



HAL
open science

Évolution géomorphologique de la haute montagne alpine dans le contexte actuel de réchauffement climatique

Ludovic Ravanel

► **To cite this version:**

Ludovic Ravanel. Évolution géomorphologique de la haute montagne alpine dans le contexte actuel de réchauffement climatique. Neige et glace de montagne: Reconstitution, dynamique, pratiques, Collection EDYTEM - Cahiers de Géographie, n°8, pp.113-124, 2009. halsde-00399773

HAL Id: halsde-00399773

<https://hal.science/halsde-00399773>

Submitted on 31 Mar 2011

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.

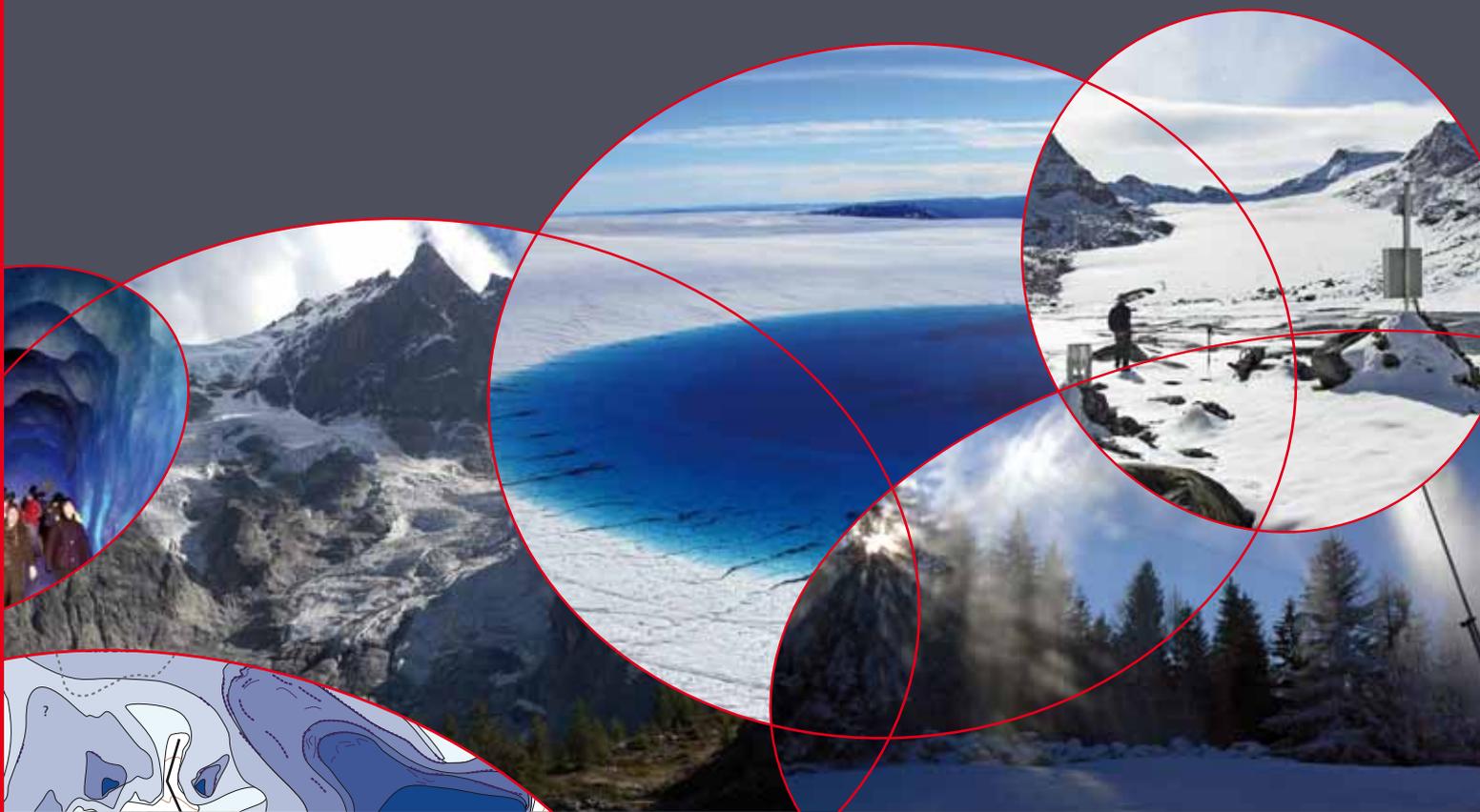
Collection
EDYTEM

Numéro 8 - Année 2009

*Cahiers de
Géographie*

NEIGE et GLACE de MONTAGNE

Reconstitution, dynamique, pratiques



EVOLUTION GÉOMORPHOLOGIQUE DE LA HAUTE MONTAGNE ALPINE DANS LE CONTEXTE ACTUEL DE RÉCHAUFFEMENT CLIMATIQUE

*GEOMORPHIC EVOLUTION OF THE HIGH ALPINE MOUNTAIN
IN THE CURRENT CONTEXT OF CLIMATE CHANGE*

LUDOVIC RAVANEL

Laboratoire EDYTEM, Université de Savoie/CNRS, Campus scientifique, F 73376 Le Bourget-du-Lac cedex.

Contact : ludovic.ravanel@univ-savoie.fr

RÉSUMÉ

En haute montagne, les processus glaciaires et périglaciaires exercent un très fort contrôle sur la morphodynamique des versants. Cet article identifie ces principaux processus géomorphologiques et leurs aléas associés. Dans le cas des glaciers, ces aléas résultent de la formation des lacs et des poches d'eau glaciaires, des avalanches de glace et glissement de glaciers, de l'évolution des moraines latérales et de la décompression post-glaciaire des versants rocheux. En domaine périglaciaire, les risques proviennent essentiellement de la déstabilisation des parois rocheuses et des formations superficielles. Du fait de leur proximité avec les conditions de fusion, les glaciers et le permafrost alpins vont probablement réagir de manière exacerbée à la poursuite du réchauffement climatique. En modifiant profondément la dynamique des glaciers et en dégradant durablement le permafrost présent dans les parois rocheuses et les formations superficielles, ce réchauffement, trois fois plus important dans les Alpes qu'à l'échelle du globe au cours des deux dernières décennies, pourrait être à l'origine de risques accrus.

MOTS-CLÉS : HAUTE MONTAGNE ALPINE, GLACIERS, PERMAFROST, PROCESSUS GÉOMORPHOLOGIQUES, RÉCHAUFFEMENT CLIMATIQUE, RISQUES NATURELS.

ABSTRACT

In high mountain, glacial and periglacial processes have a strong control on slope morphodynamics. This article describes these geomorphic processes, and the associated hazards. In the glacial areas, these hazards result from the formation of glacial lakes and glacial water pockets, from ice avalanching and glacier collapses, from the evolution of lateral moraines, and from post-glacial slope decompression. In the periglacial belt, hazards are due to the destabilization of steep rockwalls and sediments. Because of they are close to melting conditions, glaciers and alpine permafrost are likely to react to the global warming. By deeply modifying the glaciers dynamics and degrading the permafrost in steep rockwalls and in sediments, the global warming – three times as high as in the Alps – could generate increased hazards.

KEYWORDS: HIGH ALPINE MOUNTAIN, GLACIERS, PERMAFROST, GEOMORPHIC PROCESS, CLIMATE CHANGE, NATURAL HAZARDS.

INTRODUCTION

Dans l’imaginaire populaire, les Alpes renvoient bien souvent à l’image d’un espace propice aux phénomènes naturels catastrophiques. Cette image se justifie pleinement dans la mesure où une très grande majorité des risques naturels affecte principalement les régions à fort relief telles que les Alpes en raison de la pente et du commandement de leurs versants, ainsi que de leur altitude. De surcroît, certains des phénomènes qui affectent les plaines naissent en montagne. L’étude des processus géomorphologiques des milieux de montagne est un préalable à la compréhension de nombreux risques. Dans ces milieux, la diversité des paysages – largement dépendante de l’altitude – reflète souvent celle des risques : en fonction des conditions géologiques, géomorphologiques et climatiques, les risques associés peuvent être très différents.

Cet article propose d’identifier les principaux processus géomorphologiques et les risques associés des

domaines glaciaire et périglaciaire, en haute altitude. Dans les Alpes, ces domaines sont généralement situés au-dessus de 2500 m d’altitude, mais des effets de dominance interviennent de manière significative dans l’organisation morphodynamique des secteurs situés en contrebas. A ces altitudes, la glace exerce un rôle morphogénique de tout premier ordre *via* l’action des glaciers et des alternances gel-dégel. Aujourd’hui, ce rôle fait de la haute montagne un espace singulièrement sensible au réchauffement climatique. En modifiant profondément la dynamique des glaciers et en dégradant durablement le permafrost présent dans les parois rocheuses et les formations superficielles, ce réchauffement pourrait être à l’origine de risques accrus. Aussi est-il indispensable d’apprécier et de caractériser les éventuels effets du réchauffement climatique actuel sur l’évolution géomorphologique de la haute montagne alpine.

I - LA HAUTE MONTAGNE ALPINE, UN MILIEU PROPICE AUX PHÉNOMÈNES GÉOMORPHOLOGIQUES RAPIDES

La montagne se caractérise par ses pentes et par l’abaissement de la température avec l’accroissement de l’altitude. Dans les Alpes, le gradient thermique altitudinal est d’environ $-0,6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, d’où un étagement de la végétation et des processus géomorphologiques. La question qui se pose dès lors est celle des limites de la haute montagne. Cet espace est d’autant plus délicat à définir qu’il implique des particularités et des limites à l’intérieur même d’un espace déjà spécifique.

L’opposition en apparence simple entre moyenne et haute montagnes n’en cache pas moins des difficultés de définition (Diri, 2002). L’école allemande de la seconde moitié du XIX^e siècle imposa une classification fondée sur l’altitude, et les montagnes alpines furent considérées comme de hautes montagnes. Galibert (1965) fut l’un des premiers à privilégier une définition morphoclimatique pour la haute montagne,

qui se caractériserait par une morphologie originale liée à l’activité érosive récente ou actuelle des glaciers. Au contraire, la moyenne montagne serait largement façonnée par le ruissellement. Dans les années 1980, on s’est attaché à définir la haute montagne à partir de la forme de ses versants, avec un commandement des parois supérieur à 1000 m, une dénivellation des versants supérieure à 2000 m et des reliefs escarpés aux pentes raides (Barsch et Caine, 1984). D’autres définitions insistent sur l’importance de la cryosphère pour caractériser les hautes altitudes (Francou, 1992), et font débiter la haute montagne à partir de la limite supérieure de la forêt (Chardon, 1984).

S’il n’est pas toujours facile de définir la haute montagne en général, nous pouvons proposer de coupler l’approche morphoclimatique avec une approche davantage géométrique pour définir la haute montagne alpine.

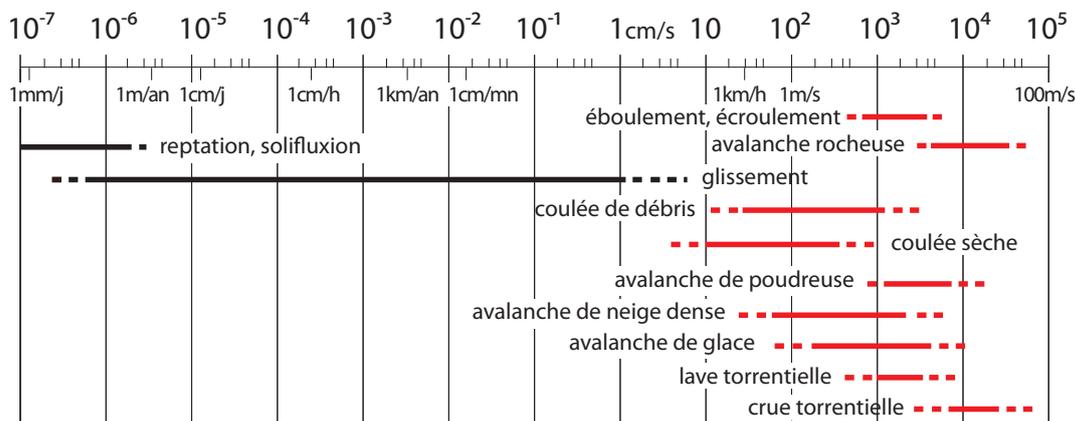


Figure 1 - Vitesse de déplacement des principaux processus de versant (Bertran, 2004, complété).

Elle serait un milieu à forte énergie de relief caractérisé par un englacement variable (empreinte glaciaire marquée), où prédomine une morphogenèse glaciaire et périglaciaire. De la combinaison de structures géologiques complexes engendrées par les différents épisodes

orogéniques, de parois raides et à fort commandement et d'un fort englacement passé et présent résulte une morphodynamique intense (Evans et Clague, 1994 ; Deline, 2008), caractérisée par de nombreux phénomènes géomorphologiques rapides (figure 1).

II - LES PROCESSUS ASSOCIÉS AU RETRAIT DES GLACIERS

Depuis la fin du dernier stade froid de l'Holocène – le Petit Âge Glaciaire –, il y a 150 ans, les glaciers dans les Alpes, comme ailleurs dans le monde sont fortement en retrait (Oerlemans, 2005). Ce retrait s'est accéléré depuis le milieu des années 1980 (Vincent, 2002). Les glaciers suisses ont ainsi perdu en moyenne 50 % de leur surface entre 1850 et 2000 (Zemp *et al.*, 2006). Cette modification de la dynamique des glaciers pourrait engendrer une série de processus géomorphologiques qui pourrait à son tour renforcer voire créer des risques pour les sociétés montagnardes.

1 - Formation de lacs glaciaires et de poches d'eau intra- et sous-glaciaires

En fonction de leur position par rapport au glacier, quatre types de lacs glaciaires peuvent être distingués. Les lacs proglaciaires se situent à l'aval immé-

diat du front du glacier, et s'expliquent par un vallum morainique (lacs du glacier du Mont Miné, Valais) ou un verrou glaciaire (lac du glacier du Rhône, Valais). Les lacs juxtaglaciaires se forment au bord du glacier, entre celui-ci et la moraine latérale, par barrage d'une vallée latérale (lac de Märjelen, Valais) ou entre le glacier et une paroi rocheuse (lac de Rochemelon, Haute-Maurienne ; figure 2). Certains lacs glaciaires se forment à la confluence de deux glaciers (lac du glacier du Gorner, Valais). Les lacs supraglaciaires s'établissent à la surface d'un glacier, à la faveur d'une dépression résultant de la topographie du lit rocheux ou du réseau de drainage du glacier (lac de la Mer de Glace, qui se forme chaque printemps au niveau du principal moulin). A ces lacs s'ajoutent les poches d'eau intra- et sous-glaciaires, qui se forment à l'intérieur même du glacier ou à sa base par remplissage des moulins ou des torrents sous-glaciaires (glacier du Trient, massif du Mont-Blanc) ; les mécanismes qui régissent leur for-



Figure 2 - Le lac juxtaglaciaire de Rochemelon.

Noter le système artificiel de vidange destiné à enrayer la menace de rupture brutale (photo : M. Caplain, 10/2004).

mation et leur rupture restent mal compris (Haeberli, 1983).

Les ruptures de barrages (souvent constitués de glace et de tills) retenant un lac et les vidanges de poches d'eau glaciaires peuvent libérer des millions de mètres cubes d'eau en quelques heures (*Glacial Lake Outburst Flood* ou *jökulhlaup*), à l'origine de laves torrentielle et d'inondations catastrophiques jusqu'à plusieurs centaines de kilomètres en aval (Richard et Gay, 2003 ; Horstmann, 2004). Parmi les chaînes de hautes montagnes, celle de l'Himalaya est très certainement la plus exposée à ce type d'aléa (Richardson et Reynolds, 2000).

2 - Avalanches de séracs et écoulements glaciaires

Si la majorité des glaciers connaissent ces dernières décennies un recul accru en raison d'une forte fusion, d'autres – en particuliers les glaciers suspendus – réagissent différemment. L'ablation, qui se fait normalement et principalement sous la forme de chutes de séracs depuis le front ou depuis les secteurs raides des glaciers, semble connaître une intensité croissante. Ces chutes correspondent au détachement de blocs de glace qui tombent ensuite sur les pentes situées en aval. Si ces pentes sont enneigées, la chute des blocs de glace peut déclencher d'importantes avalanches de neige poudreuse ou dense (Margreth et Funk M., 1999), comme ce fut le cas au glacier de Taconnaz dans le massif du Mont-Blanc en 1990 (plusieurs maisons détruites), en 1999 (deux lames déflectrices et deux tas freineurs du diapositif paravalanche défoncés) et en 2005 (plusieurs lames déflectrices défoncées).

Dans certains cas extrêmes, c'est la langue terminale du glacier dans son ensemble qui s'écroule (Alean, 1985 ; Pralong et Funk, 2006). Ce fut le cas du front du glacier du Tour dans le massif du Mont-Blanc le 14 août 1949. Le volume détaché varie selon les auteurs de 0,5 à 2 millions de m³. L'avalanche a provoqué la mort de 6 promeneurs. Il semble que la chaleur estivale ait accru la fonte de la glace. Couplée avec d'importants épisodes pluvieux, cette fonte aurait libéré d'importants volumes d'eau propices à la lubrification de la semelle du glacier et donc au déclenchement de l'écroulement. Dans le même massif, durant l'été caniculaire 2003 puis en octobre 2007, le glacier de la Charpoua a subi une telle ablation. Les avalanches de glace ainsi créées ont chacune rejoint la Mer de Glace, située à 1,2 km à l'ouest du front. De la même manière, le front du glacier de Frébouge (Val Ferret italien) s'est en partie écroulé en septembre 2002, engendrant une avalanche de glace de 100 000 m³ (Deline *et al.*, 2002). Bien plus importantes furent les avalanches de glace de la face est du Mont Rose (Valais suisse) entre 1999 et 2001 (disparition d'un glacier suspendu sur 350 m de long), puis en août 2005. Lors de ce dernier événement, un volume de 1,1 millions de m³ se serait écroulé (Fischer *et al.*, 2006).

3 - Evolution des formations morainiques latérales et décompression post-glaciaire des versants

Depuis la fin du Petit Âge glaciaire, les grands glaciers alpins ont parfois perdu plus d'une centaine de mètres d'épaisseur au niveau de leur langue terminale. Les moraines latérales peuvent alors être en déséquilibré.

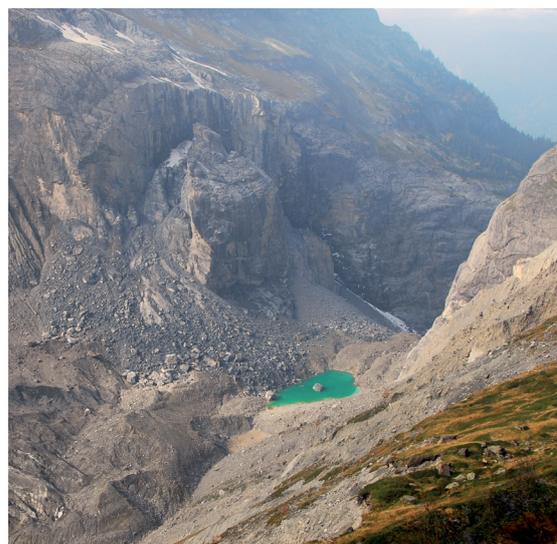
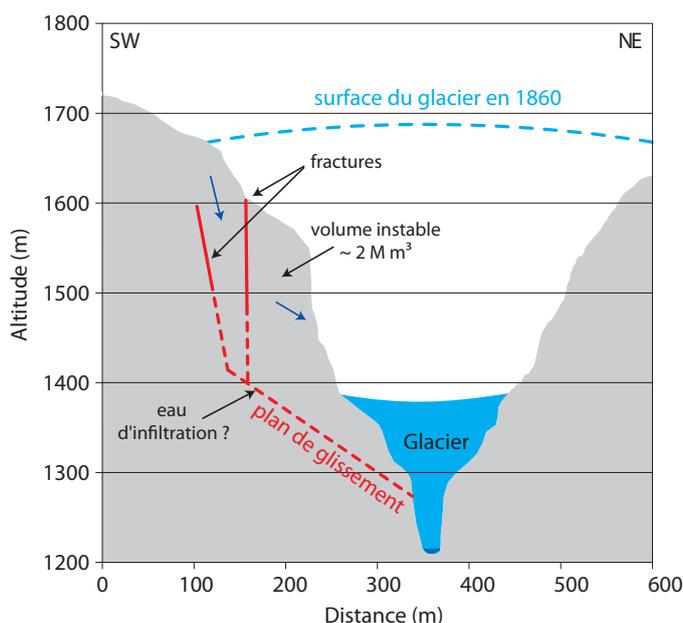


Figure 3 - Secteur de l'extrémité de l'épaulement oriental de l'Eiger affecté par les mouvements de masse à partir de l'été 2006 (schéma : Keusen *et al.*, 2007 et Oppikofer *et al.*, 2008, modifiés ; photo : S. Couatterand).

bre, comme l'ont montré les glissements qui ont affecté au XX^e siècle voire actuellement les moraines des glaciers du Belvedere et des Locce, au pied du versant est du Mont Rose. Des coulées de débris au printemps ou des coulées sèches en été affectent souvent les marges pro- et juxtaglaciaires récemment libérées des glaces, comme sur les moraines latérales du glacier inférieur de Grindelwald (Oberland bernois) ou de la Mer de Glace – où un bloc instable en rive gauche a causé un décès il y a quelques années. D'autre part, ces formations meubles peuvent fournir d'importants volumes de matériaux susceptibles d'alimenter de puissantes laves torrentielles (Amelot et Coutterand, 2006).

III - LES PROCESSUS PÉRIGLACIAIRES LIÉS À LA DÉGRADATION DU PERMAFROST

Le permafrost correspond à un terrain dont la température reste négative pendant au moins deux années consécutives. Il peut s'agir de roches, de formations superficielles ou de sols, avec présence ou non de glace. Si de l'eau a pénétré dans ces terrains, elle peut geler, et la glace ainsi formée occupe les fissures dans une paroi rocheuse ou dans les interstices entre les débris d'un éboulis ou d'une moraine. Haeberli *et al.* (1997) estiment que la surface affectée par le permafrost dans les Alpes est équivalente à celle couverte par les glaciers. En France, la superficie des glaciers est de l'ordre de 1300 km². La limite altitudinale inférieure du permafrost varie en fonction de la latitude, du type de terrain, de l'orientation, de la pente et de l'épaisseur du manteau nival. Dans les Alpes occidentales, la présence du permafrost est probable au-dessus de 2700 m en exposition nord et de 3700 m en exposition sud. Sa dégradation peut favoriser certains processus géomorphologiques tels que les écroulements rocheux ou les coulées de débris (tableau 1).

Le retrait des glaciers engendre également une décompression des versants des cirques et vallées glaciaires, du fait de la variation des tensions internes dans la roche : le relâchement des contraintes à proximité des parois entraîne une détente capable d'ouvrir des fissures et donc de déstabiliser des volumes rocheux par appel au vide (Cossart, 2002). Des écroulements rocheux peuvent alors se développer comme à l'Alp Bärreg, au front du glacier inférieur de Grindelwald, où un volume de *c.* 2 millions de m³ s'est affaissé à partir de juin 2006 (Keusen *et al.*, 2007 ; figure 3), une petite partie de cette masse (169 000 m³) s'écroulant en juillet 2006 (Oppikofer *et al.*, 2008).

1 - Les écroulements rocheux

Un écroulement rocheux correspond à la chute soudaine d'une masse de roches cohérentes d'un volume supérieur à 100 m³ depuis une paroi rocheuse raide, qui se fragmente en débris hétérométriques au cours de son déplacement. Ces dernières années, de grands écroulements rocheux ont affecté de nombreux massifs de montagne en haute altitude, comme en 2002 dans le Caucase, où un écroulement rocheux de 5 millions de m³ a raboté le glacier situé en contrebas, engendrant une avalanche mixte de plus de 100 millions de m³ (Huggel *et al.*, 2005). Celle-ci a parcouru près de 19 km, avant de se transformer partiellement en une coulée de boue qui s'est écoulée sur une quinzaine de kilomètres supplémentaires, ravageant un village en y faisant 140 morts. Une catastrophe similaire dans les Alpes ne peut être exclue, en raison de l'importance des glaciers au pied de certaines de plus hautes faces rocheuses. L'écroulement de la Punta Thurwieser (Valtelline, Italie) par exemple,

Pente (°)	Bedrock			Formations superficielles	
	Roches non compétentes (schistes, argiles)	Roches compétentes fracturées	Roches compétentes massive	Sédiments fins (limons, argiles, certains tills)	Sédiments grossiers (éboulis, graviers, sables)
> 75	Ecroulement	Ecroulement	Ecroulement occasionnel	-	-
30-74	Coulée de débris, glissement de terrain	Ecroulement, coulée de débris	-	Coulée de débris	Coulée de débris
15-29	Glissement de terrain, subsidence	Glissement rocheux	-	Glissement de terrain, coulée boueuse	Fluage accéléré (glaciers rocheux)
< 15	Affaissement	-	-	Subsidence, solifluxion, coulée boueuse	Fluage accéléré
0	Affaissement	-	-	Affaissement	-

Tableau 1 - Processus géomorphologiques entraînés par la dégradation du permafrost (Harris *et al.*, 2001, modifié).

pourtant beaucoup plus réduit (2,5 millions de m³), a fortement modifié le paysage en 2004 (Sosio *et al.*, 2008 ; figure 4). Sur le versant italien du massif du Mont-Blanc, un volume rocheux de 2 millions de m³ a dévalé le glacier de la Brenva sur plus de 2300 m de dénivelé en 1997, déclenchant une grande avalanche en aérosol qui est remonté sur le versant opposé sur plusieurs centaines de mètres en tuant deux skieurs (Deline, 2008). Si ces exemples illustrent la vigueur de ces phénomènes, ils ne permettent pas d'affirmer que leur fréquence est aujourd'hui plus élevée (Ravelin et Deline, 2008). Néanmoins, un été tel que celui de 2003, avec un minimum de 135 éboulements et écroulements

recensées pour le seul massif du Mont-Blanc, suggère une augmentation de cette fréquence. Déclenchés en l'absence de précipitations et sans séismes notables, ces écroulements de l'été 2003 semblent liés à la dégradation du permafrost (Gruber *et al.*, 2004 ; Gruber et Haeberli, 2007 ; tableau 1). Sur les pics, arêtes et sommets, la dégradation du permafrost est d'autant plus rapide et plus intense que la conduction de chaleur se fait depuis les différentes faces (Noetzli *et al.*, 2007). La conduction et l'advection sont les deux types de transfert de chaleur à l'origine des modifications de l'état thermique des parois rocheuses, ce qui entraîne la dégradation de leurs joints de glace. La conduction

contrôle la couche active du permafrost (*i.e.* sa partie superficielle soumise au dégel estival), dont l'approfondissement certaines années pourrait en partie expliquer les plus petits écroulements en haute montagne. L'advection thermique liée à la circulation de l'eau dans les fractures de la roche favorise la fusion de joints de glace en profondeur, qui peut déstabiliser des volumes rocheux très importants (Gruber et Haeberli, 2007).

2 - La déstabilisation de formations superficielles

Le permafrost peut être présent dans les formations superficielles comme les éboulis, les moraines ou les glaciers rocheux. Le permafrost peut opposer une barrière à la percolation de l'eau provenant de la fusion de la glace interstitielle ou de la neige, ou des précipitations, d'où une sursaturation locale dans les niveaux superficiels dégélés (Zimmermann et Haeberli, 1992). Il en résulte une perte de cohésion (Harris *et al.*, 2001), à l'origine de coulées de débris, de laves torrentielles ou de glissements (tableau 1).

Dans le Valais, la lave torrentielle du Durand du 25 juillet 2006 s'est formée sur un glacier rocheux situé vers 2500 m d'altitude. Elle a créé un barrage de 35 000 m³ dans le lit de la Dranse, 2000 m en aval, dont la rupture aurait été catastrophique. Cet événement serait lié à la fonte/déstabilisation de la tranche superficielle du glacier rocheux en raison d'un isotherme 0°C au-dessus de



Figure 4 - Niche d'arrachement (en rouge), parcours et dépôt (tireté) de l'écroulement de 2004 à la Punta Thurwieser (photo : D. Fossati).



Figure 5 - Le glacier rocheux du Bérard et la cicatrice de sa rupture de l'été 2006 (photo J.-M. Krysiecki).

4200 m pendant une grande partie du mois de juillet, et d'importantes précipitations (Einhorn *et al.*, 2006). Dans le Haut Giffre, le même type de phénomène a été observé à plusieurs reprises ces dernières années (décembre 2002, été 2003, août 2005) dans le secteur du Nant des Pères à Sixt (Evans et Liévois, 2006). Le secteur de départ des laves se situe vers 2400 m d'altitude, dans la marge proglaciaire du glacier du Cheval Blanc – aujourd'hui presque complètement disparu –, au permafrost très probablement dégradé (R. Delaloye, communication orale, 2007). Cette dégradation du per-

mafrost peut également être à l'origine de fortes accélérations (Delaloye *et al.*, 2008) voire même de ruptures de glaciers rocheux, comme celle observée au Bérard (Alpes de Haute - Provence) vers 2750 m d'altitude au cours de l'été 2006 (Krysiecki, 2008 ; figure 5). La rupture, suivie d'un glissement, semble avoir été provoquée par les fortes chaleurs de l'été couplées à d'importantes averses orageuses. Il reste toutefois difficile, comme dans la plupart des cas, de déterminer la part exacte de la dégradation du permafrost dans le déclenchement d'un tel phénomène (Roer *et al.*, 2008).

IV - RÉCHAUFFEMENT CLIMATIQUE ET ÉVOLUTION DES RISQUES GÉOMORPHOLOGIQUES EN HAUTE MONTAGNE

Si de profonds changements ont jalonné l'histoire du climat de la Terre, le changement actuel est à la fois très rapide et très intense : pendant le seul XX^e siècle, la température moyenne de l'hémisphère nord a augmenté de 0,8°C (+ 0,6°C depuis 1985). Il est très probable que les températures moyennes y aient été plus élevées pendant la seconde moitié du XX^e siècle qu'au cours du dernier millénaire. Les années 1994, 2000, 2002 et surtout 2003 ont été les plus chaudes depuis l'an 1500 (Casty *et al.*, 2005), et onze des douze années de la période 1995-2006 comptent parmi les années les plus chaudes depuis 1850 (GIEC, 2007). Parce que le forçage anthropique sur ce réchauffement est essentiel via l'effet de serre additionnel engendré par les émis-

sions de gaz à effet de serre, cette élévation de la température devrait se poursuivre voire s'accélérer : les différents scénarii prévoient en effet une augmentation de la température moyenne du globe de 1,8°C à 3,6°C au XXI^e siècle (GIEC, 2007 ; figure 6). Les Alpes se sont réchauffées trois fois plus vite que le reste du globe depuis le milieu des années 1980 (Beniston, 2005), ce qui suggère que l'augmentation des températures dans les Alpes au XXI^e siècle pourrait être très supérieure. Beniston (2004) a montré que des épisodes climatiques similaires à la canicule de 2003 devraient devenir réguliers en Europe lors des prochaines décennies.

La hausse des températures n'est pas le seul effet du changement climatique. Depuis 1952, une aug-

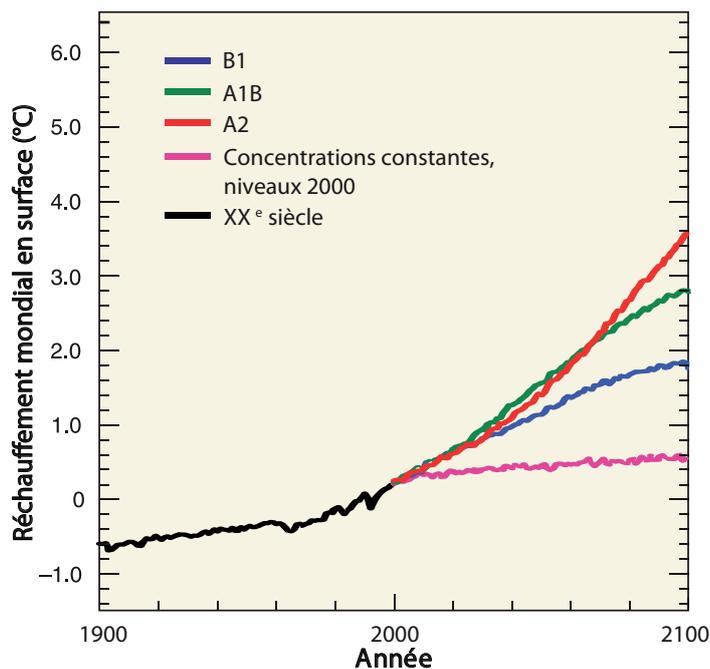


Figure 6 - Projections de la température moyenne à la surface du globe pour le XXI^e siècle selon trois scénarii (GIEC, 2007, modifié). Écarts de température par rapport à la période 1980-1999.

mentation des précipitations de 5 à 10 % aux hautes et moyennes latitudes de l’hémisphère Nord est probable (GIEC, 2007), qui se serait traduit dans les Alpes par une hausse modérée (Francou et Vincent, 2007) mais sous forme de précipitations extrêmes (Beniston *et al.*, 2007).

Ainsi, dans une haute montagne caractérisée par le recul des glaciers et la dégradation du permafrost, les risques liés aux processus glaciaires et périglaciaires

devraient augmenter avec le réchauffement climatique (Haeberli *et al.*, 1997 ; Beniston et Haeberli, 2001 ; Käab *et al.*, 2005a ; Käab *et al.*, 2005b ; Haeberli et Hohmann, 2008). Les conditions climatiques actuelles et la dynamique des glaciers qui en résultent expliquent la formation de nouveaux lacs glaciaires, alimentés par des volumes d’eau de fusion en hausse : au cours du seul été caniculaire de 2003, les glaciers alpins ont par exemple perdu 5-10 % de leur volume (Zemp *et al.*, 2006). Or, avec le recul des fronts et l’abaissement des glaciers, les secteurs déprimés susceptibles de contenir une part de ces volumes d’eau seront de plus en plus nombreux. Mais lorsque les barrages naturels ont une cohésion limitée (tills), ils peuvent se rompre (Chiarle *et al.*, 2007) comme au lac de Nostetuko (Colombie Britannique) en 1983 (Evans, 2002 ; figure 7) : près de 6,5 millions de m³ d’eau s’en sont brutalement échappés par une brèche dans le barrage due à l’onde produite par une avalanche de glace détachée du front du glacier Cumberland. Le nombre d’inondations et de laves torrentielles à l’aval de ces secteurs devrait donc s’accroître, alors que l’évolution des poches d’eau intraglacières

reste plus incertaine. Les vidanges de juillet 2003 au front du glacier de Frébouge (Deline *et al.*, 2004) montrent qu’elles demeurent malgré tout une menace.

Le réchauffement climatique contrôle également la rhéologie des glaciers. Des glaciers froids, soudés au substratum rocheux en raison d’une température de leur glace basale très inférieure à son point de fusion, peuvent devenir progressivement des glaciers tempérés, qui glissent en raison de la présence d’eau liquide à

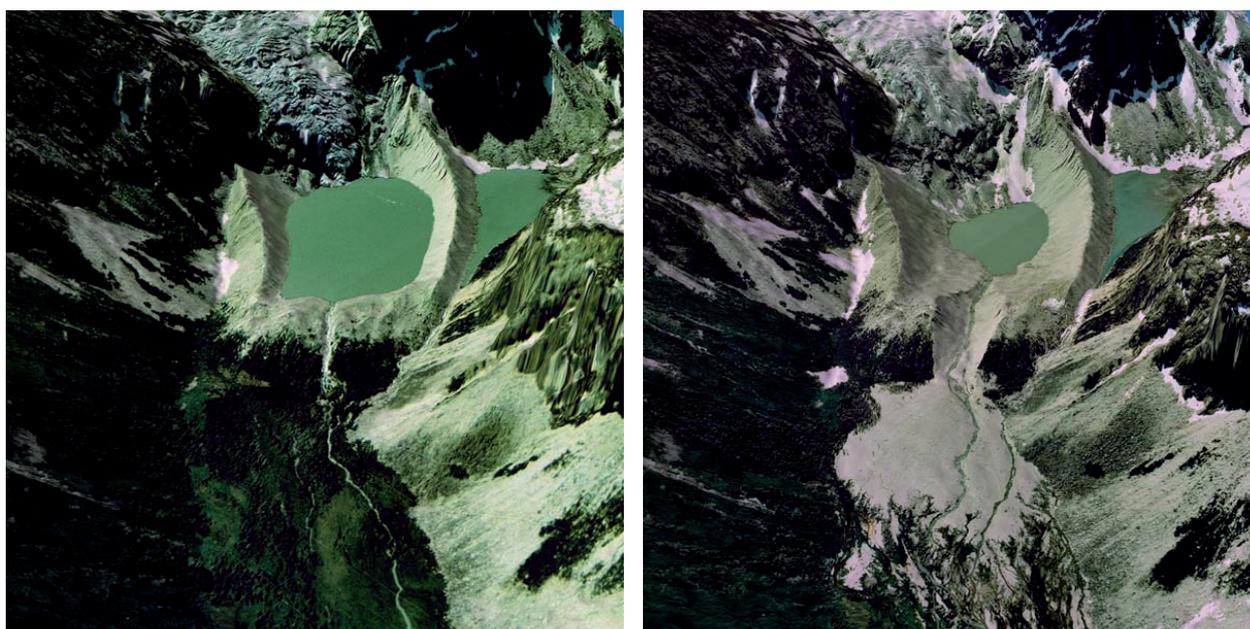


Figure 7 - Orthophotos drapées sur un MNT du lac de barrage morainique de Nostetuko, Canada (Evans, 2002). A gauche : en 1981, avant la rupture du barrage de juillet 1983 ; à droite : en 1994.



Figure 8 - Niches d'arrachement des glissements des glaciers de Corbassière de novembre 2007 (à gauche ; photo : R. Brunner) et de la Grande Motte de septembre 2008 (à droite ; photo : data-avalanche.org). Noter le substratum rocheux affleurant.

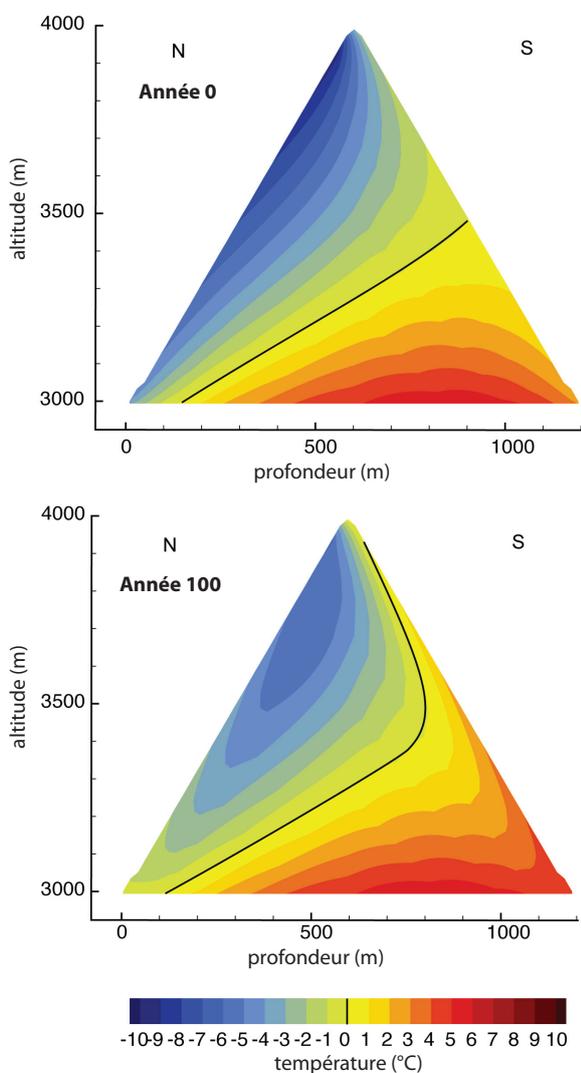


Figure 9 - Evolution des températures de subsurface pendant un siècle pour un réchauffement de surface de 3,5°C sur le versant nord (N) et 2,5 °C sur le versant sud (S) (Noetzi et al., 2007). La ligne noire correspond à l'isotherme 0°C et marque la limite inférieure du permafrost.

leur base. La stabilité des glaciers suspendus en haute altitude et celle des secteurs raides des glaciers situés au-dessus de la ligne d'équilibre glaciaire en est affectée (Pralong et Funk, 2006), ce qui peut engendrer des avalanches de séracs d'autant plus dangereuses qu'elles déclenchent des avalanches de neige lorsqu'elles se produisent en hiver (Margreth et Funk, 1999), comme aux Grandes Jorasses en 1997 et 1998. Cette modification des propriétés physiques des glaciers, couplée avec leur amincissement (seuil de plasticité de la glace plus rapidement atteint), est vraisemblablement à l'origine des glissements qui ont récemment affecté les glaciers de Corbassière (Valais) en novembre 2007, à 3400 m d'altitude (volume de 4-5 millions de m³ ; figure 8), et de la Grande Motte (Vanoise) en septembre 2008, à 3380 m (volume de c. 500 000 m³ ; figure 8) – où un glissement s'était déjà produit en septembre 1996. Si, dans le cas de Corbassière, le volume de glace n'a glissé que sur une distance de 80 m environ, le volume glissé à la Grande Motte a parcouru plus de 3000 m. Dans les deux cas, le substratum rocheux a constitué le plan de glissement. Les effets en cascade potentiels de ces avalanches et glissements justifient pleinement que ces phénomènes soient pris en compte dans les secteurs favorables à leur occurrence – au glacier de Taconnaz par exemple dans le massif du Mont-Blanc, vers 3400 m d'altitude en orientation nord. En effet, si l'avalanche de glace de 2005 sur le versant est du Mont Rose s'était produite en 2002, ses conséquences auraient pu être dramatiques pour le Val d'Anzasca car elle aurait atteint le lac supraglaciaire du Belvédère qui venait de se former, d'un volume de 3 millions de m³ (Mortara et Mercalli, 2002).

Pour les versants rocheux non-englacés, les paramètres décisifs dans une possible évolution des aléas en lien avec le réchauffement climatique est la dégradation du permafrost (figure 9), qui se manifeste par une remontée de sa limite inférieure, l'approfondissement de sa couche active, et un réchauffement en pro-

fondeur par l'advection de chaleur due à la circulation de l'eau dans les fissures. Il en résulte une dégradation du ciment de glace des fractures rocheuses en haute altitude, avec une instabilité maximale lorsque la température du permafrost est faiblement négative et la glace toujours présente (Davies *et al.*, 2001 ; Noetzli *et al.*, 2003). Le réchauffement des prochaines décennies va amener de nombreux secteurs à cette température critique, ce qui devrait entraîner l'augmentation de la fréquence et de l'intensité des écroulements sur les parois rocheuses de haute montagne. Le perma-

frost des formations superficielles se dégrade également : sa température s'élève pour se rapprocher de 0°C dans de nombreux sites alpins, sa couche active s'épaissit, et les propriétés mécaniques des corps de glace dans le sol se modifient notablement (Hilbich *et al.*, 2008). Les effets attendus sont la recrudescence de phénomènes tels que le tassement des dépôts détritiques sur pentes faibles, leur déstabilisation sur pentes plus raides, et l'augmentation de la fréquence des laves torrentielles et des coulées de débris (Harris *et al.*, 2001 ; tableau 1).

CONCLUSION

Les processus glaciaires et périglaciaires exercent un très fort contrôle sur la morphodynamique des versants de haute montagne. Or, les glaciers et le permafrost alpins apparaissent comme particulièrement sensibles au réchauffement climatique en cours en raison de leur proximité avec les conditions de fusion. Aussi, une meilleure compréhension de ces processus et de leurs interactions avec d'autres (*e.g.* torrentiel) s'impose pour appréhender les risques qui leur sont associés et en permettre la gestion dans le contexte actuel de changement climatique accéléré. Au-delà des processus glaciaires et périglaciaires eux-mêmes, dont la fréquence et l'intensité devraient augmenter, ce sont les effets en cascade qu'ils déclenchent qui sont à craindre, alors que la vulnérabilité des biens et

des personnes ne cesse de s'accroître dans la plupart des vallées alpines. Une seule catastrophe liée à cette dynamique peut en effet faire de nombreuses victimes, tandis que les dommages annuels liés à l'occurrence de ces phénomènes dans le monde sont estimés à 100 millions d'euros (Kääb *et al.*, 2005a).

Toutefois, l'évaluation de l'impact du réchauffement climatique sur les risques liés aux processus glaciaires et périglaciaires et présentés dans cet article reste délicate, du fait du déficit de données précises sur la fréquence et l'intensité des phénomènes pendant la période historique, nécessaires pour déceler leur éventuelle augmentation, et de la difficulté pour établir un lien entre cette augmentation et l'évolution climatique.

BIBLIOGRAPHIE

- ALEAN J.C., 1985. Ice avalanches: some empirical information about their formation and reach. *Journal of Glaciology*, 31(109), 324-333.
- AMELOT F., COUTTERAND S., 2006. Une identité géologique et géomorphologique à l'origine de nombreux aléas : le point typologique sur quelques catastrophes géologiques et glaciaires historiques. In Amelot F. (Dir.), Actes du Colloque Géologie et risques naturels : la gestion des risques au Pays du Mont-Blanc, 18 nov. 2006, Sallanches. Centre de la Nature Montagnarde, Sallanches, 4-11.
- AMELOT F., COUTTERAND S., DELINE P., 2007. Changements climatiques: vers une évolution du risque géologique dans les Alpes ? *Nature et Patrimoine en Pays de Savoie*, 23, 21-27.
- BARSCHE D., CAINE N., 1984. The nature of mountain geomorphology. *Mountain Research and Development*, 4, 287-298.
- BENISTON M., 2004. The 2003 heat wave in Europe: a shape of things to come? *Geophysical Research Letter*. 31, L02022.
- BENISTON M., 2005. Mountain climates and climatic change: an overview of processes focusing on the European Alps. *Pure and Applied Geophysics*, 162, 1587-1606.
- BENISTON M., HAEBERLI W., 2001. Sensitivity of mountain regions to climatic change. In Lozan J.L., Grassl H., Hupfer P. (eds.). *Climate of the 21st century: changes and risks*. GEO Publications, Hamburg, 237-244.
- BENISTON M., STEPHENSON D.B., CHRISTENSEN O.B., FERRO C.A.T., FREI C., GOYETTE S., HALSNAES K., HOLT T., JYLHÄ K., KOFFI B., PALUTIKOF J., SCHÖLL R., SEMMLER T., WOTH K., 2007. Future extreme events in European climate; an exploration of regional climate model projections. *Climatic Change*, 81, 71-95.
- BERTRAN P., 2004. Classification des mécanismes de transport de sédiments. In BERTRAN P. (dir.). *Dépôts de pente continentaux : dynamique et faciès*. *Quaternaire*, hors-série 1, 24-28.
- CASTY, C., WANNER H., LUTERBACHER J., ESPER J., BOEHM R., 2005. Temperature and precipitation variability in the European Alps since 1500. *International Journal of Climatology*, 25, 1855-1880.
- CHARDON M., 1984. Montagne et haute montagne alpine, critères et limites morphologiques remarquables en haute montagne. *Revue de Géographie Alpine*, 72, 213-224.
- CHIARLE M., IANNOTTI S., MORTARA G., DELINE P., 2007. Recent debris flow occurrences associated with glaciers in the Alps. *Global and Planetary Change*, 56, 123-136.

- COSSART E., 2002. Les écroulements rocheux dans la vallée de la Clarée (Briançonnais, Hautes Alpes), une origine paraglacière ? *Environnements périglaciaires*, 9, 21-40.
- DAVIES M.C.R., HAMZA O., HARRIS C., 2001. The effect of rise in mean annual air temperature on the stability of rock slopes containing ice-filled discontinuities. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12 (1), 137-144.
- DELALOYE R., PERRUCHOUX E., AVIAN M., KAUFMANN V., BODIN X., HAUSMANN H., IKEDA A., KAAB A., KELLERER A., KRAINER K., LAMBIEL C., MIHAJLOVIC D., STAUB B., ROER I., THIBERT E., 2008. Recent interannual variations of rock glacier creep in the European Alps. Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost 2008, Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks, vol. 1, 349-354.
- DELINÉ P., 2006. Réchauffement climatique actuel et dynamique des versants de haute montagne. In Amelot F. (Dir.), Actes du Colloque Géologie et risques naturels : la gestion des risques au Pays du Mont-Blanc, 18 nov. 2006, Sallanches. Centre de la Nature Montagnarde, Sallanches, 40-45.
- DELINÉ P., 2008. Interactions between rock avalanches and glaciers in the Mont Blanc massif during the late Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 28, 1070-1083.
- DELINÉ P., CHIARLE, M., MORTARA, G., 2002. The front ice avalanching of Frébouge Glacier (Mont Blanc Massif, Valley of Aosta) on 18 September 2002. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 25 (2), 101-104.
- DELINÉ P., CHIARLE, M., MORTARA, G., 2004. The July 2003 Frébouge debris flows (Mont Blanc Massif, Valley of Aosta, Italy): water pocket outburst flood and ice avalanche damming (2004). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 27 (2), 107-111.
- DIRI J.P., 2002. La notion de moyenne montagne. In : BOURDESSOULE E. (Dir.). *Les montagnes*, Editions du Temps, Nantes, 350 p.
- EINHORN B., LEROI E., PEISSER C., 2006. Retranscription de la présentation de ROUILLER J.D. et DUMAS O., « Situation d'évacuation suite à la crue du torrent Durmand (juillet 2006) ». Actes de la conférence internationale RISKYDROGEO, (24-26 Octobre 2006, Saint-Vincent), Pôle Grenoblois des Risques Naturels, 42-50.
- EVANS A., LIÉVOIS J., 2006. Deux crises vécues : Sixt-Fer-à-Cheval (2003) et les Contamines (2005). In Amelot F. (Dir.), Actes du Colloque Géologie et risques naturels : la gestion des risques au Pays du Mont-Blanc, 18 nov. 2006, Sallanches. Centre de la Nature Montagnarde, Sallanches, 25.
- EVANS S.G., 2002. Climate change and geomorphological hazards in the Canadian Cordillera; the anatomy of impacts and some tool for adaptation. Scientific Report 1999-2001 - Climate Change Action Fund Project A099, 14 p.
- EVANS S.G., CLAGUE J.J., 1994. Recent climatic change and catastrophic geomorphic processes in mountain environments. *Geomorphology*, 10(1-4), 107-128.
- FISCHER L., KÄÄB A., HUGGEL C., NOETZLI J., 2006. Geology, glacier retreat and permafrost degradation as controlling factors of slope instabilities in a high-mountain rock wall: the Monte Rosa east face. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 6, 761-772.
- FRANCOU B., 1992. Hautes montagnes, passion d'exploration. Masson, Paris, 202 p.
- FRANCOU B., VINCENT C., 2007. Les glaciers à l'épreuve du climat. IRD-Belin, 274 p.
- GALIBERT G., 1965. La haute montagne alpine : l'évolution actuelle des formes dans les hauts massifs des Alpes et dans certains reliefs de comparaison. Boisseau, Toulouse, 403 p.
- GIEC, 2007. Changements climatiques 2007 - Rapport de synthèse. GIEC, Genève, 103 p.
- GRUBER S., HAEBERLI W., 2007. Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. *Journal of Geophysical Research*, 112, F02S18. doi:10.1029/2006JF000547.
- GRUBER S., HOELZLE M., HAEBERLI W., 2004. Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003. *Geophysical Research Letter*, 31, L13504, doi:10.1029/2004GL020051
- HAEBERLI W., 1983. Frequency and characteristics of glacier floods in the Swiss Alps. *Annals of Glaciology*, 4, 85-90.
- HAEBERLI W., WEGMANN M., VONDER MÜHLL D., 1997. Slope stability problems related to glacier shrinkage and permafrost degradation in the Alps. 1997. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 90, 407- 414.
- HAEBERLI W., HOHMANN R., 2008. Climate, glaciers, and permafrost in the Swiss Alps 2050: scenarios, consequences, and recommendations. In KANE D.L., HINKEL K.M. (Dir.), Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost 2008, Institute of Northern Engineering – University of Alaska Fairbanks, 607-612.
- HARRIS C., DAVIES M.C.R., ETZELMÜLLER B., 2001. The assessment of potential geotechnical hazards associated with mountain permafrost in a warming global climate. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, 145-156.
- HILBICH C., HAUCK C., DELALOYE R., HOELZLE M., 2008. A geoelectric monitoring network and resistivity-temperature relationships of different mountain permafrost sites in the Swiss Alps. Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost 2008, Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks, 1, 699-704.
- HORSTMANN B., 2004. Glacial lake outburst floods in Nepal and Switzerland, new threats due to Climate Change. Germanwatch, Bonn, 12 p.
- HUGGEL C., ZGRAGGEN-OSWALD S., HAEBERLI W., KAAB A., POLKVOJ A., GALUSHKIN I., EVANS S.G., 2005. The 2002 rock/ice avalanche at Kolka/Karmadon, Russian Caucasus: assessment of extraordinary avalanche formation and mobility, and application of QuickBird satellite imagery. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5, 173-187.
- KÄÄB A., REYNOLDS J.M., HAEBERLI W., 2005a. Glacier and permafrost hazards in high mountains. In HUBER U.M., BUGMANN H.K.M., REASONER M.A. (Dir.): Global change and mountain regions - a state of knowledge overview. Springer, Dordrecht, 225-234.
- KÄÄB A., HUGGEL C., FISCHER L., GUÉX S., PAUL F., ROER I., SALZMANN N., SCHLAEFLI S., SCHMUTZ K., SCHNEIDER D., STROZZI T., WEIDMANN Y., 2005b. Remote sensing of glacier- and permafrost-related hazards in high mountains: an overview. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5, 527-554.
- KEUSEN H.R., OPPIKOFER T., JABOYEDOFF M., 2007. Bergsturz am Eiger : Überwachung der Felsbewegungen mittels 3D Laserscanning . *Geosciences Actuel*, 1, 28-32.
- KRYSIECKI J.M., 2008. La rupture du glacier rocheux du Bérard, un cas de dégradation du pergélisol alpin ? Mémoire de Master 2, Université J. Fourier, Grenoble, 159 p.

- MARGRETH S., FUNK M., 1999. Hazard mapping for ice and combined snow/ice avalanches - two case studies from the Swiss and Italian Alps. *Cold Regions Science and Technology*, 30 (1), 159-173.
- MORTARA G., MERCALLI L., 2002. Il lago epiglaciale « Effimero » sul ghiacciaio del Belvedere, Macugnaga, Monte Rosa. *Nimbus*, 23-24, 10-17.
- NOETZLI J., HOELZLE M., HAEBERLI W., 2003. Mountain permafrost and recent Alpine rock-fall events: a GIS-based approach to determine critical factors. In Proceedings of the Eighth International Conference on Permafrost, 21-25 July 2003, Zurich, Switzerland. A.A. Balkema Publishers, 2, 827-832.
- NOETZLI J., GRUBER S., KOHL T., SALZMANN N., HAEBERLI W., 2007. Three-dimensional distribution and evolution of permafrost temperatures in idealized high-mountain topography. *Journal of Geophysical Research*, 112, F02S13, doi:10.1029/2006JF000545.
- OERLEMANS J., 2005. Extracting a climate signal from 169 glacier records. *Science*, 308, 675-677.
- OPPIKOFER T., JABOYEDOFF M., KEUSEN H.R., 2008. Collapse at the eastern Eiger flank in the Swiss Alps. *Nature Geoscience*, 1, 531-535.
- PRALONG A., FUNK M., 2006. On the instability of avalanching glaciers. *Journal of Glaciology*, 52 (176), 31-48.
- RAVANEL L., DELINE P., 2008. La face ouest des Drus (massif du Mont-Blanc) : évolution de l'instabilité d'une paroi rocheuse dans la haute montagne alpine depuis la fin du Petit Age Glaciaire. *Géomorphologie*, 4-2008, 261-272.
- RICHARD D., GAY M., 2004. GLACIORISK, Final report - Survey and prevention of extreme glaciological hazards in European mountainous regions. CEMAGREF, Grenoble, 58 p.
- RICHARDSON S.D., REYNOLDS J.M., 2000. An overview of glacial hazards in the Himalayas. *Quaternary International*, 65-66, 31-47.
- ROER I., HAEBERLI W., AVIAN M., KAUFMANN V., DELALOYE R., LAMBIEL C., KÄÄB A., 2008. Observations and considerations on destabilizing active rock glaciers in the European Alps. Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost 2008, Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks, 2, 1505-1510.
- SOSIO R., CROSTA G.B., HUNGR O., 2008. Complete dynamic modeling calibration for the Thurwieser rock avalanche (Italian Central Alps). *Engineering Geology*, 100, 11-26.
- VINCENT C., 2002. Influence of climate change over the 20th Century on four French glacier mass balance. *Journal of Geophysical Research*, 107(D19), 4375, doi:10.1029/2001JD000832.
- ZEMP M., HAEBERLI W., HOELZE M., PAUL F., 2006. Alpine glaciers to disappear within decades? *Geophysical Research Letters*, 33, doi:10.1029/2006GL026319.
- ZEMP M., PAUL F., HOELZLE M., HAEBERLI W., 2007. Glacier fluctuations in the European Alps 1850-2000: an overview and spatio-temporal analysis of available data. In ORLOVE B., WIEGANDT E., B. LUCKMAN (Dir.): The darkening peaks: glacial retreat in scientific and social context. University of California Press, 152-167.
- ZIMMERMANN M., HAEBERLI W., 1992. Climatic change and debris flows activity in high mountain areas: a case study in the Swiss Alps. *Catena Supplement*, 22, 59-72.

NEIGE et GLACE de MONTAGNE

Reconstitution, dynamique, pratiques

Sommaire

Editorial
Introduction

1 - Reconstitution

- Coutterand S. *et al.* - Le lobe glaciaire lyonnais au maximum würmien : glacier du Rhône ou/et glaciers savoyards ?
- Ravel L. *et al.* - Désenglacement du haut bassin versant du Vorz (massif de Belledonne, Isère), au Tardiglaciaire et à l'Holocène.
- Rey P.-J. - Sociétés et fluctuations du climat dans les Alpes nord-occidentales au Néolithique moyen.
- Le Roy *et al.* - Étude des fluctuations glaciaires du Petit Âge de Glace dans le Massif des Écrins : apports de la lichénométrie.
- Kirkbride M.P. - Datation des moraines holocènes d'Islande par tephrochronologie : un état de l'art.
- Le Roy *et al.* - La dendroglaciologie, ou l'apport de l'étude des cernes d'arbres pour la reconstitution des fluctuations glaciaires holocènes.
- Rabatel A. - Évolution glaciaire dans les andes subtropicales chiliennes entre 1955 et 2007 : conséquences pour la ressource en eau.
- Le Roy *et al.* - Un inventaire des aérographies du massif du Mont Blanc.

2 - Dynamique

- Ravel L. - Évolution géomorphologique de la haute montagne alpine dans le contexte actuel de réchauffement climatique.
- Gruber S. - Le permafrost de haute montagne.
- Deline P. *et al.* - L'Aiguille du Midi (massif du Mont Blanc) : un site remarquable pour l'étude du permafrost des parois d'altitude.
- Saulnier G.-M. *et al.* - Un éléphant volant est-il un oiseau ? Perspectives pour l'observation hydrométéorologique des milieux de montagne.
- Jobard S. - L'instrumentation du glacier du Baounet : quels apports pour la traçabilité des mesures environnementales ?
- Moreau L. - L'exploration du cryokarst glaciaire et son intérêt scientifique pour l'étude du drainage des eaux de fonte.
- Mazué R. *et al.* - Suivi de l'évolution de la couverture detritique d'un glacier noir par photo-comparaison : le glacier d'Esteelette.

3 - Pratiques

- Paccard P. - Réchauffement climatique et ressource neige en domaines skiables.
- Gauchon C. - Les hivers sans neige et l'économie des sports d'hiver : un phénomène récurrent, une problématique toujours renouvelée.
- Laslaz L. - L'exclusion des glaciers des zones centrales des Parcs nationaux de la Vanoise et des Écrins et leur équipement pour le ski d'été.
- Cayla N. - Les sentiers d'interprétation glaciaire : des outils de valorisation différenciée des glaciers et de leur territoire.
- Lambert R. - Cartozonage : de la carte au zonage du risque avalanche.
- Moulin A. *et al.* - L'incertitude liée aux avalanches dans les Alpes du Nord : identifications et implications pour la gestion.

La «Collection Edytem»
a pour objet de mettre en avant
l'apport de la géographie, de la géologie
et des sciences de l'environnement
dans l'étude des milieux et territoires
de montagne.

Déclinée en «numéros thématiques», elle
met en avant les travaux réalisés au sein
du laboratoire Edytem et les résultats
de ses programmes et actions
de recherche.



Prix - 15 euros

ISBN 978-2-918435-00-6

