

3.1 Caractéristiques des parois rocheuses de haute montagne

 geomorphologie-montagne.ch/caracteristiques-des-parois-rocheuses-de-haute-montagne/

Les parois rocheuses sont des zones très raides et souvent libres de neige, dont le régime thermique est directement lié à l'ensoleillement et la température de l'air extérieur. Du pergélisol y est présent dès 2'600 m d'altitude dans les faces nord et dès 3'200 m dans les faces sud.

Le 23 août 2017, un volume de 3.1 millions de m³ de roche s'est détaché de la paroi rocheuse du Piz Cengalo dans les Grisons (cf. vidéo). Cette masse de roche s'est écroulée sur un glacier situé en contrebas, créant une réaction en chaîne qui entraînera la formation d'une lave torrentielle destructrice pour le village de Bondo situé 6 km à l'aval. Durant la canicule du mois de juillet 2018, les autorités françaises déconseillaient aux alpinistes de gravir le Mont-Blanc en raison d'une recrudescence de chutes de pierres. Au Cervin, le 24 juillet 2019, un pan de rocher où était fixée une chaîne a lâché entraînant dans une chute mortelle un guide et son client. Ces événements récents qui ont fait les gros titres de la presse régionale et internationale ont un point commun : tous concernent des **ruptures de parois rocheuses situées en haute montagne, à l'intérieur de la zone du pergélisol alpin** (fig. 1). Ce chapitre vise à détailler les processus géomorphologiques se déroulant dans ces environnements raides en mettant l'accent sur le rôle de la présence et de la dégradation du pergélisol des parois d'altitude.

Les parois rocheuses se caractérisent par une **pente raide, supérieure à 45°** (pente > 100%). Alors que des terrains moins pentus peuvent être recouverts d'un épais manteau neigeux, **l'absence quasi-permanente de neige**, même en hiver, est la norme de ces environnements à forte pente (fig. 2). En effet la neige lorsqu'elle est froide et poudreuse n'y adhère que difficilement. En haute montagne, les parois rocheuses peuvent également être recouvertes d'une carapace de glace ou par un glacier suspendu (cf. fiche pergélisol 3.7).

Deux facteurs influencent principalement le régime thermique des parois rocheuses, et plus généralement les températures à l'intérieur d'un massif montagneux :

- Le **rayonnement solaire** (courte longueur d'onde) est le principal facteur expliquant les variations spatiales de la température en topographie accidentée. **L'orientation des versants** y joue un rôle majeur : le régime thermique est très contrasté entre les versants ensoleillés (adret : versants exposés vers le sud dans les Alpes) et ceux plongés la plupart du temps dans l'ombre (ubac : versants exposés au nord dans les Alpes) (fig. 3). Sur l'aiguille du Midi (massif du Mont-Blanc), des différences de 8°C ont été enregistrées pour une même altitude entre la surface du rocher en face sud et en face nord. Un **flux de chaleur** se déplace par conduction des versants ensoleillés vers les versants ombragés, déterminant notamment l'épaisseur du pergélisol à l'intérieur d'un massif montagneux (fig. 3). Le flux géothermique ne joue ici qu'un rôle négligeable. En raison de la forme variée des crêtes rocheuses et parfois de la présence de glaciers, le champ thermique à l'intérieur d'un massif montagneux est souvent bien plus complexe que celui présenté à la figure 3.
- L'évolution thermique des parois rocheuses est ainsi fortement liée **aux variations de la température de l'air**. En l'absence de rayonnement solaire, on considère en effet que la température de la surface de la roche nue (sans décalage thermique, cf. fiche pergélisol 1.4) se rapproche de la température atmosphérique.

L'absence quasi-permanente de neige implique une interaction directe entre l'atmosphère, la surface et la subsurface de la roche. En conséquence, **la limite inférieure de distribution du pergélisol en zones rocheuses raides est plus élevée qu'en terrain plat**. Dans les Alpes, le pergélisol des parois rocheuses est présent dès 2'600 m d'altitude dans les faces nord et dès 3'600 m dans les faces sud. Dans certains secteurs très favorables (ombrage permanent, fracturation importante qui permet des advections d'air froid dans le rocher), il est possible de trouver du pergélisol isolé dès 1'900 mètres en face nord et dès 2'400 m en face sud.



Fig. 1 – Eroulement dans la face ouest des Drus (vallée de Chamonix, France) vers 3'400 m d'altitude. 265'000 m³ de roche ont disparu entre le 29 et le 30 juin 2005.

Fig. 1 – Eroulement dans la face ouest des Drus (vallée de Chamonix, France) vers 3'400 m d'altitude. 265'000 m³ de roche ont disparu entre le 29 et le 30 juin 2005.



Fig. 2 – Différences d'enneigement entre l'abrupte paroi rocheuse des Beccs-de-Bosson (dans l'ombre), la surface rugueuse du glacier rocheux des Beccs-de-Bosson et la surface lisse d'une pelouse alpine (au premier plan) (Vallon de Réchy, VS).

Fig. 2 – Différences d'enneigement entre l'abrupte paroi rocheuse des Beccs-de-Bosson (dans l'ombre), la surface rugueuse du glacier rocheux des Beccs-de-Bosson et la surface lisse d'une pelouse alpine (au premier plan) (Vallon de Réchy, VS).

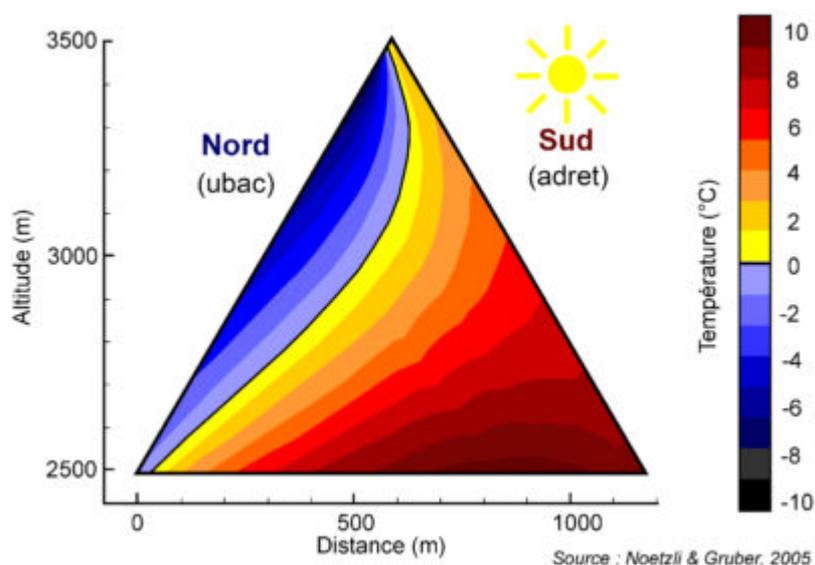


Fig. 3 – Modélisation du champ thermique à l'intérieur d'une montagne en fonction des conditions de surface (dépendantes de l'altitude et de l'orientation) (adapté de Noetzli & Gruber, 2005).

Fig. 3 – Modélisation du champ thermique à l'intérieur d'une montagne en fonction des conditions de surface (dépendantes de l'altitude et de l'orientation) (adapté de Noetzli & Gruber, 2005).

3.2 Géomorphologie des mouvements gravitaires liés aux parois rocheuses

 geomorphologie-montagne.ch/3-2-geomorphologie-des-mouvements-gravitaires-lies-aux-parois-rocheuses/

Les mouvements de matériaux issus de l'érosion des parois rocheuses sont liés à trois principaux processus : chutes de pierre s'accumulant pour donner des éboulis, éboulement ou écroulement de volumes plus importants, avalanche de glace et de roche.

Un mouvement gravitaire se définit comme un déplacement de matériaux induit par la gravité. En paroi rocheuse, l'érosion produira essentiellement des **déplacements de matériaux avec chute** : chutes de pierre, éboulement/écroulement ou avalanche de glace et de roche. Ces types de mouvements gravitaires se produisent généralement soudainement. **Le matériel de la niche d'arrachement** est transporté vers l'aval brutalement et va former un dépôt dont la morphologie est souvent chaotique. On distingue ces trois différents types de mouvements gravitaires avec chute en fonction du volume de matériaux mobilisé, de la fréquence des détachements et des causes amenant à la rupture.

- **Chute de pierres et éboulisation** : les parois rocheuses sont progressivement fragmentées par des réseaux de fissures qui s'élargissent suite à de nombreux cycles de gel et de dégel (gélifraction, cf. fiche pergélisol 2.3). A partir d'un certain stade, un morceau de roche devient trop instable et se détache. Il va alors dévaler la pente : c'est la chute de pierre. Les chutes régulières de pierres mènent à la formation d'éboulis, qui peuvent prendre la forme de cônes bien définis ou des tabliers d'éboulis (aussi appelés voiles d'éboulis) quand le matériel est réparti sur tout un versant sans forme particulière. Généralement, un ébouli présente une pente régulière avec une déclivité de l'ordre de 35° (fig. 1).
- **Eboulements et écroulements** : événements instantanés qui se déroulent en l'espace de quelques secondes à quelques minutes. Des signes avant-coureurs peuvent être visibles (par ex : ouverture de fissures, augmentation du nombre de chutes de pierres, etc.). Il s'agit dans les deux cas de la chute d'une masse rocheuse d'un **volume important** pouvant représenter jusqu'à plusieurs millions de m³ de matériel. On utilisera plutôt le terme d'éboulement pour un volume allant de 100 m³ jusqu'à 100'000 m³ (fig. 2) ; au-delà, on parle plutôt d'écroulement (fig. 3).

- **Avalanche de glace et de roche** (*rock/ice avalanche*). Lorsqu'un pan de paroi rocheuse se décroche, une avalanche de roche peut se produire. La masse rocheuse peut être combinée avec de la glace libérée lors de la rupture (détachement des parties d'un glacier recouvrant la masse rocheuse défailante), ou entraînée lors de la chute (par exemple chute sur un glacier situé en contrebas). Un tel entraînement augmente le volume de l'avalanche composée alors de glace et de roche. L'énergie considérable développée lors du choc et par la force de frottement peut conduire à une liquéfaction partielle de la glace transformant ainsi l'avalanche en une coulée boueuse pouvant atteindre des vitesses extrêmement rapides (>300 km/h) même sur de faibles pentes. Le processus d'avalanche de glace et de roche reste encore mal compris. Plusieurs événements de ce type ont été recensés en Suisse et dans le monde depuis la fin du Petit Âge Glaciaire (cf. fiche glaciers 4.6), en particulier : Dents-du-Midi (Valais) en 1835, Fletschhorn (Valais) en 1903, Brenva (Mont-Blanc) en 1920 et 1997, Huascarán (Pérou) en 1962 et 1970, Mt. Cook (Nouvelle-Zélande) en 1991, Kolka-Kamandon (Caucase, Ossétie) en 2002 et plus récemment au Langtang (Népal) en 2015 et au Piz Cengalo (Bondo, Grisons) en 2017.

Ces types de mouvements gravitaires peuvent avoir lieu à toutes les altitudes et ne sont pas forcément liés à la présence de pergélisol.



Fig. 1 – Au centre de l'image, cône d'éboulis du Toûno à la sortie d'un couloir (St-Luc, Valais). Des voiles d'éboulis sont aussi visibles à gauche de la photo.

Fig. 1 – Au centre de l'image, cône d'éboulis du Toûno à la sortie d'un couloir (St-Luc, Valais). Des voiles d'éboulis sont aussi visibles à gauche de la photo.



Fig. 2 – Eboulement de 2000 m³ de roche depuis le rocher du Mel de la Niva à 2'700 mètres d'altitude (Evolène, Valais) le 19 octobre 2015. Le rocher était sous surveillance de l'Etat du Valais depuis un premier éboulement partiel ayant eu lieu en août 2013 (source : Etat du Valais, [vidéo complète](#)).

Fig. 2 – Eboulement de 2000 m³ de roche depuis le rocher du Mel de la Niva à 2'700 mètres d'altitude (Evolène, Valais) le 19 octobre 2015. Le rocher était sous surveillance de l'Etat du Valais depuis un premier éboulement partiel ayant eu lieu en août 2013 (source : Etat du Valais, [vidéo complète](#)).



Fig. 3 – Ecrroulement du 30 octobre 2006 dans le versant ouest de la Haute-Cime (Dents-du-Midi, VS). La zone de rupture se situe à une altitude comprise entre 2800 et 3000 mètres. L'énorme masse de roche s'est presque entièrement déposée dans une cuvette naturelle au pied des parois.

Fig. 3 – Eroulement du 30 octobre 2006 dans le versant ouest de la Haute-Cime (Dents-du-Midi, VS). La zone de rupture se situe à une altitude comprise entre 2800 et 3000 mètres. L'énorme masse de roche s'est presque entièrement déposée dans une cuvette naturelle au pied des parois.

3.3 Facteurs d'instabilité

 geomorphologie-montagne.ch/3-3-facteurs-dinstabilite/

Le déclenchement d'une instabilité en paroi rocheuse est un phénomène complexe et multifactoriel. Il dépend des caractéristiques intrinsèques du site et de facteurs agissant à différentes échelles de temps.

Les chutes de pierres et les éboulements de parois rocheuses sont **des phénomènes géologiques naturels**. Le travail de sape de l'érosion, en particulier par gélifraction (cf. fiche pergélisol 2.3), fait partie de la dynamique naturelle de destruction à long terme d'une chaîne de montagne.

Des éboulements de plus ou moins grande ampleur ont depuis toujours eu lieu dans les Alpes. A la fin du dernier Âge Glaciaire (cf. fiche glaciaire 4.4), plusieurs gigantesques écroulements (*Bergsturz*) se sont déclenchés dans la chaîne alpine en plein changement, comme par exemple à Flims dans les Grisons (volume de 7 à 11 millions de m³), ou encore à Sierre en Valais (environ 2 millions de m³). Des écroulements ont également eu lieu durant la période froide du Petit Âge Glaciaire, comme le célèbre éboulement de Derborence (Valais) en 1714 et 1749 ap. J.-C., et plus récemment à Randa en 1991 dans la vallée de Zermatt (Haut-Valais).

De multiples facteurs susceptibles d'interagir entre eux influencent la stabilité, respectivement l'instabilité, des parois rocheuses en haute montagne. **Ces facteurs d'instabilité agissent sur des durées très variables** : par exemple l'action érosive des glaciers peut avoir lieu sur des milliers d'années alors que l'effet d'un tremblement de terre ou de pluies intenses ne dure que quelques minutes à quelques heures.

On distingue deux grandes familles de facteurs d'instabilité : les facteurs "passifs" ou de prédisposition intrinsèques à une paroi, et les facteurs "actifs" ou déclenchants (fig. 1). La combinaison d'un certain nombre de ces facteurs peut amener à la rupture. Les 5 principaux facteurs rencontrés dans les régions de montagne sont :

- **La géologie** (facteur de prédisposition) : la lithologie (nature de la roche, métamorphisme...) et la structure (pendage des couches, schistosité, fracturation, histoire du versant, etc.) sont considérées comme des facteurs passifs d'instabilité. Les facteurs géologiques restent en principe constants durant toute l'année et sur une longue période (années).
- **La disparition des glaciers de vallée**. Durant les périodes froides, l'érosion glaciaire rend les versants des vallées plus abruptes. La fonte des glaciers laisse ces versants raides sans appui entraînant des rééquilibrages gravitaires (cf. fiche glaciaire 6.4).

- **La disparition des carapaces de glace, des glaciers de paroi** et des névés permanents expose directement la roche aux conditions atmosphériques (cycles de gel-dégel) (toute l'année). De nombreuses zones de déclenchement de chutes de pierre se situent actuellement dans des parois récemment déglacées (cf. fiche pergélisol 3.7).
- **Le régime hydrologique.** La fonte des neiges et les précipitations (en particulier lors d'épisodes orageux) amènent l'eau à percoler à l'intérieur des fissures du rocher. Cette percolation peut entraîner des fortes pressions hydrauliques dans les fissures de la roche.
- **La dégradation du pergélisol.** Le pergélisol est souvent considéré comme le « ciment » des montagnes. Sa dégradation augmente le risque d'éboulements superficiels (cf. fiches pergélisol 3.4 à 3.7).

Tous ces facteurs agissent en interaction. Ainsi, des changements de la glace de surface (glaciers suspendus) et sous la surface (glace dans les fissures) peuvent influencer fortement le régime hydrologique, le régime thermique et le stress mécanique de la glace et de la roche, surtout lorsque ces changements se combinent avec des facteurs géologiques défavorables (discontinuités, lithologie, structure, fissuration) (fig.2).

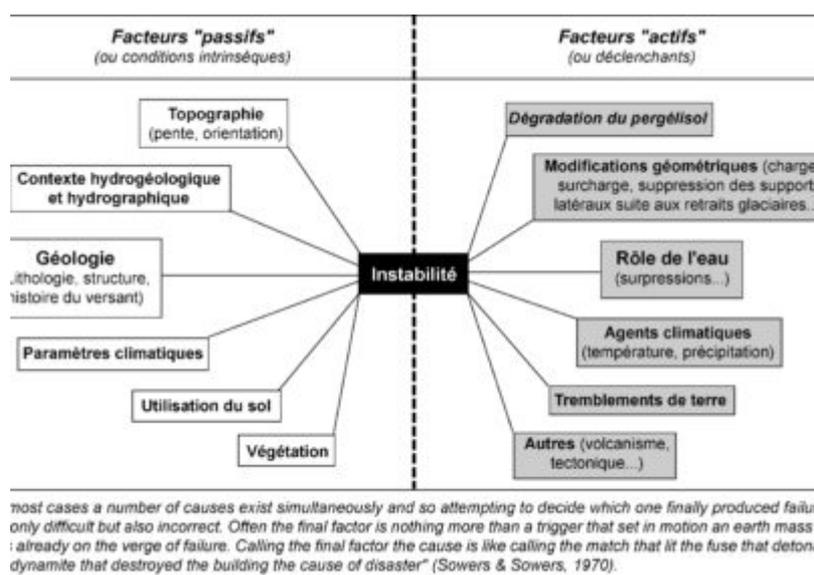


Fig. 1 – Facteurs passifs et actifs pouvant entraîner une instabilité en paroi rocheuse.

Fig. 1 – Facteurs passifs et actifs pouvant entraîner une instabilité en paroi rocheuse.

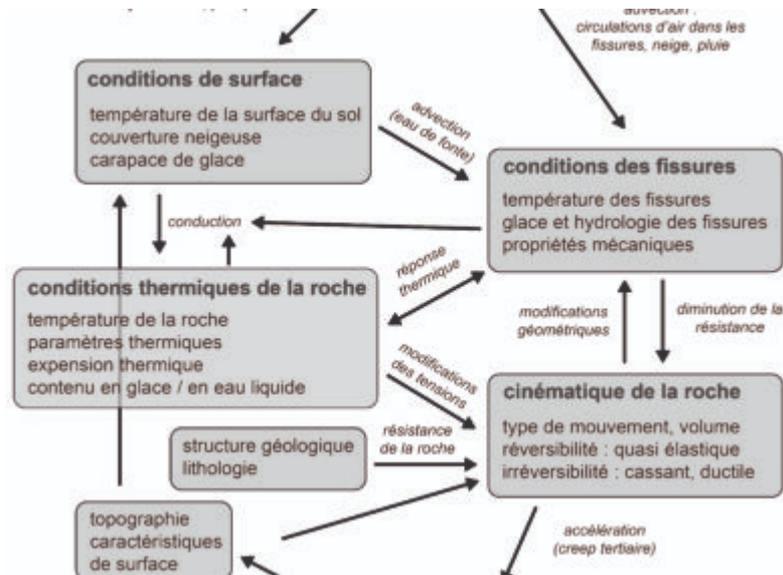


Fig. 2 – Modèle conceptuel des interactions complexes ayant lieu entre l’atmosphère et les parois rocheuses contenant du pergélisol (source : Hasler 2011, adapté).

Fig. 2 – Modèle conceptuel des interactions complexes ayant lieu entre l’atmosphère et les parois rocheuses contenant du pergélisol (source : Hasler 2011, adapté).

3.4 Le pergélisol des parois rocheuses : le “ciment des montagnes”

 geomorphologie-montagne.ch/3-4-le-pergelisol-des-parois-rocheuses-le-ciment-des-montagnes/

Le pergélisol des parois rocheuses se caractérise par une très faible teneur en glace, uniquement présente dans les fissures de la roche. L'évolution de la température de la roche influence fortement la stabilité des parois situées en zone de pergélisol.

Les parois rocheuses situées au-dessus de 2'000 m d'altitude dans les Alpes sont soumises aux alternances de gel-dégel (cf. chapitre 3.2). Dans les Alpes, à partir de 2'600 m en versant nord et de 3'600 m en versant sud, il est possible de trouver du pergélisol quasi-continu dans les parois rocheuses (cf. fiche pergélisol 3.1). Le pergélisol des parois rocheuses se caractérise par une **teneur en glace relativement faible**, seules les fissures de la roche pouvant en contenir (fig. 1). Néanmoins cette fine pellicule de glace joue un rôle essentiel mais parfois contradictoire dans la stabilité des parois.

- *Un rôle stabilisant* : la glace présente dans les fissures agit comme un “**ciment des montagnes**” qui permet de maintenir ensemble des pans de roche fracturée.
- *Un rôle déstabilisant* : **la croissance de lentilles de glace** (cf. fiche pergélisol 2.4) dans les fissures de la roche peut en revanche accélérer l'élargissement des fissures et en conséquence leur instabilité future. Dans ce cas, le rôle du pergélisol est plutôt déstabilisant, en contradiction avec ses propriétés de “ciment des montagnes”.

La stabilité des parois rocheuses, dont les fissures sont remplies de glace, est très fortement influencée par sa température. Des essais de laboratoire montrent que lorsque la température des masses rocheuses se situe juste au-dessous du point de fusion (entre -1.5 et 0°C), leur stabilité diminue et provoque un danger accru de chutes de pierres (fig. 2). **Lorsqu'un pergélisol froid devient tempéré, une phase de déstabilisation temporaire se produit.** Les secteurs de pergélisol tempéré seraient donc propices à des éboulements, alors qu'à plus basse température (pergélisol froid) ou lorsque les fissures sont libres de glace, ces parois seraient plus stables.

En conséquence, une augmentation de la température de la roche proche du 0°C devient critique pour la stabilité d'une paroi en raison de trois processus majeurs :

- Avant le changement d'état de la glace en eau (fusion), la plasticité de la glace dans les fissures peut augmenter en raison de l'augmentation de sa température. Ce changement des propriétés intrinsèques de la glace augmente le facteur d'instabilité.
- Puis la fusion entraîne une perte de l'adhésion entre la glace des fissures et la roche.
- Enfin, la présence d'eau liquide liée au dégel du pergélisol, potentiellement combinée à des arrivées d'eau de précipitation ou de fonte des neiges, provoque l'augmentation de la pression hydraulique dans les interstices de la roche.

Avec le changement climatique, l'intensification des précipitations sous forme de pluie (et non de neige) ruisselant dans les fissures de la roche pourrait contribuer au réchauffement du pergélisol et à l'augmentation de la pression hydraulique, favorisant de la sorte les éboulements.

La **réponse thermique** du pergélisol de parois au changement climatique se déroule à différentes échelles de temps en fonction de la profondeur. L'impact d'une vague de chaleur se fera sentir rapidement dans les premiers centimètres de la roche, alors qu'il faudra généralement plusieurs mois pour qu'elle atteigne par conduction et de façon atténuée une profondeur d'environ 10 mètres (cf. fiche pergélisol 1.10).

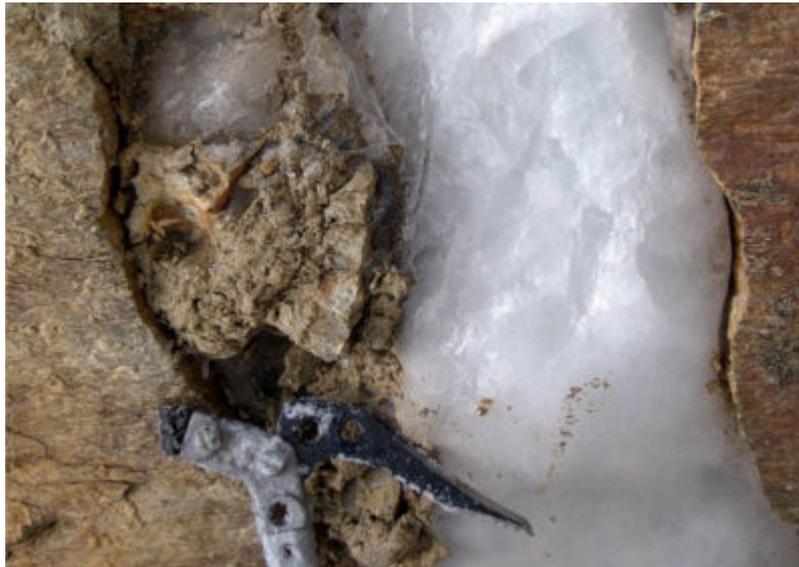


Fig. 1 – Veine de glace à l'intérieur d'une fissure de la roche au Stockhorn (Valais, 3400 m).

Fig. 1 – Veine de glace à l'intérieur d'une fissure de la roche au Stockhorn (Valais, 3400 m).

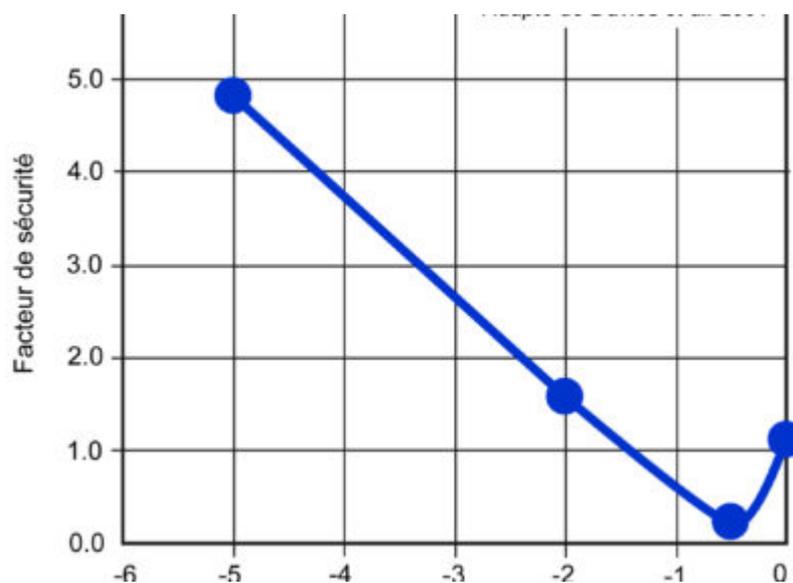


Fig. 2 – Changements prédits du facteur de sécurité d'une paroi rocheuse dont les fissures sont remplies de glace, pour une pente de 70° et une discontinuité avec une inclinaison de 40°. Lorsque le facteur de sécurité est supérieur à 1.0, la paroi rocheuse est stable. Le réchauffement de la glace provoque une diminution du facteur de stabilité, avec un minimum lorsque la température atteint -0.5°C (adapté de Davies et al. 2001). Ce graphique suggère ainsi qu'une pente de roches fissurées est stable quand il n'y a pas de glace dans les joints (>0°C) et lorsque la glace dans les joints est à basse température, et deviendra instable quand la glace se réchauffe (source : Davies et al. 2001).

Fig. 2 – Changements prédits du facteur de sécurité d'une paroi rocheuse dont les fissures sont remplies de glace, pour une pente de 70° et une discontinuité avec une inclinaison de 40°. Lorsque le facteur de sécurité est supérieur à 1.0, la paroi rocheuse est stable. Le réchauffement de la glace provoque une diminution du facteur de stabilité, avec un minimum lorsque la température atteint -0.5°C (adapté de Davies et al. 2001). Ce graphique suggère ainsi qu'une pente de roches fissurées est stable quand il n'y a pas de glace dans les joints (>0°C) et lorsque la glace dans les joints est à basse température, et deviendra instable quand la glace se réchauffe (source : Davies et al. 2001).

3.5 Dégradation du pergélisol en parois rocheuses

 geomorphologie-montagne.ch/3-5-degradation-du-pergelisol-en-parois-rocheuses/

L'analyse d'inventaires historiques et de données récentes collectées, notamment de façon participative dans les Alpes, semble étayer l'hypothèse d'une relation entre la dégradation du pergélisol et l'instabilité croissante des parois rocheuses de haute montagne.

Les causes de déclenchement d'instabilités à partir de parois rocheuses en montagne sont complexes et généralement multifactorielles (cf. [fiche pergélisol 3.3](#)). Dans le contexte actuel de changement climatique, les scientifiques se posent la question de savoir si **le réchauffement et la dégradation du pergélisol contribuent de façon plus marquée à l'évolution morphologique des parois rocheuses**, et en particulier à l'augmentation des événements d'éboulements à haute altitude.

Le premier axe de recherche se base sur **des inventaires d'éboulements**. Depuis les années 1900 jusqu'aux années 2007, environ 35 événements mobilisant d'important volume de roche (de 10'000 m³ à plus de 1'000'000 m³) ont été recensés dans les Alpes : les écroulements/éboulements de la [Brenva](#) en novembre 1920 et en janvier 1997, au [Fletschhorn](#) en mars 1901, au [Mont-Rose](#) en 1980, aux [Dents du Midi](#) en octobre 2006, ou encore au [Piz Kesch](#) (Grisons) en octobre 2014. Pour certains lieux emblématiques du tourisme alpin, comme la vallée de Chamonix, des études par photo-comparaison ont permis de compléter les inventaires. Ces analyses historiques réalisées dans les Alpes suisses et françaises mettent notamment en évidence une **légère augmentation du nombre d'éboulements entre 1930 et 1950, puis dès les années 1980-1990** ([fig. 1](#)).

Il faut cependant faire preuve d'une certaine prudence en analysant les données historiques depuis les années 1900 dans les Alpes, car les événements de petits volumes (< 10'000 m³) – moins spectaculaires – n'ont généralement pas été recensés avant les années 2000. Pour affiner les inventaires, les instituts de recherche ont alors développé une **démarche participative** associant notamment les guides de montagne, les gardiens de cabanes, les autorités locales et les alpinistes. Ce principe de collecte de données est appliqué depuis 2005 dans le massif du Mont-Blanc pour lequel une application smartphone (ALP-RISK, aujourd'hui [OBS-ALP](#)) a été développée pour transmettre des observations d'instabilités ([fig. 2](#)). Depuis 2007, [l'Institut fédéral pour l'étude de la neige et des avalanches de Davos \(WSL-SLF\)](#) et le réseau [PERMOS](#) proposent également un questionnaire en ligne pour recenser les instabilités de parois sur le territoire helvétique ([fig. 3](#)). La mise en place de ces réseaux d'observations a comme conséquence une augmentation du nombre d'événements recensés dans les bases de données pour la dernière décennie, en particulier pour les événements de petits volumes (< 10'000 m³) ([fig. 1B](#)).

En complément des inventaires, les scientifiques ont équipé depuis le début des années 2000 plusieurs parois rocheuses de capteurs de température enfouis à environ 10 cm de profondeur ([fig. 4](#)) ou dans des forages de plusieurs dizaines de mètres de profondeur

afin d'observer l'évolution de la température à travers la roche. Dans les faces nord du Jungfraujoch (Alpes bernoises) et de l'Aiguille du Midi (Chamonix, massif du Mont-Blanc), **un réchauffement des températures du pergélisol d'environ 0.5°C a été observé entre 10 et 20 mètres de profondeur depuis 2002** (fig. 5). Certains sites, comme l'Aiguille du Midi, sont également fréquemment cartographiés par la répétition de laserscan terrestre afin de créer des modèles numériques de terrain en 3D (fig. 6) permettant de suivre de façon très précise les modifications morphologiques des parois.

Les analyses de toutes ces données semblent **étayer l'hypothèse d'une relation entre la dégradation du pergélisol (proche de la surface) et l'instabilité croissante des parois rocheuses de haute montagne**. Elles mettent notamment en évidence :

- La **présence fréquente de glace** et/ou d'écoulement d'eau dans les niches d'arrachement (fig. 7).
- Un nombre important d'éboulements se déclenchant entre 2'500 et 3'500 mètres, soit à des altitudes où l'occurrence de pergélisol est probable (fig. 8). En fonction de l'exposition, cette tranche altitudinale semble caractérisée par un **pergélisol tempéré**.
- **Un lien significatif entre le nombre d'éboulements de faible volume et la température de l'air durant les 20 dernières années**. Une recrudescence du nombre de chutes de pierre et de petits éboulements a par exemple été observée durant la période estivale (fig. 9) et en particulier durant les étés caniculaires de 2003 et 2015 (cf. fiche pergélisol 3.6).

Pour les éboulements de plus grand volume (> 100'000 m³), il n'y a pas de corrélation entre la saison et le moment de la rupture. **Ces grands éboulements peuvent se produire durant toute l'année** (fig. 9). Ce fait peut s'expliquer d'une part par le temps nécessaire à la chaleur estivale pour se propager en profondeur et d'autre part par la prise en compte de facteurs d'instabilités agissant sur du plus long terme (cf. fiche pergélisol 3.3).

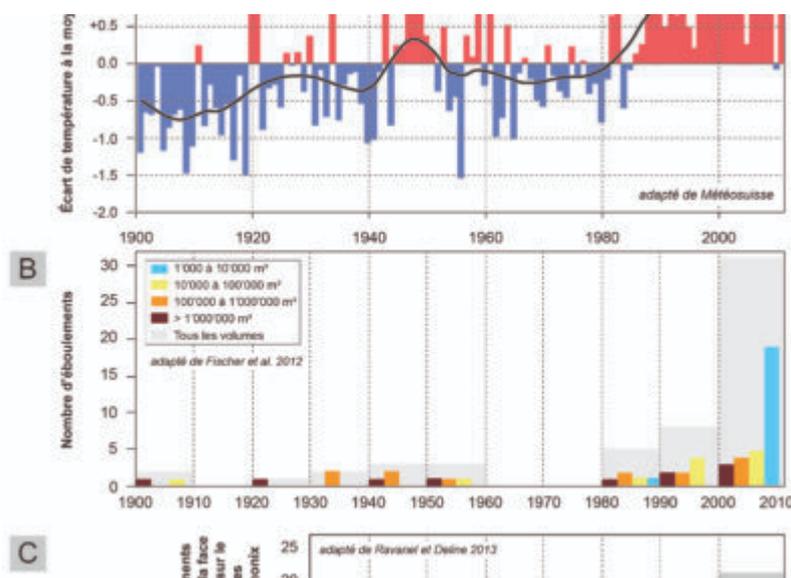


Fig. 1 – Evolution du nombre d'éboulements dans les Alpes depuis 1900. A : évolution de l'écart des températures de l'air en Suisse au-dessus de 1'000 m d'altitude par rapport à la norme 1961-1990. B : nombre d'éboulements de plus de 1'000 m³ basé sur un inventaire historique (adapté de Fischer at al. 2012) ; C : nombre d'éboulements par décennie recensés par photo-comparaison dans la face ouest des Drus et le versant nord des Aiguilles de Chamonix (adapté de Ravanel & Deline 2013).

Fig. 1 – Evolution du nombre d'éboulements dans les Alpes depuis 1900. A : évolution de l'écart des températures de l'air en Suisse au-dessus de 1'000 m d'altitude par rapport à la norme 1961-1990. B : nombre d'éboulements de plus de 1'000 m³ basé sur un inventaire historique (adapté de Fischer at al. 2012) ; C : nombre d'éboulements par décennie recensés par photo-comparaison dans la face ouest des Drus et le versant nord des Aiguilles de Chamonix (adapté de Ravanel & Deline 2013).

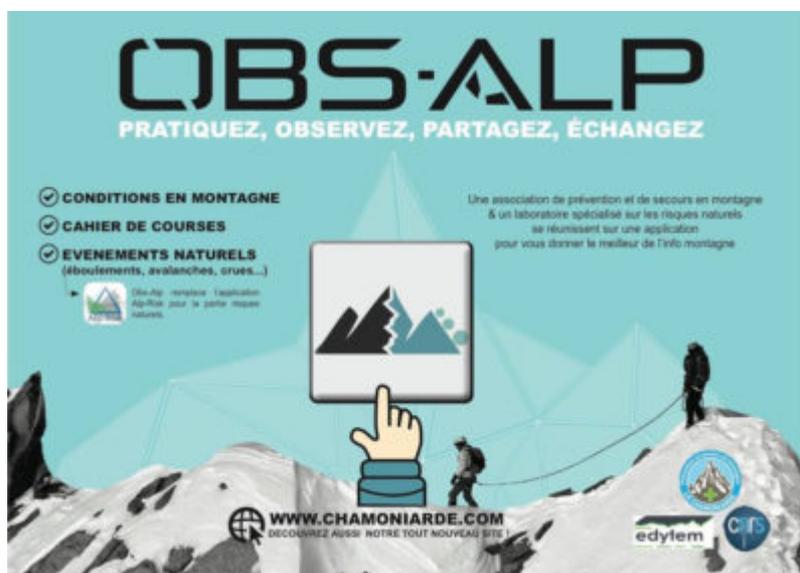


Fig. 2 – Présentation de l'application OBS-ALP (source : La Chamoniarde).

Fig. 2 – Présentation de l'application OBS-ALP (source : La Chamoniarde).

nom / prénom: _____

Date de l'observation: * _____ Heure: _____

Information sur la zone de détachement

Orientation de la zone de détachement *

N NE E SE S SW W NW

Largeur approximative (m) _____

Hauteur approximative (m) _____

Volume approximatif (m³) _____

Avez-vous observé de la glace dans la zone de détachement? Oui Non

Détails de contact

Nom _____ Nom de famille _____

No. de tél. * _____ email _____

Envoyer de l'information supplémentaire (Photos / Film / Word / pdf / txt)

Fig. 3 – Questionnaire en ligne du réseau PERMOS pour signaler des éboulements dans les Alpes suisses (source : PERMOS | SLF, [en ligne](#)).

Fig. 3 – Questionnaire en ligne du réseau PERMOS pour signaler des éboulements dans les Alpes suisses (source : PERMOS | SLF, [en ligne](#)).



Fig. 4 – Installation de capteurs de température dans la paroi rocheuse du Col de Chassoure (Verbier-Nendaz).

Fig. 4 – Installation de capteurs de température dans la paroi rocheuse du Col de Chassoure ([Verbier-Nendaz](#)).

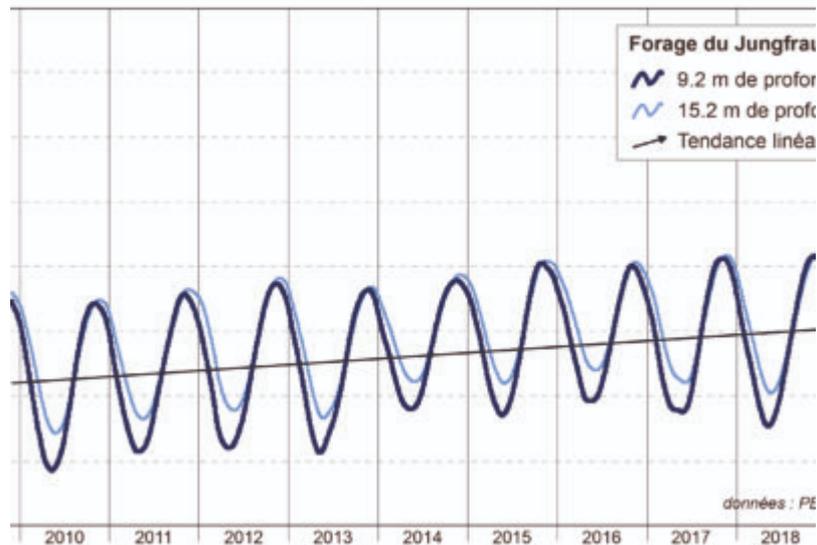


Fig. 5 – Evolution des températures à 9.2 et 15.2 mètres de profondeur dans le forage horizontal situé dans la paroi rocheuse nord du Jungfraujoch à 3'590 mètres d'altitude entre le 1er janvier 2010 et le 30 septembre 2018. Même si le pergélisol est « froid » (entre -6 à -5°C), une tendance à un réchauffement moyen de 0.5°C s'observe sur la période de mesure entre 10 et 15 mètres de profondeur (source : [PERMOS data portal](#)).

Fig. 5 – Evolution des températures à 9.2 et 15.2 mètres de profondeur dans le forage horizontal situé dans la paroi rocheuse nord du Jungfraujoch à 3'590 mètres d'altitude entre le 1er janvier 2010 et le 30 septembre 2018. Même si le pergélisol est « froid » (entre -6 à -5°C), une tendance à un réchauffement moyen de 0.5°C s'observe sur la période de mesure entre 10 et 15 mètres de profondeur (source : [PERMOS data portal](#)).



Fig. 6 – L'Aiguille du Midi au-dessus de la vallée de Chamonix est un lieu important de la recherche sur le pergélisol des parois rocheuses. Le site à l'avantage d'être facile d'accès grâce aux remontées mécaniques et de présenter toutes les orientations et un sommet culminant à 3'800 m d'altitude.

Fig. 6 – L’Aiguille du Midi au-dessus de la vallée de Chamonix est un lieu important de la recherche sur le pergélisol des parois rocheuses. Le site à l’avantage d’être facile d’accès grâce aux remontées mécaniques et de présenter toutes les orientations et un sommet culminant à 3’800 m d’altitude.



Fig. 7 – Glace visible dans la niche d’arrachement (versant sud du Cervin vers 3800 m d’altitude, août 2003).

Fig. 7 – Glace visible dans la niche d’arrachement (versant sud du Cervin vers 3800 m d’altitude, août 2003).

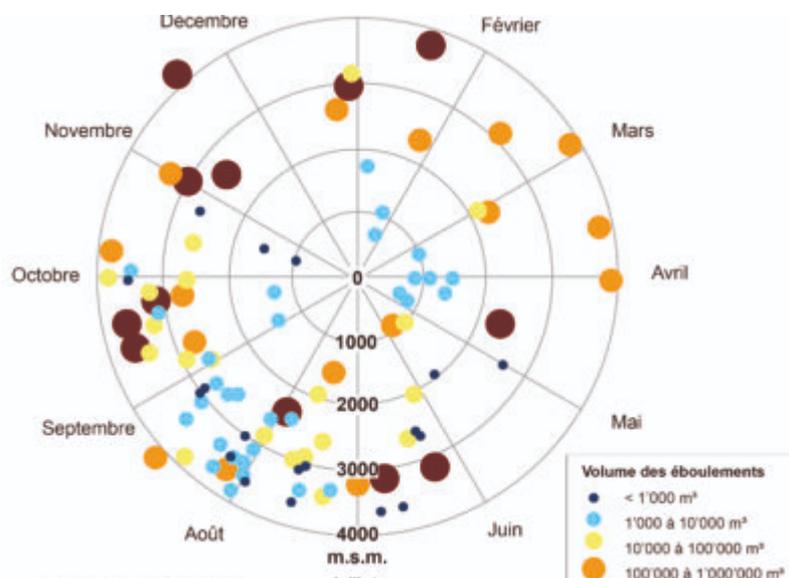


Fig. 8 – Distribution de 165 éboulements de la base de données du SLF pour les Alpes suisses et le massif du Mont-Blanc entre 1714 et 2014, en fonction de l’altitude, de la saison et du volume mobilisé. L’inventaire comprend des données provenant de la base de données StorMe (Office fédéral de l’environnement), de PERMOS et de données collectées par des instituts français dans le massif du Mont-Blanc (source : adapté de Philipps et al. 2016).

Fig. 8 – Distribution de 165 éboulements de la base de données du SLF pour les Alpes suisses et le massif du Mont-Blanc entre 1714 et 2014, en fonction de l'altitude, de la saison et du volume mobilisé. L'inventaire comprend des données provenant de la base de données StorMe (Office fédéral de l'environnement), de PERMOS et de données collectées par des instituts français dans le massif du Mont-Blanc (source : adapté de Philipps et al. 2016).

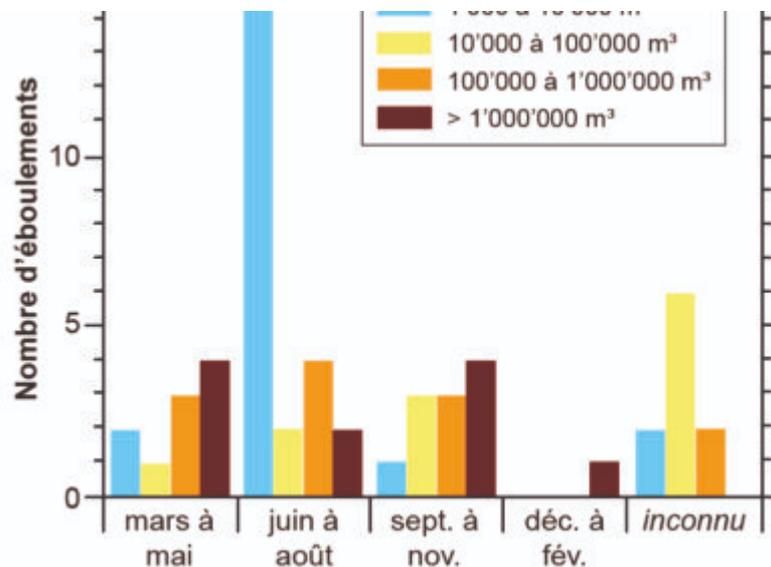


Fig. 9 – Distribution saisonnière des éboulements en fonction du volume. Les évènements de petits volumes se produisent majoritairement entre juin et août, alors que les évènements de plus de 10'000 m³ peuvent se dérouler durant toute l'année (source : Fischer et al. 2012).

Fig. 9 – Distribution saisonnière des éboulements en fonction du volume. Les évènements de petits volumes se produisent majoritairement entre juin et août, alors que les évènements de plus de 10'000 m³ peuvent se dérouler durant toute l'année (source : Fischer et al. 2012).

3.6 Canicule estivale et éboulements superficiels

 geomorphologie-montagne.ch/3-6-canicule-estivale-et-eboulements-superficiels/

Les périodes de canicule estivale sont en augmentation depuis plusieurs années. Depuis 2003, une augmentation significative du nombre de chutes de pierres et d'éboulements de petits volumes a été constatée durant les étés caniculaires.

Selon le réseau de la Confédération dédié aux services climatiques ([National Centre for Climate Services – NCCS](#)), **les régions alpines se réchauffent davantage que le reste de la Suisse durant la période estivale**. Depuis quelques années, l'accumulation d'été chauds en montagne devient la norme : les températures estivales moyennes de la période trimestrielle comprenant les mois de juin, juillet et août ont été environ plus de 3°C plus chaudes en 2015, 2017, 2018 et 2019 que la norme climatologique 1961-1990 ([fig. 1](#)). Seul l'historique été caniculaire de 2003 s'est avéré encore beaucoup plus chaud (4.5°C plus chaud que la norme).

Les conditions estivales ont également tendance à se prolonger jusqu'en septembre. En montagne, l'isotherme du 0°C se situe ainsi fréquemment au-dessus de 4'000 m d'altitude durant de longues périodes. Par exemple du 1er au 14 août 2003, les températures sont restées positives (même la nuit !) à la station du [Jungfrauoch](#) (Alpes bernoises) située à 3'580 m. d'altitude.

L'allongement des périodes chaudes durant l'été a un effet direct sur la stabilité des parois d'altitude. En effet, **une augmentation significative du nombre de chutes de pierres et d'éboulements de petits volumes a été constatée durant les étés caniculaires de 2003 et de 2015** à l'intérieur de la bande altitudinale du [pergélisol](#) tempéré (température de la roche comprise entre -2°C et 0°C). Dans le massif du Mont-Blanc, la fréquence des chutes de pierres durant les étés caniculaires 2003 et 2015 était en moyenne 2 à 10 fois supérieure à la fréquence "normale" des années 2007 à 2014. Durant ces étés caniculaires, plus de 160 éboulements de plus de 100 m³ ont été signalés par les participants au projet d'inventaire participatif du massif du Mont-Blanc ([cf. fiche 3.3.5](#)) ([fig. 2](#)). Dans la face est du [Mont-Rose](#) (VS) – la plus haute paroi rocheuse des Alpes avec un dénivelé de plus de 2'000 mètres (base de la paroi située à 2'200 m. d'altitude et sommet situé à 4'500 m. d'altitude) – des chutes de pierres pouvaient être observées presque chaque jour en 2003 !

En 2003 et 2015, de nombreux autres événements ont ainsi pu être observés ([fig. 3](#)) : dans la face nord de [l'Eiger](#), dans le flanc sud du [Cervin](#), à la [Dent-Blanche](#), sur l'arête nord-ouest du [Mönch](#), au [Piz Bernina](#), à [l'Obergabelhorn](#), etc. L'évènement le plus médiatisé en 2003 a sans doute été l'éboulement à [l'arête Hörnli du Cervin](#) (VS) (3400 m) ([fig. 4](#)). Le 15 juillet 2003, environ 1'000 m³ de roche se sont détachés de la face est du Cervin à une altitude d'environ 3'500 m, bloquant l'accès aux alpinistes. Durant le même été 2003, des événements semblables se sont produits le long des arêtes sud-ouest (3'800 m) et nord-ouest (3'650 m) du Cervin. Durant les étés caniculaires 2018 et 2019,

plusieurs événements ont également été très médiatisés : éboulement à la Meije, chutes de pierres récurrentes au Goûter sur l'itinéraire du Mont-Blanc, écroulement au Cervin, à l'Eperon Walker dans les Grandes Jorasses et au Mont Maudit.

La zone de rupture de ces événements se situait généralement à **faible profondeur à l'intérieur de la couche active**. Ces éboulements superficiels se sont vraisemblablement produits en raison d'un épaissement de la couche active du pergélisol (fig. 5), de la température élevée de la glace (proche de 0°C) et/ou du ruissellement des eaux de fonte ou de précipitations orageuses. Le rôle de la dégradation du pergélisol est également attesté par la présence de glace ou d'écoulements d'eau dans les niches d'arrachement et le très fort contraste de l'altitude d'origine des éboulements entre les faces nord et les faces sud.

En conséquence, si les chutes de pierre et les éboulements sont des phénomènes naturels en haute montagne, il semble aujourd'hui que la **dégradation du pergélisol soit devenue le facteur d'instabilité dominant des parois rocheuses du fait des effets du changement climatique sur celle-ci**.

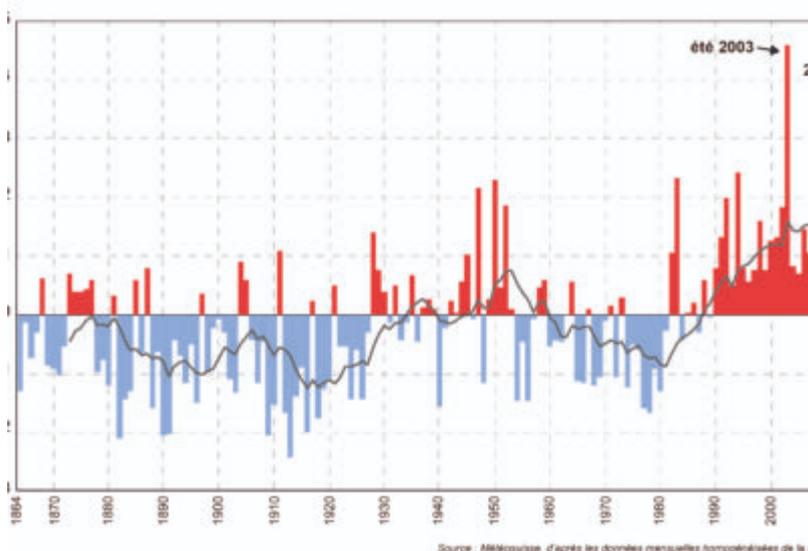


Figure 1 – Ecart des températures moyennes de l'air pour le trimestre estival (juin à août) pour la station d'altitude du Säntis (2'500 m d'altitude) par rapport à la norme climatologique 1961-1990. Données homogénéisées depuis 1864 de Météosuisse. source: Météosuisse.

Figure 1 – Ecart des températures moyennes de l'air pour le trimestre estival (juin à août) pour la station d'altitude du Säntis (2'500 m d'altitude) par rapport à la norme climatologique 1961-1990. Données homogénéisées depuis 1864 de Météosuisse. source: Météosuisse.

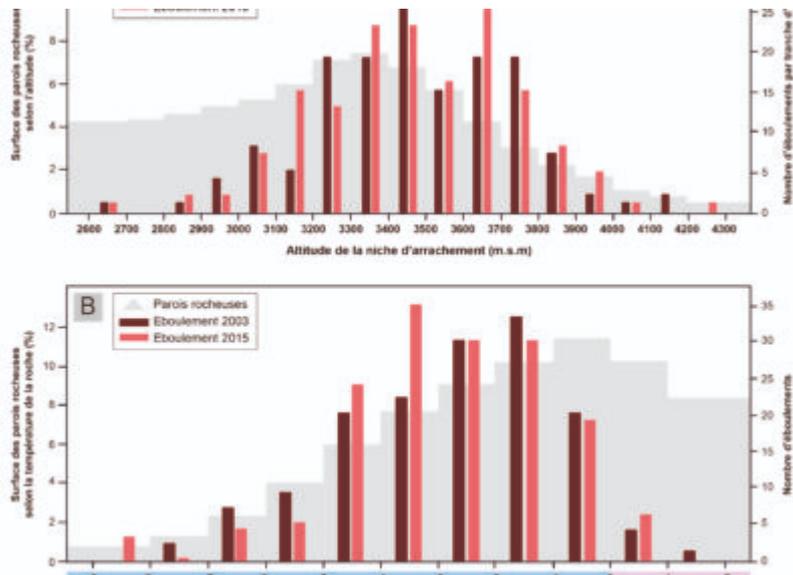


Figure 2 – Distribution de la surface des parois rocheuses et du nombre d'éboulements dans le massif du Mont-Blanc en fonction de l'altitude de la niche d'arrachement (en haut) et de la température moyenne annuelle de la surface de la roche (MARST) (en bas) (source : Ravanel et al. 2017).

Figure 2 – Distribution de la surface des parois rocheuses et du nombre d'éboulements dans le massif du Mont-Blanc en fonction de l'altitude de la niche d'arrachement (en haut) et de la température moyenne annuelle de la surface de la roche (MARST) (en bas) (source : Ravanel et al. 2017).



Figure 3 – Eboulement dans la face nord de la Blanche de Perroc (Val d'Arolla, VS) en août 2003.

Figure 3 – Eboulement dans la face nord de la Blanche de Perroc (Val d'Arolla, VS) en août 2003.

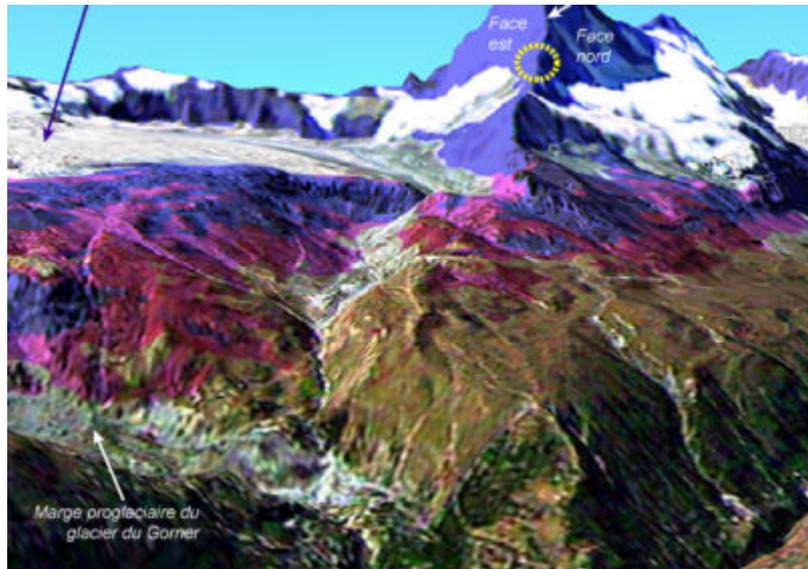
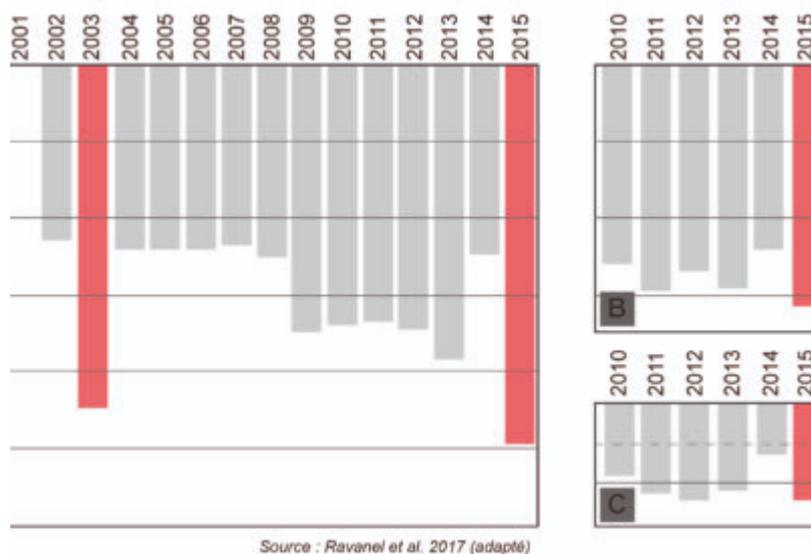


Fig. 4 – Modèle de répartition probable et possible du pergélisol dans la région de Zermatt, basé sur la radiation solaire, la température de l’air et des indicateurs géomorphologiques. L’éboulement superficiel du 15 juillet 2003 (altitude : env. 3’400 m.s.m.) se situe dans la zone d’existence probable du pergélisol (adapté de Frozen Ground, décembre 2003).

Fig. 4 – Modèle de répartition probable et possible du pergélisol dans la région de Zermatt Zermatt, basé sur la radiation solaire, la température de l’air et des indicateurs géomorphologiques. L’éboulement superficiel du 15 juillet 2003 (altitude : env. 3’400 m.s.m.) se situe dans la zone d’existence probable du pergélisol (adapté de Frozen Ground, décembre 2003).



Source : Ravanel et al. 2017 (adapté)

Figure 5 – Profondeur maximale de la couche active mesurée dans 3 forages dans les Alpes. A : face nord-est du Schilthorn (Oberland bernois), crête rocheuse recouverte de débris à 2’910 m d’altitude (données PERMOS) ; B : paroi rocheuse de l’Aiguille du Midi (massif du Mont-Blanc, France) en orientation sud à 3’753 m d’altitude ; C : paroi

rocheuse de l'Aiguille du Midi (massif du Mont-Blanc, France) en orientation nord-ouest à 3'738 m d'altitude (source : Ravanel et al. 2017, adapté).

Figure 5 – Profondeur maximale de la couche active mesurée dans 3 forages dans les Alpes. A : face nord-est du Schilthorn (Oberland bernois), crête rocheuse recouverte de débris à 2'910 m d'altitude (données PERMOS) ; B : paroi rocheuse de l'Aiguille du Midi (massif du Mont-Blanc, France) en orientation sud à 3'753 m d'altitude ; C : paroi rocheuse de l'Aiguille du Midi (massif du Mont-Blanc, France) en orientation nord-ouest à 3'738 m d'altitude (source : Ravanel et al. 2017, adapté).

3.7 Evolution des parois glaciaires et des glaciers de parois

 geomorphologie-montagne.ch/3-7-evolution-des-parois-glaciaires-et-des-glaciers-de-parois/

Depuis quelques décennies, le changement climatique a fortement réduit le nombre de parois glaciaires dans les Alpes. Libérées de leur carapace protectrice de glace, une couche active s'est développée dans ces parois redevenues rocheuses générant de nombreuses chutes de pierres.

Les **parois glaciaires (carapace de glace)** et les **glaciers de parois** (ou glaciers suspendus, cf. [chapitre glaciers](#)) ne sont pas du [pergélisol](#) en soi ([fig. 1](#)). En revanche, ils indiquent indirectement que la température à leur base est inférieure à 0°C et donc que du pergélisol est présent sous leur carapace de glace. Dans le cas contraire en effet, ils ne seraient pas stables et ne pourraient pas exister sur des pentes aussi raides.

Les facteurs-clés concernant l'évolution des parois glaciaires sont les conditions météorologiques (chutes de neige et températures) durant le printemps et l'été (surtout de mai à juillet). En effet, il semblerait que ce ne soit pas en hiver (novembre à mars) que la neige s'accumule dans ces faces. En raison des basses températures, elle demeure poudreuse et ne peut adhérer à la paroi, sans cesse balayée par les vents et les avalanches. La formation de la glace aurait donc lieu principalement durant l'été, lorsque la neige peut s'humidifier le jour sous l'effet du [rayonnement solaire](#) et de températures plus élevées, puis regeler durant la nuit. Les études concernant ce sujet sont cependant rares dans les Alpes.

Depuis la fin du Petit Age Glaciaire (cf. [fiche glaciers 4.6](#)), la superficie englacée des parois rocheuses a diminué progressivement, avec une accélération depuis les années 1990. Avec la disparition de la carapace de glace ([fig. 2](#)), les conditions à la surface et sous la surface de la roche changent drastiquement : une [couche active](#) peut alors se développer. L'escarpement rocheux n'étant plus protégé des actions de l'[érosion](#) mécanique et thermique par la glace, la roche fracturée dégèle et les chutes de pierres superficielles deviennent extrêmement fréquentes ([fig. 3](#)).

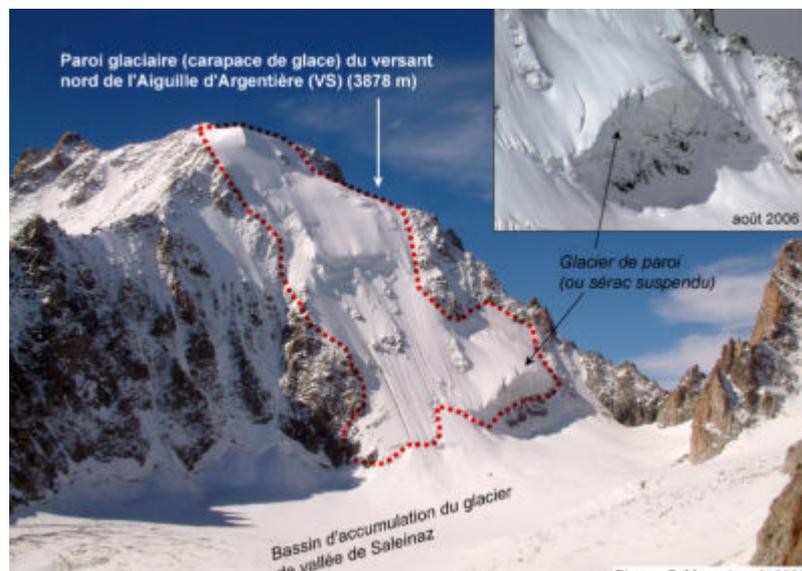


Fig. 1 – Paroi glaciaire et sérac suspendu dans le versant nord de l'Aiguille d'Argentière (VS).

Fig. 1 – Paroi glaciaire et sérac suspendu dans le versant nord de l'Aiguille d'Argentière (VS).

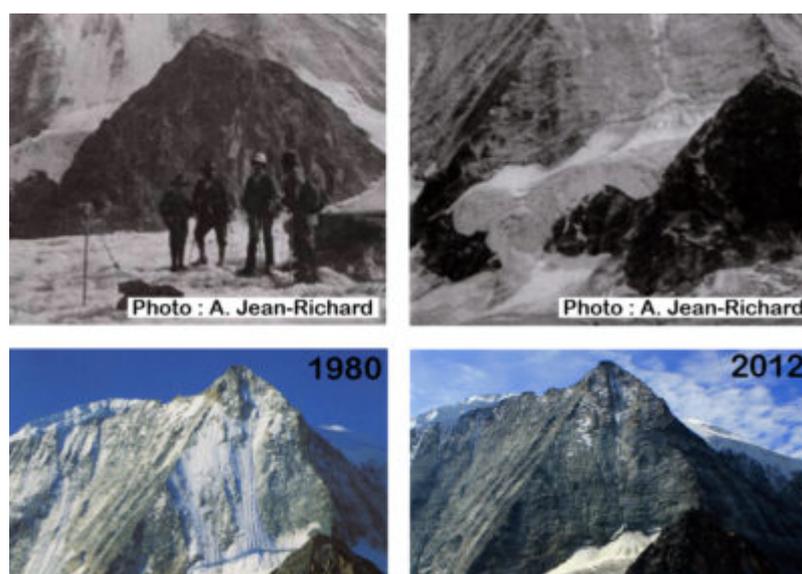


Fig. 2 – Evolution de la face nord du Mont-Blanc de Cheillon (VS) durant le 20ème siècle. En 1950, à la suite d'une série d'été chauds et secs, la face apparaissait libre de glace (un glacier de paroi est cependant présent). Depuis lors une carapace de glace s'est reformée, se maintenant jusqu'à la fin des années 1980. Actuellement, seul un petit glacier occupe la partie inférieure de la face.

Fig. 2 – Evolution de la face nord du Mont-Blanc de Cheillon (VS) durant le XX^e siècle. En 1950, à la suite d'une série d'étés chauds et secs, la face apparaissait libre de glace (un glacier de paroi est cependant présent). Depuis lors une carapace de glace s'est reformée, se maintenant jusqu'à la fin des années 1980. Actuellement, seul un petit glacier occupe la partie inférieure de la face.



Fig. 3 – La face nord du Portalet (VS) semble avoir perdu sa carapace de glace dans la dernière partie du 20ème siècle. Aujourd’hui, la paroi n’est plus protégée par de la glace. La roche fracturée dégèle, provoquant d’incessantes chutes de pierres qui viennent s’amonceler sur la rive droite du glacier d’Orny.

Fig. 3 – La face nord du Portalet (VS) semble avoir perdu sa carapace de glace dans la dernière partie du XX^e siècle. Aujourd’hui, la paroi n’est plus protégée par de la glace. La roche fracturée dégèle, provoquant d’incessantes chutes de pierres qui viennent s’amonceler sur la rive droite du glacier d’Orny.