatiale, on distingue trois types de pergélisol :

- **Continu : >70% de la superficie d'une région. Dans les Alpes, il est très rare de trouver du pergélisol continu. En face nord ou dans les zones ombragées, le pergélisol est en principe continu au-dessus de 3'300 m environ (température moyenne annuelle de l'air inférieure à -3°C).**
- **Discontinu : entre 30 et 70 %.** La limite inférieure du pergélisol discontinu se situe approximativement vers 2'300 à 2'400 mètres dans les Alpes, avec une température moyenne annuelle de l'air comprise autour de 0°C.
- **Sporadique : <30%.** Ce type de pergélisol peut se retrouver à des altitudes où la température moyenne de l'air est positive.

La limite inférieure du pergélisol de montagne est généralement définie comme étant celle du pergélisol discontinu. **L'extension verticale théorique de ce domaine périglaciaire (limité vers le haut par la ligne d'équilibre des glaciers) varie en fonction du climat, en particulier selon le régime des précipitations et des températures moyennes annuelles de l'air (MAAT) ([fig. 1](#)).** Sous climat humide, le pergélisol est presque inexistant car les terrains sont presque entièrement recouverts par des glaciers. Sous climat continental plus sec, la ligne d'équilibre des glaciers correspond à une température beaucoup plus basse, permettant ainsi le développement d'une large zone périglaciaire.

A l'échelle du massif alpin, le climat varie en se réchauffant grossièrement du nord vers le sud et surtout en s'asséchant de l'extérieur vers l'intérieur ([fig. 2](#)). La limite des neiges persistantes s'élève à 2'500 m au Säntis (AR), à 2'700 m dans les Alpes vaudoises, à 2'900 m dans les Alpes bernoises et jusqu'à 3'200 m au Mont Rose (VS). Elle redescend à peu près vers 3'000 m sur le versant sud de la chaîne alpine. Les glaciers rocheux (indicateurs de pergélisol) sont ainsi plus fréquents dans les Alpes valaisannes et grisonnes que sur les marges sud et nord du massif alpin.

Il existe cependant une **très forte variabilité spatiale**. On retrouve ainsi du pergélisol isolé dès 1'000 m d'altitude dans des éboulis ventilés... ([cf. chapitre 1.5](#)) alors qu'il est absent de parois raides et très ensoleillées situées au-dessus de 3'500 m ([cf. fiche pergélisol 1.3](#)) !

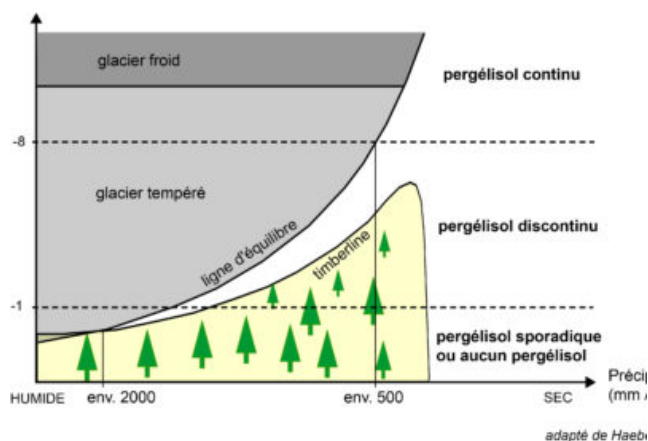


Fig. 1 – Modèle de la cryosphère

Modèle de la cryosphère illustrant les relations spatiales entre les glaciers et le pergélisol, comme une fonction de la température moyenne annuelle de l'air (MAAT) et des précipitations annuelles (traduisant la continentalité).

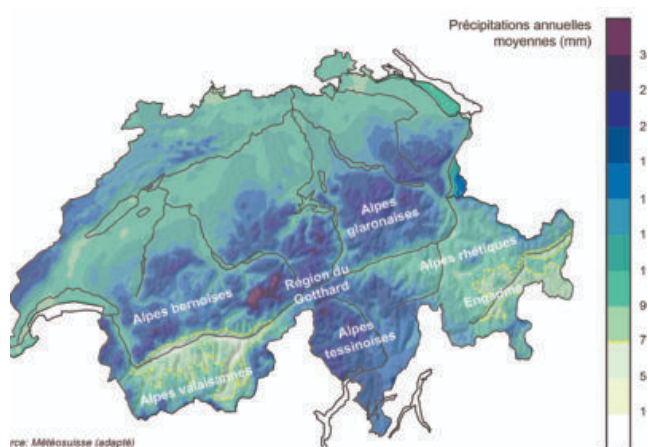


Fig. 2 – Précipitations moyennes annuelles en Suisse

Carte des variations des précipitations moyennes annuelles en Suisse. Les régions intra-alpines du Valais et de l'Engadine sont les plus sèches et en conséquence les plus propices au développement d'une vaste zone périglaciaire.

1.7 Différents modèles de répartition du pergélisol

 geomorphologie-montagne.ch/1-7-modeles-de-repartition-du-pergelisol

Contrairement aux glaciers, le pergélisol n'est généralement pas visible directement à la surface. Il est en conséquence très difficile d'estimer de façon précise son extension. C'est pourquoi les modèles de répartition du permafrost, qu'ils soient empiriques ou physiques, utilisent des classes de probabilités d'occurrence.

Pour vérifier l'existence d'un sol gelé et déterminer ses caractéristiques, il faut donc recourir à des mesures ponctuelles sur place comme des forages ou de la prospection géophysique. Une deuxième difficulté réside dans la très forte variabilité spatiale du pergélisol. On en retrouve de façon isolée dès 1'000 m d'altitude dans des éboulis ventilés, alors qu'il est absent de parois raides et très ensoleillées situées au-dessus de 3'500 m d'altitude !

Il est cependant **possible d'estimer l'extension du pergélisol à l'aide de modèles numériques**. Ces derniers se basent sur une probabilité d'apparition du pergélisol en fonction d'indicateurs géomorphologiques (principalement les glaciers rocheux), de facteurs topo-climatiques (altitude, pente, orientation) et des décalages thermiques. On considère ainsi que le pergélisol peut être :

- **Absent** : pergélisol inexistant.
- **Possible** : zone de transition (le pergélisol peut exister sous certaines conditions locales).
- **Probable** : ceinture alpine du pergélisol discontinu.

En Suisse, il existe **différentes cartes d'extension du pergélisol** qui donnent une bonne indication de son existence à une échelle régionale :

- Certains modèles utilisent l'altitude des fronts des glaciers rocheux actifs ou d'autres indices géomorphologiques pour estimer la probabilité d'occurrence du pergélisol en fonction de l'orientation des versants ([fig. 1 & 2](#)).
- Le modèle de l'Office fédéral de l'environnement (OFEV) mis en ligne sur le guichet cartographique national ([carte indicative du pergélisol](#)) a été créé en utilisant plusieurs paramètres topoclimatiques : altitude, exposition au rayonnement solaire, distinction entre la roche dure et les matériaux meubles ([fig. 3](#)).
- Plus récemment certains modèles comme PERMAL, développé par l'Université de Lausanne, utilisent l'intelligence artificielle pour améliorer les modèles de répartition du pergélisol. Le principe de fonctionnement se base sur des algorithmes d'apprentissage automatique (« *machine learning algorithms* ») en utilisant des données de terrain et des facteurs topo-climatiques.

Si les modèles deviennent toujours plus précis, il faut se rappeler qu'un modèle n'est pas la réalité. En conséquence, pour évaluer la situation à l'échelle locale, il sera toujours nécessaire de procéder à des investigations plus détaillées par le biais de forage, de mesures des températures du sol ou de géophysique.

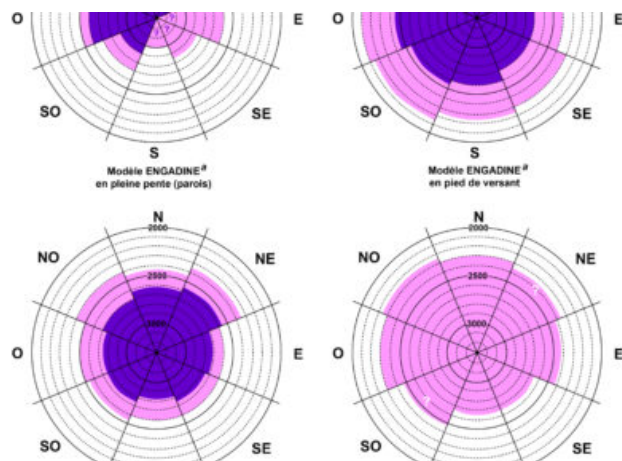


Fig. 1 – Modèles de répartition du pergélisol

Différents modèles de répartition du pergélisol en fonction de l'altitude, de l'orientation et de la position par rapport au versant. Ces modèles régionaux sont principalement basés sur des inventaires de glaciers rocheux et des indices géomorphologiques.

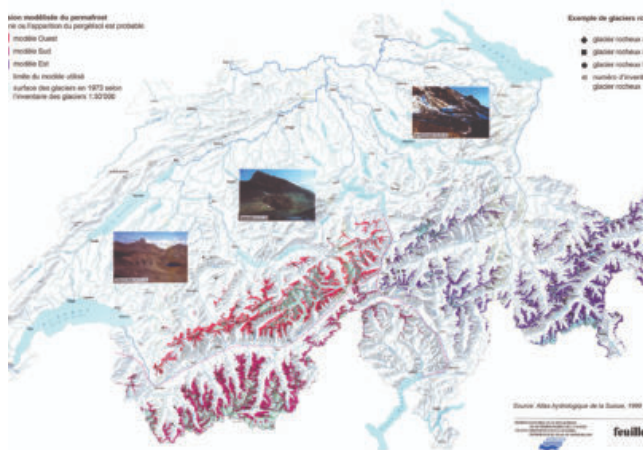


Fig. 2 – Distribution du pergélisol en Suisse

Carte de la distribution possible du pergélisol en Suisse, utilisant des modèles régionaux (basés principalement sur des inventaires de glaciers rocheux et des indices géomorphologiques).

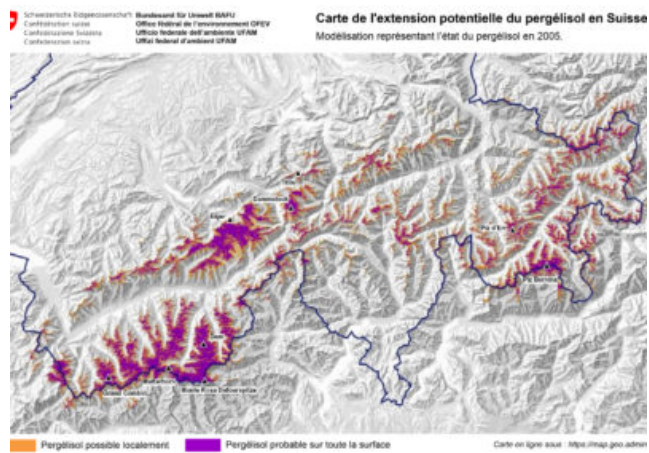


Fig. 3 – Distribution potentielle du pergélisol en Suisse

Carte d'un modèle de distribution possible du pergélisol en Suisse, basé sur les paramètres topoclimatiques (source : BAFU/OFEV, 2006).

1.8 Formation et type de glace d'un pergélisol

 geomorphologie-montagne.ch/formation-et-type-de-glace-dun-pergelisol

La présence de glace n'est pas un critère déterminant de l'existence d'un pergélisol. En effet la teneur en glace peut varier de 0% (pergélisol sec) à près de 100%. La glace de pergélisol est le plus souvent de la glace de congélation, formée par le regel des eaux d'infiltration dans un terrain dont la température est négative.

gliche Le pergélisol est un phénomène thermique, dont la teneur en glace plus ou moins hétérogène peut varier quasiment de 0 à 100 %. Cette quantité dépend fortement de la composition et de la porosité du terrain. Les parois rocheuses ont généralement un contenu en glace très faible (seulement dans les fissures), alors que les terrains à granulométrie grossière peuvent avoir une teneur en glace importante ([fig. 1](#)).

On dira qu'un pergélisol est **saturé** lorsque la glace remplit exactement les vides, qu'il est **sous-saturé** (respectivement **sur-saturé**) lorsque le volume de glace est inférieur (respectivement supérieur) au volume des interstices ([fig. 2](#)). En cas de sur-saturation en glace, le pergélisol peut se mettre en mouvement (*creeping*) et donner naissance à un glacier rocheux ([cf. fiche pergélisol 3.4](#)).

Deux processus principaux permettent la formation de glace dans un sédiment meuble gelé (éboulis, glacier rocheux, moraines) :

- **Sédimentation** : ce processus correspond à la compaction lente de la couche de neige qui se transforme, en passant par l'état de névé, en glace. Ce type correspond à la glace « classique » de glacier ([cf. rubrique géomorphologie glaciaire](#)) et ne se rencontre dans un pergélisol que dans des situations bien spécifiques, par exemple lorsque de la glace s'étant formée en surface (névé permanent, par ex.) a été enterrée et préservée ([fig. 3](#)).
- **Congélation** : ce processus correspond le plus souvent au regel des eaux de fonte s'écoulant au printemps du manteau neigeux dans un sol fortement refroidi ([fig. 4 & 5](#)). La congélation a lieu principalement dans la couche active, mais dans certains cas peut aussi se dérouler directement à la base du manteau neigeux (formation d'une « semelle » basale de glace) ou même à la base du pergélisol. La glace que l'on trouve dans un pergélisol est principalement de la glace de congélation.

L'origine de la glace de congélation est essentiellement de deux types:

- **Glace interstitielle** : formation de cristaux de glace dans les vides du terrain. Elle est caractéristique *des milieux non consolidés à granulométrie grossière* (sables, graviers, éboulis, glaciers rocheux...). Si la glace occupe tous les vides du sol, ce dernier devient alors une « roche » compacte et dure analogue à du béton : *le béton ou ciment de glace* ([fig. 1](#)). Cette glace interstitielle joue le rôle de ciment et favorise la stabilité des pentes.

- **Glace de ségrégation** : glace se formant en lentilles le long du front de gel suite à la migration de l'eau interstitielle vers des cristaux de glace en voie de croissance (cryo-osmose, [cf. fiches pergélisol 3.2](#)). Ce processus concerne surtout les *matériaux fins* ([fig. 6](#)).

Les sols contenant de la glace interstitielle (dans les pores) sont relativement stables au dégel, alors que ceux riches en glace de ségrégation se tassent d'avantage et peuvent éventuellement se liquéfier au dégel.



Fig. 1 – Glace massive et pergélisol

Les blocs de roche situés au-dessus de la glace de névé enterré sont cimentés entre eux par de la glace et forment un « béton de glace » (Tête de Fin Rond, massif du Grand Bérard / Parpaillon, Ubaye, France).

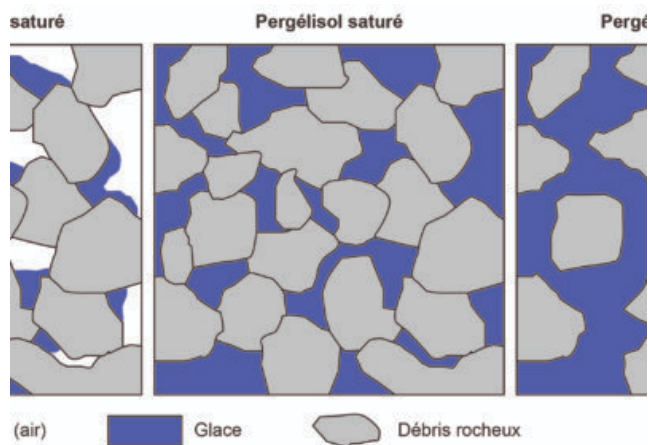


Fig. 2 – Saturation en glace

Illustration de la saturation en glace dans un dépôt sédimentaire poreux (éboulis, glacier rocheux).



Fig. 3 – Enterrement d'une plaque de glace par un glacier rocheux

Photo de l'enterrement progressif d'une plaque de glace aux racines du glacier rocheux des [Yettes Condja](#) (VS).



Fig. 4 – Glace de congélation

Photo de glace de congélation dans l'éboulis des [Lapires](#) (Val de Nendaz, VS).



Fig. 5 – Glace de congélation

Photo de glace de congélation translucide avec des stalactites de glace dans la glacière des [Diablotins](#) (Préalpes fribourgeoises).



Fig. 6 – Lentilles de glace centimétriques

Photo de lentilles de glace centimétriques (en foncé) développées dans les sédiments fins du Permafrost Tunnel (Fairbanks, Alaska).

1.9 Évolution du profil thermique d'un pergélisol (1/2)

 geomorphologie-montagne.ch/evolution-du-profil-thermique-vertical-dun-pergelisol-12

L'état thermique d'un pergélisol évolue dans différentes échelles de temps. A court terme, les modifications de la profondeur de la couche active mesurée après la période estivale traduit essentiellement les conditions climatiques de l'année écoulée. L'intensité des modifications dépend en grande partie du contenu en glace du pergélisol.

La température du sous-sol est fonction de la température de surface (MAGST). Plus celle-ci est basse, plus l'épaisseur du pergélisol est potentiellement grande. La température d'un pergélisol (comme celle de tout autre terrain) augmente avec la profondeur en raison du flux géothermique (de l'ordre de +1 à +3°C par 100 m). Dans les Alpes, les épaisseurs des terrains gelés sont le plus souvent comprises entre 15 mètres et plus de 100 mètres.

Un changement des températures de surface va entraîner différentes modifications de l'état thermique du pergélisol à différentes échelles de temps. **Pour évaluer « l'état de santé » d'un pergélisol dont la température est mesurée dans un forage**, les scientifiques utilisent quatre indicateurs : a) variation de l'épaisseur de la couche active, b) évolution des températures entre 10 et 20 mètres de profondeur, c) modification de la forme du profil thermique et d) modification de la profondeur de la base du pergélisol ([b](#), [c](#), [et d](#), [cf. fiche pergélisol 1.10](#)). La variation de ces indicateurs dépend du type de terrain et en particulier de la teneur en glace. Lors d'un changement de phase de l'eau, des quantités considérables de chaleur sont mises en jeu. Plus un permafrost est riche en glace, plus la quantité de chaleur nécessaire pour la faire fondre (glace → eau liquide) ou sublimer (glace → vapeur d'eau) doit être importante.

Variation d'épaisseur de la couche active (temps de réponse : année(s))

Le dégel normal de la couche active dans les Alpes atteint quelques mètres chaque année. Son épaisseur réagit étroitement aux conditions climatiques de l'année écoulée (enneigement durant l'hiver et conditions météorologiques estivales) ([cf. fiche pergélisol 1.4](#)).

La figure 1 représente les variations de l'épaisseur de la couche active en fin de saison estivale pour les glaciers rocheux riches en glace de [Mürtel-Corvatsch](#) ([fig. 2](#)) et du [Schafberg](#) (Engadine) et pour la crête rocheuse du [Schilthorn](#) (Oberland bernois, ([fig. 3](#)) dont le contenu en glace est a contrario très faible.

En l'absence d'une forte teneur en glace, les flux de chaleur depuis la surface peuvent pénétrer profondément dans le terrain. **Le permafrost du Schilthorn est pauvre en glace et la profondeur de sa couche active réagit fortement aux conditions climatiques de l'année écoulée.** On relèvera par exemple que :

- Suite à un hiver 2001/2002 peu enneigé qui a permis au sol de se refroidir et à un été « normal », la couche active au Schilthorn atteignait en octobre 2002 environ 4.6 m d'épaisseur, correspondant aux valeurs annuelles mesurées depuis 1998.
- Une année plus tard en novembre 2003, l'épaisseur de la couche active atteignait environ 9 mètres ! Les conditions météorologiques de l'année hydrologique 2002/2003 ont en effet été très défavorables au pergélisol du Schilthorn : enneigement précoce et important empêchant le refroidissement du terrain au début de l'hiver, fonte rapide de la neige au printemps ne protégeant pas le terrain du rayonnement solaire et été caniculaire (5°C plus chaud que la moyenne) avec un isotherme 0°C très élevé (au-dessus de 4000 m durant de longues périodes).
- Depuis 2009, la couche active est d'environ 7 mètres de profondeur, avec des variations notables en 2014 (4.9 mètres) et en 2015 (9.9 mètres).

Dans un pergélisol riche en glace comme celui des glaciers rocheux de Murtèl-Corvatsch ou du Schafberg en Engadine (Grisons)([fig. 1](#)), **l'épaisseur de la couche de dégel est beaucoup plus stable d'une année à l'autre**. La chaleur emmagasinée à la surface sert surtout à faire fondre la glace, qui joue un rôle de « tampon » thermique ([cf. fiches pergélisol section 2](#)). La disparition de la glace peut être progressive comme cela semble être le cas dans le glacier rocheux de Murtèl-Corvatsch depuis 2011 (épaississement de la couche active de 3.5 à 4.4 mètres entre 2010 et 2015), ou plus brutale comme observée dans le glacier rocheux du Schafberg (épaississement de la couche active de 3.2 à 5 mètres en 2000). Malgré cette stabilité relative, un épaississement de la couche active a été constaté ces dernières années dans de nombreux sites du réseau PERMOS ([cf. fiche pergélisol 1.11](#)).

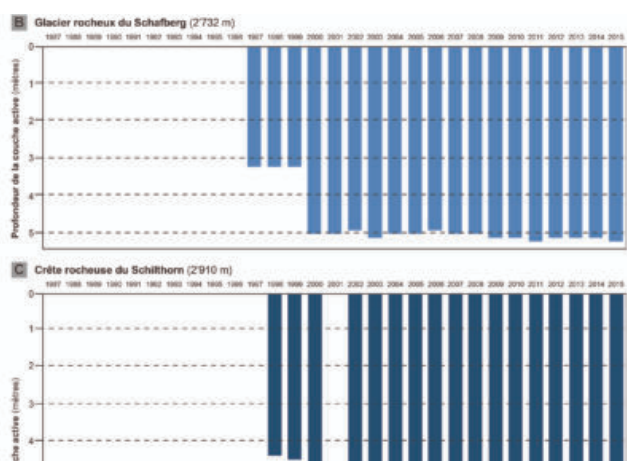


Fig. 1 – Profondeur de la couche active dans le pergélisol d'un glacier rocheux

Pics d'intensité du dégel estival se traduisant par un niveau de profondeur de la couche active dans le pergélisol du glacier rocheux de [Murtèl-Corvatsch](#) (GR) depuis 1987, du glacier rocheux du [Schafberg](#) depuis 1998 et sur la crête rocheuse du [Schilthorn](#) (BE) depuis 1998. Pendant la canicule de l'été 2003, la couche active s'est accrue de 5 cm par rapport au précédent record à Murtèl-Corvatsch. Dans ce terrain riche en glace, l'énergie thermique a surtout fait fondre la glace, ce qui explique que la couche de dégel ait été tout aussi profonde

l'année suivante en 2004. En revanche, dans le pergélisol quasi-exempt de glace du Schilthorn, les fortes températures de 2003 ont presque fait doubler l'épaisseur de la couche active, l'énergie thermique provoquant ici essentiellement un réchauffement de la roche (données : PERMOS, adapté).



Fig. 2 – Front du glacier rocheux de Mürtel-Corvatsch (GR)

Photo du front du glacier rocheux riche en glace de [Murtèl-Corvatsch](#) (GR).



Fig. 3 – Station PERMOS du Schilthorn (BE)

Photo de la station de mesure PERMOS située sur la crête rocheuse du Schilthorn (BE) couverte d'une faible couche de débris. Le permafrost du [Schilthorn](#) est pauvre en glace.



Fig. 4 – Schilthorn (BE)

Photo prise au sommet de la crête du [Schilthorn](#) (BE).

1.10 Évolution du profil thermique d'un pergélisol (2/2)

 geomorphologie-montagne.ch/evolution-du-profil-thermique-vertical-dun-pergelisol-22

Les variations des températures de la surface du sol ne s'observent pas instantanément en profondeur. En règle générale, il faut environ 6 mois pour que la chaleur emmagasinée à la surface du sol atteigne par conduction 10 mètres de profondeur. Une tendance au réchauffement du pergélisol de quelques dixièmes de degrés s'observe depuis les années 2005 dans de nombreux sites des Alpes suisses.

b) Evolution des températures entre 10 et 20 mètres de profondeur

Alors que l'épaisseur de la couche active réagit assez rapidement (selon le contenu en glace) aux conditions atmosphériques, le comportement thermique du corps du pergélisol présente une grande inertie (évolution lente). On considère d'ailleurs que les températures actuelles du pergélisol alpin pourraient refléter les conditions en vigueur à la fin du Petit Âge Glaciaire.

Les variations de température du pergélisol se produisent avec un temps de réponse qui s'accroît et une amplitude qui s'atténue en fonction de la profondeur. Ainsi, **il faut environ 6 mois pour que l'énergie interceptée à la surface pénètre par conduction à 10 m de profondeur** ([fig. 1](#)). A cette profondeur, les fluctuations à court terme des températures enregistrées à la surface sont **en grande partie filtrées**. Les courbes d'évolution temporelle présentent alors des formes plus ou moins sinusoïdales. En raison de ce décalage, vers 10 mètres de profondeur, les températures maximales sont ainsi atteintes en hiver et les températures minimales en été. Vers 20 mètres de profondeur, les fluctuations sont encore plus réduites, permettant de dessiner des tendances à moyen terme au réchauffement ou au refroidissement du pergélisol ([fig. 2 & 3](#)).

Les premiers forages installés dans le pergélisol en montagne sont récents, le plus ancien datant de 1987. Même si le recul temporel est moins important que pour les glaciers, il est néanmoins possible de constater les signes d'un réchauffement du pergélisol alpin. Ainsi entre 1988 et 2015, le terrain s'est réchauffé d'environ 1°C à 11.6 m de profondeur dans le glacier de [Murtèl-Corvatsch](#) (Engadine, GR) ([fig. 2](#)). Cette apparente augmentation des températures en profondeur n'est cependant pas linéaire, les variations interannuelles étant relativement importantes. En revanche, une tendance plus évidente semble se dessiner vers 20 m de profondeur, où la température a augmenté de 0.55°C en 30 ans à Murtèl-Corvatsch ([fig. 3](#)).

c) Incurvation du profil thermique (temps de réponse : *années à décennies*).

Lorsque le pergélisol est en équilibre avec les conditions climatiques en vigueur à la surface (MAGST), son profil thermique vertical est plus ou moins rectiligne ([cf. fiche 3.1.1](#)). En cas de réchauffement (refroidissement) de la surface (MAGST), le surplus

(déficit) de chaleur se propage peu à peu vers la profondeur, incurvant le profil thermique initial ([fig. 4](#)).

Les profils thermiques relevés dans différents forages des Alpes (réseaux PACE et PERMOS) montrent qu'**actuellement, le pergélisol n'est pas en équilibre avec les conditions climatiques en vigueur à la surface du sol**. La plupart des courbes de températures présentent ainsi l'aspect typique d'un réchauffement avec un redressement du profil thermique ([fig. 4 & 5](#)). La partie supérieure du profil thermique s'incurve en direction du 0°C. Jusqu'à 10-50 mètres de profondeur, le gradient thermique est ainsi plus faible qu'au-dessous (ie. < 1-3°C par 100 m), voire négatif. Un écart de 0.5 à 1°C est observé entre la température de surface mesurée et estimée à partir de profils non perturbés. Cette différence est interprétée comme un signe du réchauffement subi par le sol durant le dernier siècle.

d) Déplacement vertical de la base du pergélisol (temps de réponse : *décennies, siècles, voire millénaires*).

Cette dernière phase de rééquilibrage se traduit par une fonte du pergélisol par le bas, entraînant une diminution de son épaisseur totale ([fig. 4](#)). Cette modification du profil ne semble avoir débuté dans aucun des forages profonds réalisés dans les Alpes.

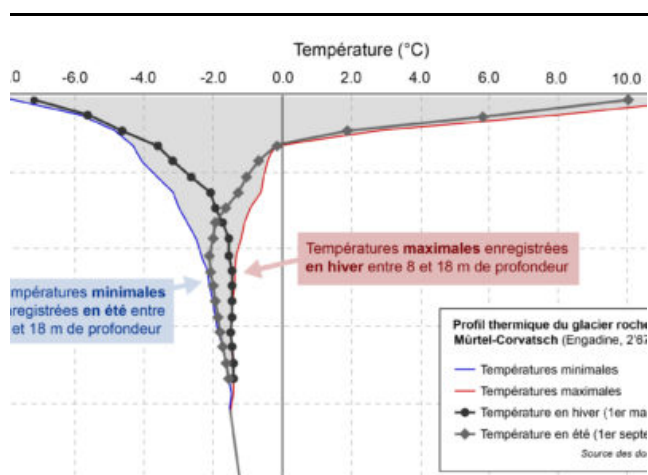


Fig. 1 – Représentation du déphasage thermique

Représentation du déphasage thermique sur un graphique montrant la température en abscisse et la profondeur en ordonnée. Évolution des températures minimales et maximales de l'année hydrologique 2014-2015, et des températures du 1er mars (hiver) et du 1er septembre (été) dans le pergélisol du glacier rocheux de [Murtel-Corvatsch](#). Le déphasage de 6 mois entre les températures de la surface et à 10 m de profondeur est clairement visible.

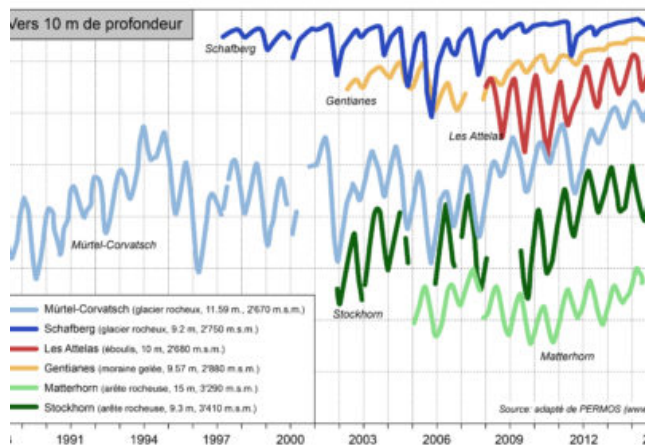


Fig. 2 – Evolution des températures du pergélisol

Graphique montrant l'évolution des températures du pergélisol à environ 10 m de profondeur sur quelques sites PERMOS mettant en évidence trois phases de réchauffement avec des interruptions en 1995/1996, en 2002 et en 2005-2006. Le type de site, l'altitude et la profondeur exacte à laquelle a eu lieu la mesure sont chaque fois indiqués entre parenthèses.

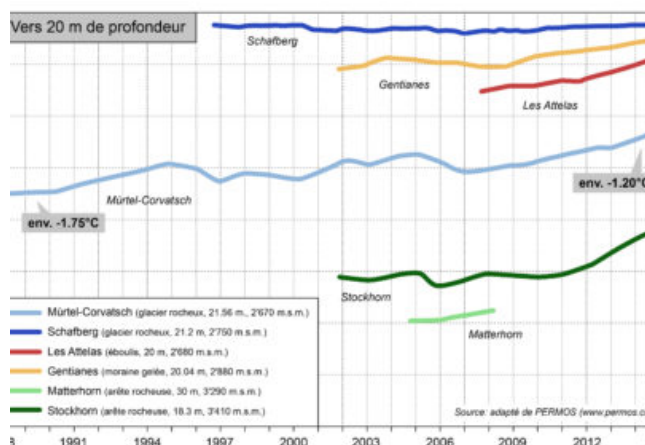


Fig. 3 – Températures du pergélisol à environ 20 m de profondeur

Graphique illustrant l'évolution des températures du pergélisol à environ 20 m de profondeur sur quelques sites PERMOS. Une tendance au réchauffement de quelques dixièmes de degrés s'observe sur la plupart des pergélisols suisses entre 2005 et 2017. Le type de site, l'altitude et la profondeur exacte à laquelle a eu lieu la mesure sont chaque fois indiqués entre parenthèses.

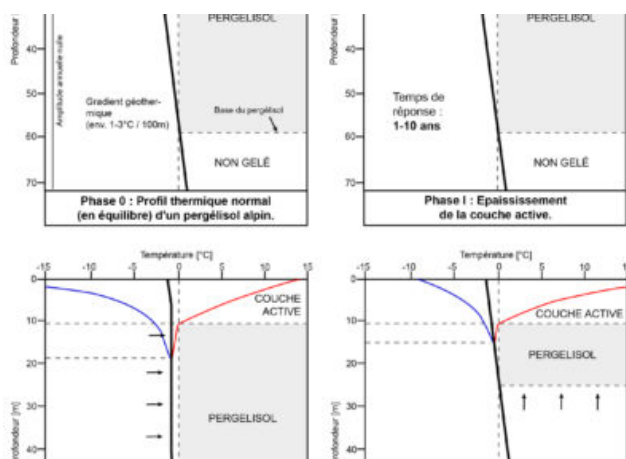


Fig. 4 – Profil thermique vertical d'un pergélisol

Modèles d'évolution du profil thermique vertical d'un pergélisol en quatre graphiques.

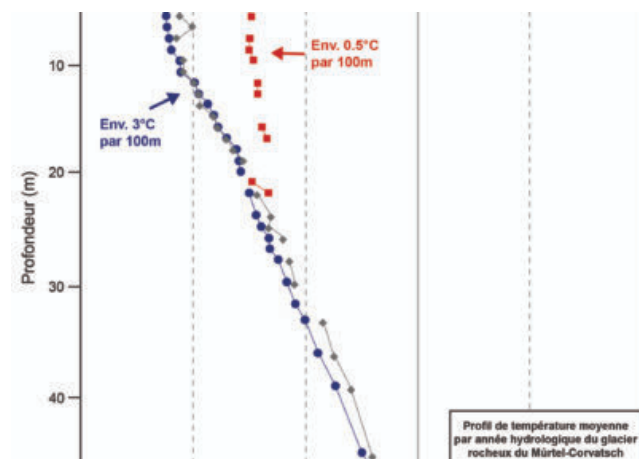


Fig. 5 – Profil thermique vertical du pergélisol

Graphique montrant le redressement du profil thermique vertical du pergélisol du glacier rocheux de [Murtel-Corvatsch](#) entre 4 et 20 mètres de profondeur.

1.11 Réseaux d'observation du pergélisol

 geomorphologie-montagne.ch/reseaux-dobservation-du-pergelisol

Afin d'évaluer la réponse du pergélisol de montagne (variations d'épaisseur de la couche active, comportement thermique) au changement climatique en cours, différents réseaux d'observation et de monitoring à long terme ont été mis en place depuis les années 1990. Le réseau suisse PERMOS (Permafrost Monitoring Switzerland) est un modèle pour le monitoring du pergélisol de montagne.

Le terme « permafrost » a été publié pour la première fois en anglais vers 1940 par le géologue américain Siemon Muller. La première conférence internationale sur le permafrost a eu lieu à West Lafayette dans l'Indiana en 1963 en pleine guerre froide. Elle regroupa des scientifiques de 9 pays, dont des américains et des russes ([fig. 1](#)).

Suite à la 7ème conférence internationale sur le pergélisol organisée à Yellowknife au Canada en 1998, un **réseau mondial d'observation du pergélisol dénommé GTN-P** ([Global Terrestrial Network for Permafrost](#)) fut créé par l'[International Permafrost Association](#) (IPA) en partenariat avec le [Global Climate observing system](#) (GCOS) de l'Organisation météorologique mondiale des Nations Unies (OMM) et le *Global Terrestrial Observing System* (GTOS).

Lors de la conférence de Yellowknife, l'IPA décida également de mettre sur place une *Task Force* chargée de cartographier et d'étudier le pergélisol de montagne, alors bien moins connu que le pergélisol circumpolaire. C'est dans ce cadre que naîtra le projet **PACE** (*Permafrost And Climate in Europe*) de 1997 à 2000, projet regroupant 8 forages profonds (80-100 m) réalisés sur un transect nord-sud, du Spitzberg à la Sierra Nevada, en passant par la Scandinavie et les Alpes ([fig. 2 & 3](#)).

Dans les Alpes suisses, le réseau **PERMOS** (*PERmafrost MOnitoring Switzerland*) a été mis en place et a débuté ses activités officiellement en 2000. Il regroupe de nombreux instituts de recherche et est coordonné par la Commission Glaciologique de l'Académie Suisse des Sciences naturelles (ScNat). Le réseau PERMOS se base sur différentes stratégies de monitoring ([fig. 4](#)) :

- Le pergélisol n'étant pas directement visible à la surface du terrain, le meilleur moyen de l'étudier consiste à **relever les températures en profondeur à l'intérieur d'un forage**. Cependant, un forage ne fournit qu'une information ponctuelle, et en raison d'un coût opérationnel élevé (technique, logistique...), les données sont complétées par d'autres méthodes.
- Suivi de la **température de surface du sol**.
- Estimation de la **teneur en eau non gelée** dans le pergélisol à l'aide de méthodes géophysiques comme la mesure de la résistivité électrique du sous-sol.

- Suivi des **vitesse de fluage de glaciers rocheux** mesurées par des mesures terrestres géodésiques (réseau de points GPS dont la coordonnée est relevée 1 fois par année, ou mesure ponctuelle en continu avec un GPS fixe) ([fig. 5](#)).
- Des photographies aériennes sont prises périodiquement sur certaines zones afin de suivre les mouvements de surface (glaciers rocheux).
- Inventaire des chutes de blocs et des éboulements ayant lieu en haute montagne. La collecte de ces données se fait dans une démarche participative auprès des utilisateurs de la montagne (guides, gardiens de cabane, spécialistes des dangers naturels, autorités communales et cantonales, randonneurs, etc.).

Contrairement au [réseau suisse des observations glaciaires GLAMOS](#) mise en place en 1880 déjà à la fin du Petit Age Glaciaire, le suivi systématique du pergélisol alpin est ainsi récent et s'inscrit uniquement dans la période chaude débutée en 1990. Le pergélisol ayant un temps de réponse aux modifications climatiques beaucoup plus lent que les glaciers, il faudra probablement attendre plusieurs années pour que les mesures effectuées dans le cadre de PERMOS dévoilent des changements notoires dans la distribution du pergélisol et le régime thermique du sous-sol.

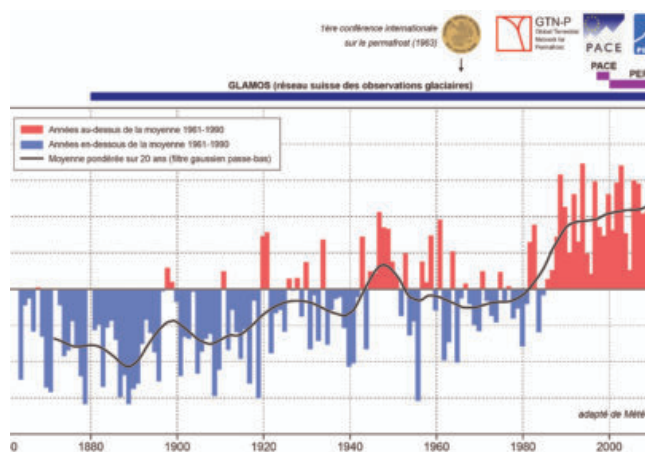


Fig. 1 – Evolution de la température à 1'000 m d'altitude

Evolution de la température annuelle de l'air à 1'000 m d'altitude au nord de la Suisse. Les valeurs sont données en écart de températures par rapport à la norme 1961 – 1990. Le réseau PERMOS a vu le jour en 2000, dans un contexte de températures élevées par rapport au siècle dernier.

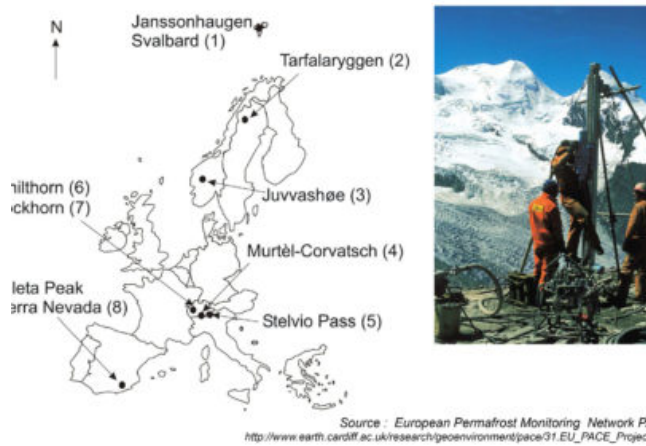


Fig. 2 – Forages en Europe

Carte de l'emplacement des différents forages du réseau PACE. A droite, percement du forage du Stockhorn (VS).

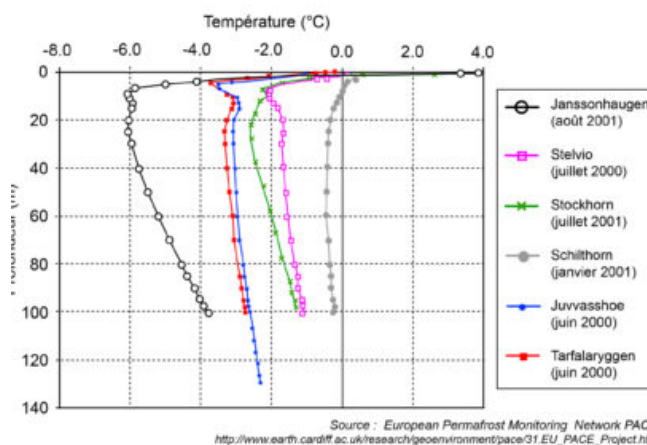


Fig. 3 – Température du pergélisol européen

Graphique montrant la température du pergélisol en 2000/2001 dans les différents forages du réseau PACE.

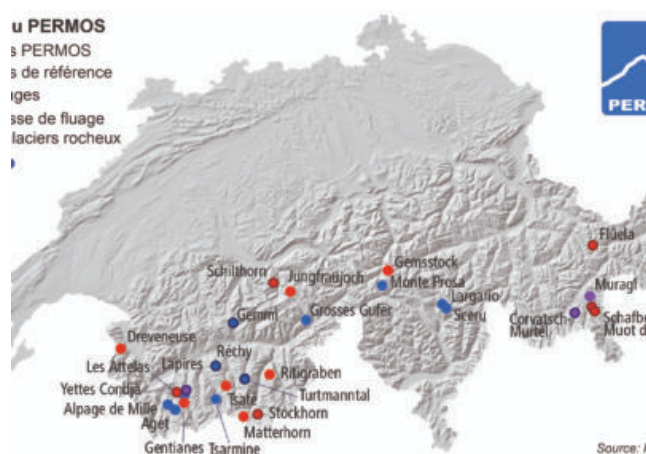


Fig. 4 – Sites du réseau PERMOS

Carte de l'emplacement des différents sites du réseau suisse [PERMOS](#).



Fig. 5 – GPS différentiel

Photos illustrant bien la prise de mesures du déplacement de terrain par GPS différentiel... demandant parfois quelques talents d'équilibriste et de balayeur !