



HAL
open science

Évolution des parois rocheuses de haute montagne sous forçage climatique

Ludovic Ravel, Florence Magnin, Xavi Gallach, Philip Deline

► To cite this version:

Ludovic Ravel, Florence Magnin, Xavi Gallach, Philip Deline. Évolution des parois rocheuses de haute montagne sous forçage climatique. 2020. hal-03028348v1

HAL Id: hal-03028348

<https://hal.science/hal-03028348v1>

Preprint submitted on 27 Nov 2020 (v1), last revised 29 Dec 2020 (v2)

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Évolution des parois rocheuses de haute montagne sous forçage climatique

Ludovic Ravanel, Florence Magnin, Xavi Gallach et Philip Deline

EDYTEM, Univ. Savoie Mont-Blanc, CNRS, 73000 Chambéry, France

ludovic.ravanel@univ-smb.fr

Résumé

Avec le réchauffement du climat, la dégradation du permafrost est à l'origine d'une intensification des processus géomorphologiques sur les versants de haute montagne. Dans les parois rocheuses, les écroulements se multiplient et leur volume augmente, posant des problèmes de sécurité non seulement à haute altitude (infrastructures, alpinistes) mais également pour les fonds de vallée. Cet article présente les travaux récemment menés dans le massif du Mont Blanc sur la relation climat/écroulements à différentes échelles de temps, les effets des épisodes caniculaires et la distribution/évolution du permafrost de paroi.

High mountain rock walls facing climate

With the global warming, the permafrost degradation triggers a strengthening of the geomorphological processes on high mountain slopes. In the rock walls, the number and volume of the rockfalls is increasing, carrying safety problems not only at high altitude (infrastructure, mountaineers) but also for the valleys. This article presents the recent work carried out in the Mont Blanc massif on the climate-rockfall relationship at different time scales, the effects of heat waves, and the distribution/evolution of rock wall permafrost.

Avec un volume de relief qui accroît considérablement le potentiel d'érosion, les pentes longues et raides des versants de la haute montagne alpine amplifient les processus géomorphologiques. Du fait de l'existence d'un étagement bioclimatique, ces processus se succèdent le long des versants, voire s'y combinent pour affecter non seulement ceux-ci mais également les fonds de vallée (avalanches, laves torrentielles, coulées boueuses, etc.). En partie constitué de parois rocheuses raides, couvertes de glace mobile ou immobile pour certaines, le versant est multifacette, protéiforme, changeant. Parfois, des pans entiers de versant se déstabilisent, comme récemment au Piz Cengalo (3369 m, massif de la Bernina). Au voisinage du célèbre Piz Badile (3308 m) et du Piz Bernina (4049 m) – point culminant des Alpes orientales –, ses faces NE et NO dominent le territoire suisse de Bregaglia, dans le canton des Grisons. Il a été plusieurs fois sujet à des écroulements ($V > 100 \text{ m}^3$) voire à des avalanches rocheuses ($V > 1 \text{ M m}^3$) comme en décembre 2011 lorsqu'environ $1,5 \text{ M m}^3$ de roche s'en sont détachés avant de recouvrir un alpage. D'autres écroulements moins volumineux ont suivi en 2012, 2016 et le 21 août 2017. Deux jours plus tard, une avalanche rocheuse d'un volume estimé à $3,1 \text{ M m}^3$ s'est produite, engendrant une coulée boueuse qui a atteint le village

de Bondo (Fig. 1 ; Mergili *et al.*, 2020; Walter *et al.*, 2020), heureusement préalablement évacué grâce à un système d’alerte installé après l’événement de 2011. Huit alpinistes et randonneurs ont toutefois perdu la vie.

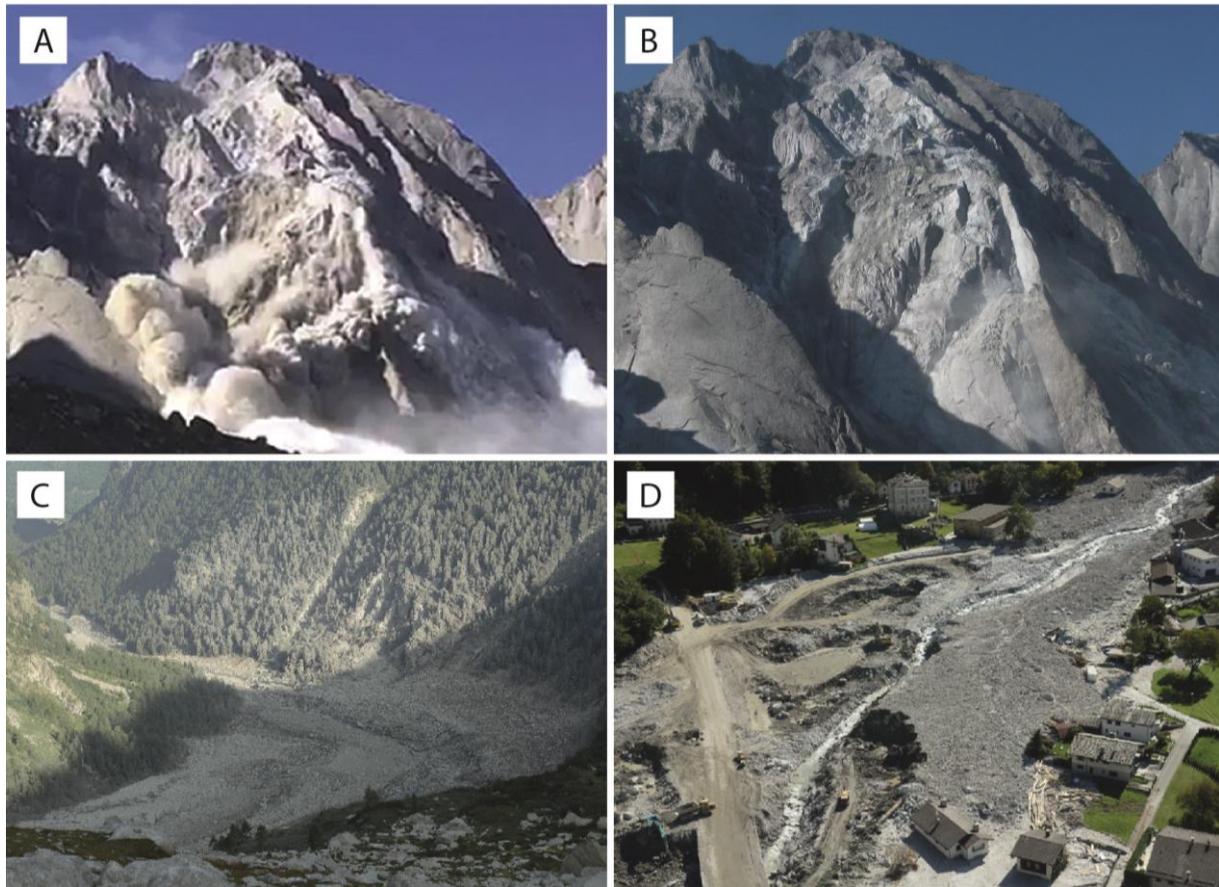


Fig. 1 – L’avalanche rocheuse du Piz Cengalo (3369 m) du 23 août 2017 (massif de la Bernina, Suisse). A : écoulement de 3,1 M m³ de roche sur le glacier Vadrec dal Cengal (ph. : R. Salis). B : photo post-écroulement du versant NE du Piz Cengalo (source : SLF Davos). C : L’avalanche rocheuse a dévalé le fond du Val Bondasca (ph. : M. Phillips). D : Le village de Bondo (altitude : 800 m) après le passage de la coulée boueuse ; une centaine de bâtiments ont été détruits ou très endommagés (ph. : M. Phillips).

Au regard d’événements de ce type, il est impératif de mieux comprendre l’évolution des versants et en particulier des parois de haute montagne pour mieux anticiper les risques directs et indirects associés aux processus qui les affectent. D’autant que la fréquence des écroulements semble augmenter depuis trois décennies, en particulier depuis l’été 2003 qui est resté dans les mémoires comme une saison très défavorable à la pratique de l’alpinisme, en raison notamment des très nombreux éboulements et écroulements rocheux qui l’ont émaillée en haute montagne (Gruber *et al.*, 2004). Cet été-là a provoqué une prise de conscience chez les alpinistes comme dans le monde académique, renforçant l’hypothèse d’une relation étroite entre la dégradation du permafrost – c’est-à-dire le réchauffement des terrains gelés en permanence – et la déstabilisation des versants de haute montagne.

Comparativement au permafrost circum-arctique qui caractérise de très vastes espaces et pour lequel les premiers travaux de recherche remontent aux années 1940 du fait des implications sur la construction d’infrastructures (oléoducs, gazoducs, mines, installations militaires, etc.), le permafrost alpin ne fait l’objet d’études approfondies que depuis les années 1970, quand elles ont

débuté en Suisse. Les premières recherches sur le permafrost des parois rocheuses sont plus récentes encore, d'abord motivées par la construction d'infrastructures avec des problèmes de stabilité liés au permafrost (Haeberli *et al.*, 1997). À la différence du permafrost des hautes latitudes, le permafrost alpin est fortement contraint par la topographie, la micro-climatologie, le matériel de subsurface, et les couvertures nivale et glaciaire. C'est pourquoi mesurer et suivre la distribution du permafrost de paroi et la modéliser est un champ de recherche en tant que tel. À côté de ces travaux, une large place a été faite à l'étude des déstabilisations rocheuses associées à la dégradation du permafrost, avec pour postulat que la glace présente dans les fractures des parois à permafrost joue le rôle de ciment et y empêche la circulation d'eau (Gruber et Haeberli, 2007). Cet article présente quelques-uns de nos travaux menés dans le massif du Mont Blanc, notamment ceux visant à vérifier la relation climat-écroulements à l'échelle du dernier siècle et demi comme à celle des 25 derniers millénaires. Afin de vérifier que cette relation repose sur la dégradation du permafrost, nous avons étudié les écroulements recensés de manière exhaustive dans le massif depuis plus d'une décennie, en particulier lors des étés caniculaires depuis 2003. Cette approche nous a conduit à étudier la distribution du permafrost à l'échelle du massif et à en modéliser l'évolution dans plusieurs parois.

Le massif du Mont Blanc comme laboratoire des parois rocheuses de haute altitude

Le massif du Mont Blanc se situe sur la marge occidentale de la chaîne alpine. Avec ses 550 km² environ, il s'étend sur trois pays : France (Haute-Savoie et Savoie), Italie (Vallée d'Aoste) et Suisse (Valais). Parmi les montagnes occidentales, aucune n'a été aussi visitée, décrite et citée en exemple (Bozonnet *et al.*, 1983). C'est le cas notamment en glaciologie et en géologie, au sein de laquelle il est le plus étudié des massifs cristallins des Alpes externes. La quasi-totalité des roches qui le composent est cristalline, le granite du Mont Blanc étant intrusif dans une série métamorphique hercynienne. Si le Mont Blanc culmine à 4809 m, nombre de sommets et faces granitiques du massif s'élèvent bien au-delà de 3000 m d'altitude, dont 28 des 82 sommets des Alpes ≥ 4000 m (Fig. 2). La plupart de ces derniers composent la ligne de partage des eaux entre les bassins du Rhône et du Pô. Le massif se caractérise par un englacement sur environ 25-30 % de sa surface (140 km² de glaciers), et 12 de ses 94 glaciers ont une superficie ≥ 5 km².

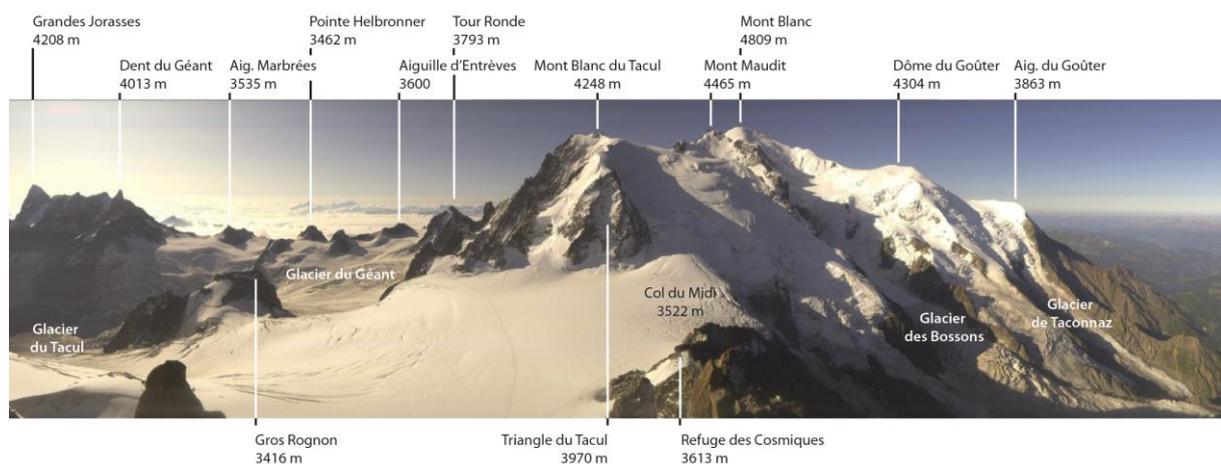


Fig. 2 – Le massif du Mont Blanc (partie SO) vu depuis l'Aiguille du Midi (3842 m ; Ph. : Panocam CMB, 24 août 2019).

Avant les premiers travaux sur les parois rocheuses du massif du Mont Blanc, plusieurs glaciers ont été étudiés du point de vue de leurs interactions avec les avalanches rocheuses qui ont affecté les versants qui les encadrent (Deline, 2009), souvent sur le versant italien caractérisé par son mauvais temps une grande partie de l'année – toutefois bien meilleur que sur le versant chamoniard en dépit des ragots locaux (Deline, 1995, 2001, 2004, 2010, 2011a, 2011b, 2017, 2020, en révision, sous presse). Celui-ci constitue un terrain d'étude exemplaire sur ce thème tant la dénivellation et la raideur de ses versants exacerbent l'effet de dominance et perturbent l'étagement morphodynamique. Le glacier de la Brenva y a notamment été interrogé, dont la dynamique a été modifiée par de nombreuses avalanches rocheuses au cours de l'Holocène dont deux lors du 20^e siècle (Fig. 3). Dans le Val Ferret, la grande avalanche rocheuse du Triolet de 1717, qui a donné lieu à débat quant à l'extension de son dépôt sur le fond de la vallée, met en évidence l'impact géomorphologique considérable que peuvent avoir les grandes déstabilisations rocheuses dans la haute montagne englacée.

Si l'englacement est généralement une caractéristique de la haute montagne alpine¹, elle peut également présenter un vaste domaine périglaciaire (caractérisé par l'alternance des phases liquide et solide de l'eau dictée par la variation de la température) voire supraglaciaire. Bien que la probabilité que le versant au-dessus de la limite de la neige permanente soit couvert par un glacier est forte, de vastes surfaces rocheuses sont en effet présentes au-delà de cette limite pour des raisons topographiques et structurales (raideur, topographie en éperon et pilier, etc.). L'étage supraglaciaire est donc quasi-exclusivement constitué de parois rocheuses raides, caractérisées par une certaine « immunité » géomorphologique. En effet, elles n'ont pas (ou peu) subi l'érosion glaciaire ni d'actives alternances gel/dégel, et peuvent comporter – en particulier celles exposées au nord – des couvertures de glace stabilisatrices car 'cimentant' les volumes rocheux sous-jacents. Aujourd'hui, le changement climatique en cours remet largement en question cette immunité.

¹ Proposition de définition : milieu de haute altitude, au relief vigoureux dont les versants raides présentent un commandement de plusieurs centaines à plusieurs milliers de mètres, caractérisés par un étagement morphodynamique malgré une forte dominance, un englacement variable et une prédominance des processus glaciaires, périglaciaires et gravitaires (NB si on entend bien par gravitaires les mouvements de masse type écroulements).

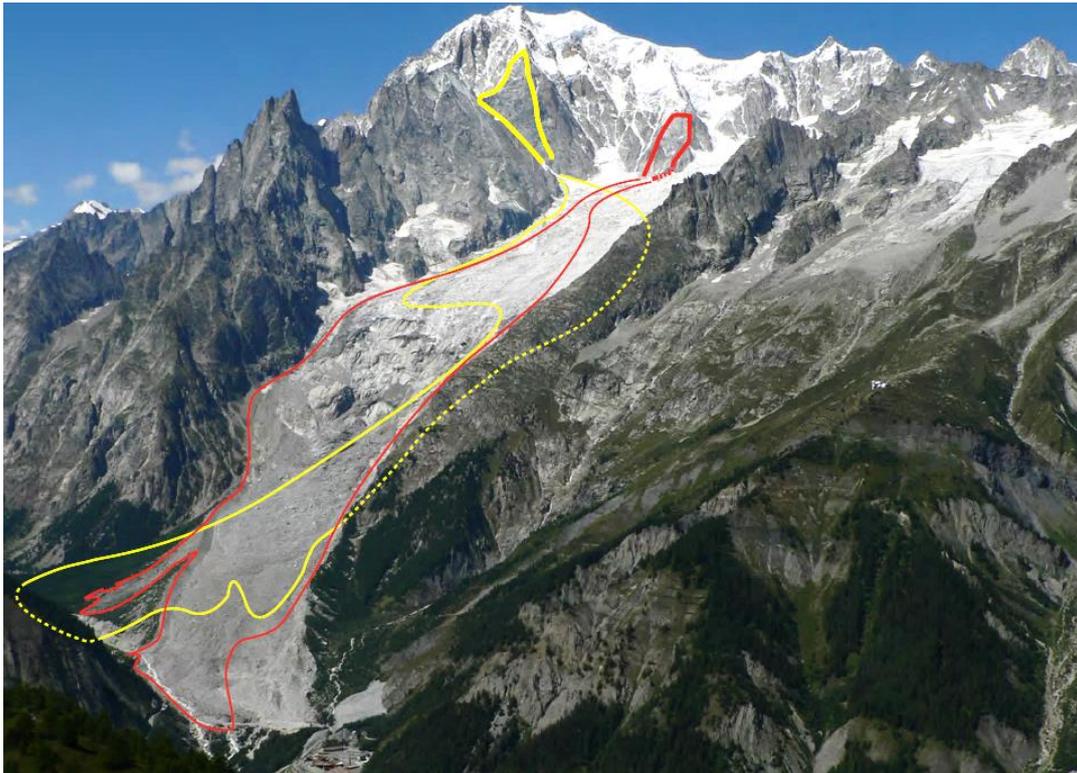


Fig. 3 – Le glacier de la Brenva en 2005 (Deline, 2009) avec les cicatrices (traits épais) et les emprises (traits fins, discontinus dans les secteurs masqués) des avalanches rocheuses des 19 novembre 1920 (en jaune) et 18 janvier 1997 (en rouge), issues respectivement du Grand Pilier d'Angle (4243 m) et de l'Éperon de la Brenva (3725 m). Le point culminant est le sommet du Mont Blanc (4809 m). La sortie du Tunnel du Mont Blanc (1370 m) est visible au bas de la photo.

Le lien climat-écroulements à différentes échelles de temps

Le lien climat-écroulements a d'abord été étudié sur la période post-Petit Âge Glaciaire pour l'emblématique face ouest des Drus (3754 m). Le grand attrait touristique de cette paroi subverticale de 1000 m de commandement a engendré une iconographie abondante, permettant de comparer un grand nombre de photographies précisément datées. Il est à noter que la photographie de montagne, née vers 1850, est concomitante de la fin du PAG. L'interprétation de ces photographies, complétée par des témoignages historiques et un modèle numérique de terrain à haute résolution acquis par balayage laser terrestre, a fondé une reconstitution de l'évolution de l'instabilité de la face sur 150 ans (Ravel et Deline, 2008). Huit écroulements rocheux ont ainsi affecté cette face entre 1905 et 2005, avec un volume total écroulé d'environ 335 000 m³. Leur enchaînement a produit l'érosion régressive du pilier Bonatti, qui s'est accélérée à partir de 1950 avec des volumes et une fréquence croissants jusqu'à la disparition complète du pilier lors de l'écroulement de juin 2005 (292 000 m³), en cohérence avec l'évolution de la température de l'air dans ce secteur des Alpes. Pour valider ces résultats, un travail similaire a été effectué pour l'ensemble du versant nord des Aiguilles de Chamonix qui se développe sur 5 km au-dessus de la vallée. Les parois rocheuses n'y ont pas connu de changements notables entre la fin du PAG et la fin des années 1940 : les deux premiers écroulements ne se sont produits qu'en 1947, sur la large face ouest de l'Aiguille de Blaitière (3514 m). Les 42 écroulements de 500 à 65 000 m³ ainsi documentés depuis 1862 présentent, comme pour les Drus, une très bonne corrélation avec les périodes les plus chaudes (Ravel et Deline, 2011). Ainsi, 70 % des écroulements se sont produits au cours de la période 1990-2010, caractérisée par l'accélération du réchauffement

climatique, tandis que les été chauds (1947, 1976, 1983, 2003, 2015) ont été très favorables au déclenchement d'écroulements, avec une fréquence maximale lors de l'été caniculaire 2003. La mise en évidence de ce fort contrôle climatique exercé sur les écroulements (Fig. 4) a validé l'hypothèse de W. Haeberli (université de Zurich, Suisse), formulée dans les années 1970, d'une étroite relation entre instabilités de versant (parois rocheuses ici) et réchauffement climatique. Celle du rôle prépondérant de la dégradation du permafrost sur la déstabilisation des parois de haute montagne a également été renforcée. En effet, i) l'ensemble des écroulements s'est produit en contexte de permafrost d'après les modèles de sa distribution disponibles ; ii) de nombreuses niches d'arrachement observées à partir de 2007 contenaient de la glace ; iii) l'altitude moyenne des cicatrices (3130 m) est proche de la limite inférieure modélisée du permafrost, où sa dégradation est la plus active ; iv) les écroulements affectent préférentiellement les crêtes, éperons et piliers, dont la topographie accélère la dégradation du permafrost en raison de la propagation des flux de chaleur latéraux depuis les secteurs exposés au rayonnement solaire ; v) l'été caniculaire de 2003 n'a connu ni fortes précipitations ni séisme ; vi) rares sont les écroulements qui peuvent s'expliquer par la décompression des parois suite au retrait des glaciers.

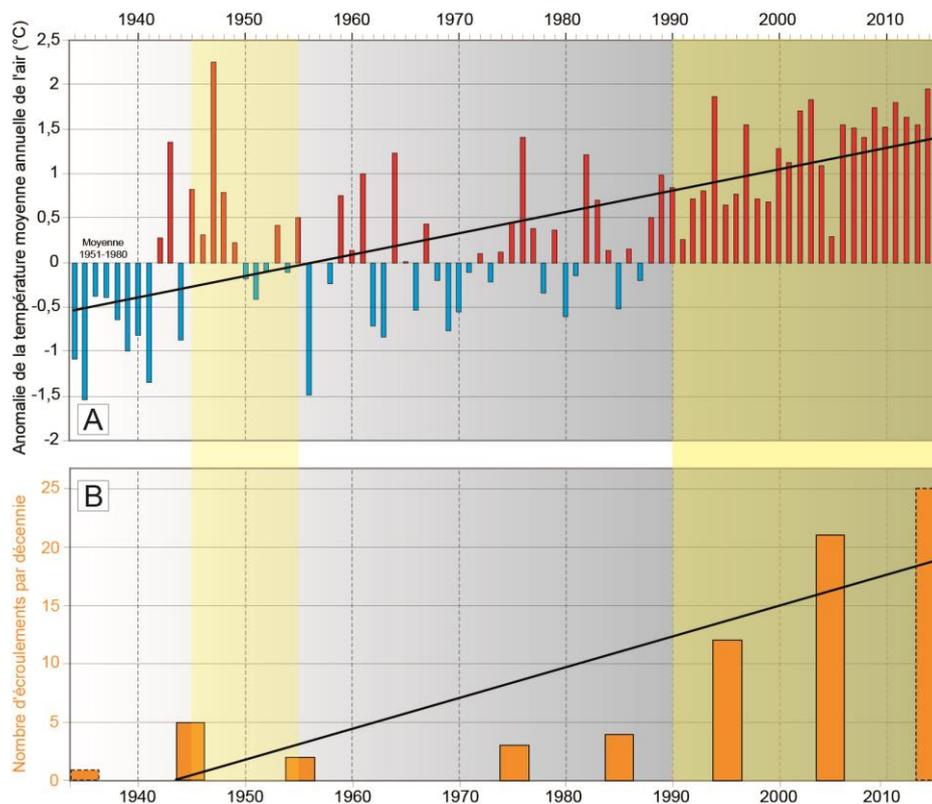


Fig. 4 – Température moyenne annuelle de l'air à Chamonix (1040 m) de 1934 à 2015 et nombre d'écroulements par décennie dans la face ouest des Drus et sur le versant nord des Aiguilles de Chamonix. Droites : régressions linéaires. N.B. : la dernière période ne couvre que cinq ans (2011-2015).

Cette méthode basée sur les photographies et complétée avec les observations actuelles a une limite temporelle qu'il a fallu dépasser pour étudier la relation climat-écroulements pendant le Tardiglaciaire et l'Holocène – c'est-à-dire sur environ 20 000 ans. Cela a été possible en se fondant sur la datation de nombreuses cicatrices d'écroulement dans le massif par la méthode des isotopes cosmogéniques. Ce sont ainsi 80 échantillons de granite qui ont été prélevés sur neuf parois, qui ont permis de dater 62 écroulements et dont les âges sont compris entre 300 ans et 88,4 ka. L'analyse

statistique des âges holocènes a mis en évidence quatre périodes d'occurrence accrue d'écroulements (Fig. 5) : i) vers 7,5-5,5 ka, correspondant aux optima chauds de l'Holocène ; ii) 4,8-4,0 ka, coïncidant avec la période chaude sub-boréale ; iii) vers 1,8 ka, pendant l'optimum climatique romain ; et iv) vers 0,9-0,3 ka, période correspondant à l'optimum climatique médiéval et au début du PAG (Gallach *et al.*, 2020). Ces résultats confirment, ici sur un pas de temps long, le contrôle climatique sur le déclenchement des écroulements.

Fig. 5 – Xavi

Les étés caniculaires comme celui de 2003, accélérateurs de la morphodynamique

L'année 2003, avec plusieurs longs épisodes caniculaires, a permis une prise de conscience à la fois du réchauffement climatique et des conséquences possibles de celui-ci, notamment en haute montagne. Dans la région du Mont Blanc, les mois de janvier et février 2003 ont été classiques, avec des chutes de neige parfois abondantes et des températures froides. En mars, c'est un temps très ensoleillé qui a dominé dans une ambiance très douce, permettant une diminution très rapide du manteau neigeux aux altitudes les plus basses. Si le début du mois d'avril 2003 a davantage été perturbé et froid, la seconde quinzaine a vu par contre le printemps arriver brutalement, avec des températures chaudes pour la saison. Durant le mois de mai, les températures ont continué à augmenter vers des valeurs élevées. En juin, le soleil et une température élevée ont largement dominé, avec des records de durée d'ensoleillement et de chaleur. En juillet, après un court répit en début de mois, la canicule s'est imposée de nouveau, avec des valeurs sans précédent durant la deuxième décennie de juillet. La fin de mois est restée très chaude, ponctuée d'orages. En août, la canicule s'est poursuivie jusqu'à l'épisode orageux du 28 au 31 août à la suite duquel l'automne est arrivé en avance. Finalement, l'été 2003 fut le plus chaud jamais enregistré par les stations météorologiques à Chamonix, dans les Alpes et en Europe. Dans le massif du Mont Blanc, entre le 1^{er} juin et le 31 août 2003, l'isotherme 0°C s'est élevé au-dessus de 3500 m d'altitude pendant 83 jours, dépassant même 4800 m le 2 août. Début août, pendant 16 jours, la température est restée positive (y compris la nuit) à l'Aiguille du Midi (3842 m). Malgré le très beau temps qui a perduré toute la saison, l'été 2003 est resté dans les mémoires comme très défavorable à la pratique de l'alpinisme. En effet, la température élevée a empêché le regel nocturne de la neige, les rimayes sont devenues infranchissables et les écroulements rocheux se sont multipliés, rendant les itinéraires rocheux dangereux. Les dépôts de ces écroulements ont été recensés sur les glaciers du massif du Mont Blanc à l'aide d'une image satellite SPOT-5 du 23 août (Ravel *et al.*, 2017). Les caractéristiques des écroulements ont été établies en recourant à des modèles numériques de terrain et des cartes, et à des estimations (épaisseur des dépôts par exemple).

182 écroulements (ou séries d'écroulements, car un dépôt pouvait résulter de plusieurs écroulements) ont été documentés (Ravel *et al.*, 2017) pour cet été à la morphodynamique tout à fait exceptionnelle. Ils sont répartis de manière homogène dans le massif, avec trois secteurs plus affectés : celui du Mont Blanc du Tacul (4248 m), les Aiguilles de Chamonix, et l'ensemble Aiguille Verte - Droites - Courtes (Fig. 6). La distribution des écroulements en fonction de l'altitude de la cicatrice est assez régulière : leur nombre croît de 2900 m à 3400 m d'altitude, la tranche altitudinale la plus affectée étant celle de 3400-3500 m, avec 37 écroulements (20 %). Le nombre d'écroulement décroît ensuite régulièrement jusqu'à 4200 m. Un seul écroulement a été recensé

en dessous de 3000 m d'altitude. 65 % des écroulements ont un volume compris entre 100 et 1000 m³, 13 % entre 1000 et 2000 m³, et 18 % entre 2000 et 10 000 m³ (volume moyen : 1800 m³; volume total : 340 000 ± 100 000 m³). L'écroulement principal, dans la face ouest de l'Aiguille du Plan, était de 30 000 m³. Les écroulements sont pour la plupart superficiels (quelques mètres d'épaisseur), tandis que seuls six d'entre eux ont affecté une paroi à température modélisée faiblement positive (voir ci-après). Avec d'autres indices (distribution altitudinale des écroulements, glace observée dans de nombreuses cicatrices, absence d'autres facteurs explicatifs, etc.), ceci suggère le rôle très probable de la dégradation du permafrost dans le déclenchement des écroulements de 2003 dans le massif du Mont Blanc – un rôle confirmé par l'analyse des écroulements de l'été caniculaire 2015 (Ravel et al., 2017).



Fig. 6 – Écroulement dans la face ouest du Petit Dru le 08 août 2003 (ph. : J.F. Hagenmuller). À noter l'aspect très sec de la face nord de l'Aiguille Verte (à gauche), qui présente d'ordinaire une large couverture glacio-nivale.

Une question de permafrost – Sa distribution et son évolution dans le massif du Mont Blanc

Le permafrost correspond à tout matériel lithosphérique (sol, roche en place, formations superficielles) dont la température reste négative pendant au moins deux années consécutives – excluant ainsi l'éventuel effet d'un hiver long et rigoureux –, avec présence ou non de glace. Sa dégradation peut favoriser différents processus géomorphologiques en fonction du type de terrain, du degré de pente et du contenu en glace. Dans les formations superficielles de haute montagne (éboulis, moraines ou glaciers rocheux), la dégradation du permafrost peut aboutir à des phénomènes rapides et préjudiciables pour les implantations humaines (accélération voire déstabilisation des glaciers rocheux, fourniture de sédiments pour les laves torrentielles, etc.).

La compréhension du rôle de la dégradation du permafrost dans l'occurrence d'écroulements rocheux se fonde sur la documentation précise des écroulements – comme dans le massif du Mont Blanc où les écroulements sont recensés depuis 2007 à travers un réseau d'observateurs (Ravel et

Deline, 2013) – mais également sur la connaissance de la distribution spatiale du permafrost. Les difficultés de sa cartographie dans les parois tiennent à son invisibilité et son extrême sensibilité aux conditions locales, ce qui rend sa modélisation indispensable. Magnin *et al.* (2015) ont appliqué au massif du Mont Blanc un modèle statistico-empirique élaboré pour cartographier le permafrost à l'échelle des Alpes, en intégrant des variables d'entrée locales à haute résolution spatiale. Une cartographie du permafrost des parois a ainsi été développée à partir d'un indice permettant d'estimer sa présence. Il couvrirait entre 45 et 79 % des 86 km² de parois (pentes supérieures ou égales à 40°) du massif selon les conditions structurales locales (caractéristiques de la fracturation et de la microtopographie). Dans des secteurs structurellement favorables (e.g. dense fracturation), le permafrost pourrait être localement présent dès 1900 m d'altitude en face nord et 2400 m en face sud. Il serait plus largement répandu à partir de 2600 m en face nord et 3000 m en face sud, mais il ne serait présent dans la totalité des parois qu'à partir de 3600 m, quelle que soit l'exposition. Toutefois, l'interprétation de la carte d'indice de permafrost nécessite de tenir compte de l'effet de facteurs autres que le contrôle topo-climatique et qui ne sont pas intégrés au modèle, telles que la fracturation et la présence de neige.

Sur la base de cette modélisation de la distribution de la température à la surface des parois, l'évolution à long terme du permafrost, d'aujourd'hui à 2100, a été modélisée dans des parois situées entre 3160 et 4300 m d'altitude, (Magnin *et al.*, 2017). Ces simulations ont été contraintes avec des séries temporelles de température de l'air et des scénarios climatiques haut et bas pour le 21^e siècle. Le modèle 2D à éléments finis de ces parois tient compte de la conduction thermique et des transferts de chaleur latente, et ses sorties pour la période actuelle (2010-2015) ont été évaluées à l'aide des mesures de température dans des forages de 10 m de profondeur instrumentés depuis 2010 au sommet de l'Aiguille du Midi. Il apparaît que les conditions de permafrost simulées représentent remarquablement bien celles mesurées dans les forages. Au cours des deux dernières décennies, le permafrost a disparu des versants sud au-dessous de 3300 m, voire au-delà. Le permafrost tempéré (i.e. proche de 0°C) s'est étendu jusqu'à 3300 et 3850 m, respectivement, dans les faces nord et sud. Au cours du 21^e siècle, ce permafrost tempéré devrait s'étendre au moins jusqu'à 4300 m d'altitude sur les parois rocheuses exposées au sud et jusqu'à 3850 m sur les faces nord. Dans le cas le plus pessimiste, le permafrost disparaîtrait des versants sud au-dessous de 4300 m tandis que le permafrost tempéré descendrait jusqu'à 3850 m dans les versants nord.

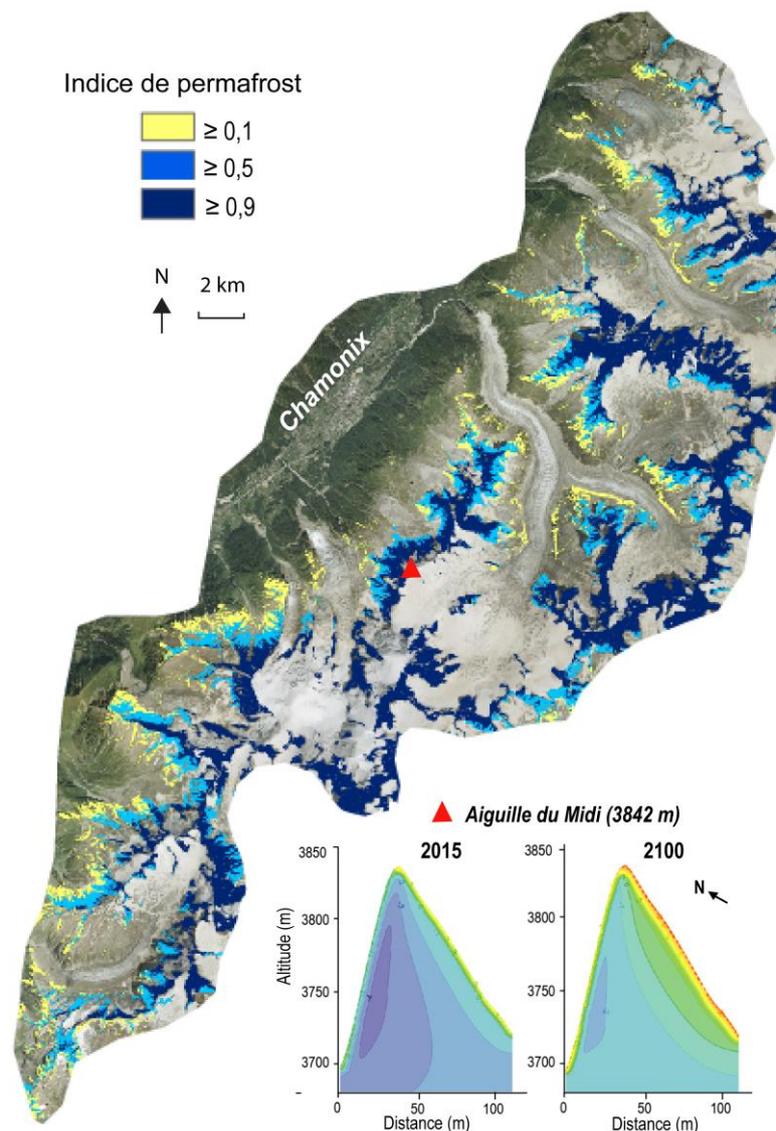


Figure 7. Carte d'indice de permafrost pour les parois du massif du Mont Blanc et conditions du permafrost à l'Aiguille du Midi en 2015 et à la fin du 21^{ème} siècle pour un scénario optimiste (émissions de gaz à effet de serre limitées).

Conclusions et pistes de recherche

Les projections climatiques pour le 21^e siècle suggèrent : i) une accélération du réchauffement, ii) une modification du cycle annuel des précipitations avec une diminution des cumuls estivaux et une légère augmentation des cumuls hivernaux, et iii) des changements dans les extrêmes climatiques tels que le raccourcissement des périodes de retour des précipitations extrêmes. Or, l'eau liquide dans les fractures de la roche augmente la pression hydraulique et donc les risques de déstabilisation. Les deux nouveaux modèles français qui participent au programme mondial de simulations du climat (CMIP6) simulent un réchauffement plus élevé à l'horizon 2100 que les modèles établis en 2012, en particulier pour les scénarios les plus pessimistes en émissions. Selon le scénario le plus «pessimiste» (SSP5 8,5 – croissance économique rapide alimentée par des énergies fossiles), l'augmentation de la température moyenne globale atteindrait 6 à 7°C en 2100, soit 1°C de plus que dans les précédentes simulations.

Ces évolutions climatiques auront un effet majeur sur la cryosphère alpine et notamment sur la dégradation du permafrost. Aussi peut-on s'attendre à une poursuite et même très vraisemblablement à une accélération de la morphodynamique des parois rocheuses de haute montagne avec non seulement une augmentation de la fréquence des écroulements – comme démontrée tant pour des périodes passées que pour actuellement – mais également de leur volume – comme suggéré par de grands événements récents comme celui du Piz Cengalo. C'est là une mauvaise nouvelle pour une partie des infrastructures de haute montagne des Alpes françaises, dont 947 éléments sont construits entre 2430 et 4363 m d'altitude sur des terrains caractérisés par un permafrost modélisé comme probable (Duvillard et al., soumis). C'est également une mauvaise nouvelles pour les alpinistes dont le terrain de jeu se réduit au regard de l'évolution des parois et de leur dangerosité croissante.

Pour mieux comprendre les processus de déstabilisation des parois rocheuses à permafrost de haute montagne, il est nécessaire i) d'améliorer la modélisation thermique des parois en utilisant des modèles climatiques 'downscalés' à l'échelle locale afin de mieux prendre en compte les effets topographiques tout en simulant les processus de transfert de chaleur en 3D, ii) d'avancer dans la modélisation des processus thermo-hydro-mécaniques à l'origine de la déstabilisation des parois, et iii) de poursuivre l'analyse des écroulements recensés dans le massif du Mont Blanc et ailleurs dans les Alpes, comme celui du 18 juin 2020 dans le vallon d'Étache (Haute Maurienne ; Fig. 8) dont le volume pourrait dépasser 100 000 m³. Si la glace massive qui occupait une superficie notable de la cicatrice suggère une rôle du permafrost dans le déclenchement, la date d'occurrence en tout début de saison estivale est plus surprenante.

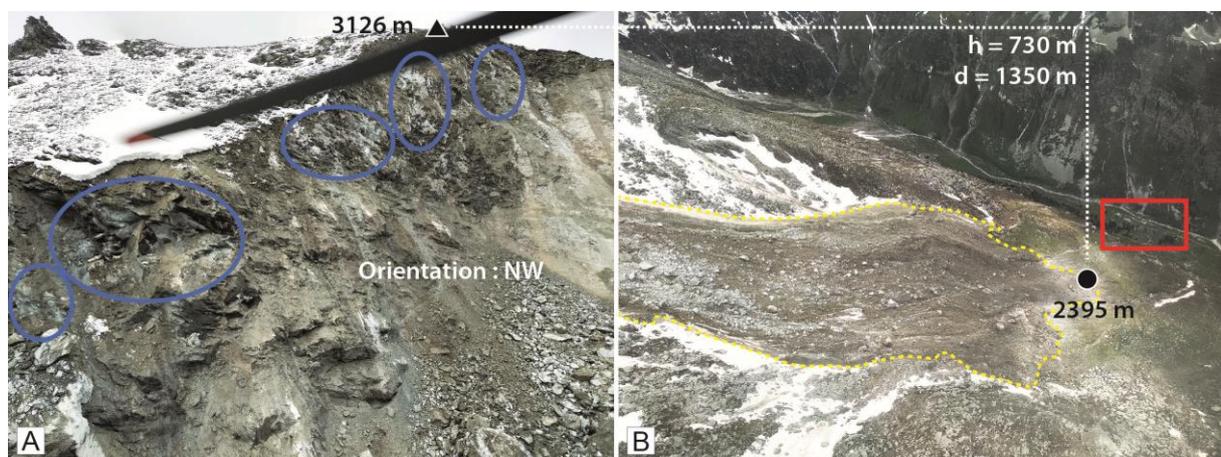


Fig. 8 – L'écroulement de la Roche d'Étache du 18 juin 2020 (ph. : S. Berger / PGHM). A : cicatrice ; les cercles bleus indiquent la présence de glace massive. B : Partie basse du dépôt ; cadre rouge : chalets de St-Barthélemy (2020 m).

Références

- Bozonnet R., Bravard Y., Chardon M. (1983). *Le Mont Blanc*. Coll. Trésors de la Savoie, 288 p.
- Deline P. (2009). Interactions between rock avalanches and glaciers in the Mont Blanc massif during the late Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 28: 1070-1083.
- Duvillard P.-A., Ravanel L., Schoeneich P., Deline P., Marcer M., Magnin F. (soumis). Risk assessment and adaptation strategies for infrastructure on permafrost in the French Alps. *Cold Regions Science and Technology*.

- Gallach X., Carcaillet J., Ravanel L., Deline P., Ogier C., Rossi M., Malet E., Garcia-Sellés D. (2020). Climatic and structural controls on Lateglacial and Holocene rockfall occurrence in high-elevated rock walls of the Mont Blanc massif (Western Alps). *Earth Surface Processes and Landforms*, sous presse.
- Gruber S., Haeberli W. (2007). Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. *Journal of Geophysical Research*, 112: F00547.
- Gruber S., Hoelzle M., Haeberli, W. (2004). Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003. *Geophysical Research Letters*, 31(13).
- Haeberli W., Wegmann M., Vonder Mühll D. (1997). Slope stability problems related to glacier shrinkage and permafrost degradation in the Alps. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 90: 407-414.
- Magnin F., Brenning A., Bodin X., Deline P., Ravanel L. (2015). Statistical modelling of rock wall permafrost distribution: application to the Mont Blanc massif. *Géomorphologie*, 21: 145-162.
- Magnin F., Josnin J.-Y., Ravanel L., Pergaud J., Pohl B., Deline. P. (2017). Modelling rock wall permafrost degradation in the Mont Blanc massif from the LIA to the end of the 21st century. *The Cryosphere*, 11: 1813-1834.
- Mergili M., Jaboyedoff M., Pullarello J., Pudasaini S.P. (2020). Back calculation of the 2017 Piz Cengalo–Bondo landslide cascade with r.avaflow: what we can do and what we can learn. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 20: 505–520.
- Ravanel L., Deline P. (2011). Climate influence on rockfalls in high-Alpine steep rockwalls: the North side of the Aiguilles de Chamonix (Mont Blanc massif) since the end of the Little Ice Age. *The Holocene*, 21: 357-365.
- Ravanel L., Deline P. (2013). A network of observers in the Mont Blanc massif to study rockfalls in high alpine rockwalls. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 36 : 151–158.
- Ravanel L., Magnin F., Deline P. (2017). Impacts of the 2003 and 2015 summer heat waves on permafrost-affected rockwalls in the Mont Blanc massif. *Science of the Total Environment*, 609: 132-143.
- Walter F., Amann F., Kos A., Kenner R., Phillips M., de Preux A., Huss M., Tognacca C., Clinton J., Diehl T., Bonanomi, Y. (2020). Direct observations of a three million cubic meter rock-slope collapse with almost immediate initiation of ensuing debris flows. *Geomorphology*, 351, 106933.