Géomorphologie : relief, processus, environnement

4/2008 (2009)
Varia

Ludovic Ravanel et Philip Deline

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 âge glaciaire

Avertissement
Le contenu de ce site relève de la législation française sur la propriété intellectuelle et est la propriété exclusive de l'éditeur.
Les œuvres figurant sur ce site peuvent être consultées et reproduites sur un support papier ou numérique sous réserve qu'elles soient strictement réservées à un usage soit personnel, soit scientifique ou pédagogique excluant toute exploitation commerciale. La reproduction devra obligatoirement mentionner l'éditeur, le nom de la revue, l'auteur et la référence du document.
Toute autre reproduction est interdite sauf accord préalable de l'éditeur, en dehors des cas prévus par la législation en vigueur en France.

revues.org

Revues.org est un portail de revues en sciences humaines et sociales développé par le Cléo, Centre pour l'édition électronique ouverte (CNRS, EHESS, UP, UAPV).

Référence électronique
Ludovic Ravanel et Philip Deline, « 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 âge glaciaire », *Géomorphologie : relief, processus, environnement* [En ligne], 4/2008 | 2009, mis en ligne le 01 janvier 2011, consulté le 22 octobre 2012.
URL : http://geomorphologie.revues.org/7444 ; DOI : 10.4000/geomorphologie.7444

Éditeur : Groupe français de géomorphologie
http://geomorphologie.revues.org
http://www.revues.org

Document accessible en ligne sur : http://geomorphologie.revues.org/7444
Ce document est le fac-similé de l'édition papier.
© Groupe français de géomorphologie

Géomorphologie : relief, processus, environnement, 2008, n° 4, p. 261-272

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 âge glaciaire

The West Face of Les Drus (Mont-Blanc massif): slope instability in a high-Alpine steep rock wall since the end of the Little Ice Age

Ludovic Ravanel et Philip Deline*

Résumé

Cet article étudie les écroulements qui ont affecté l'emblématique face ouest des Drus (massif du Mont-Blanc, France) depuis la fin du petit âge glaciaire. Le grand attrait touristique de cette paroi subverticale, d'un commandement de 1 000 m et qui culmine à 3 754 m, a engendré une iconographie abondante, permettant de comparer des photographies. Leur interprétation, complétée par des témoignages historiques et par une topométrie à l'aide d'un LiDAR terrestre, fonde une reconstitution de l'évolution de l'instabilité de la face ouest des Drus au cours des cent cinquante dernières années. Huit écroulements rocheux ont ainsi affecté cette face entre 1905 et 2005, avec un volume total écroulé de 335 000 ± 15 000 m³. Leur enchaînement a produit l'érosion régressive du pilier Bonatti (hauteur excédant 500 m), 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 (volume supérieur à 250 000 m³). Cette reconstitution de l'évolution morphodynamique récente de la face ouest des Drus donne lieu à une discussion sur les facteurs déclenchant ces écroulements.

Mots clés : écroulement, haute montagne, pergélisol, photographies, LiDAR, post-petit âge glaciaire, massif du Mont-Blanc.

Abstract

This paper describes Post-Little Ice Age rockfalls that affect the well-known west face of Les Drus (Mont-Blanc massif, France). The abundant iconography of the peak of Les Drus (3754 m a.s.l., 1000 m high) allows photo-comparison and interpretation of the rocky face. These are combined with historical descriptions of the rockfalls and ground-based LiDAR surveys, in order to characterize the rock face instability over the last 150 years. Eight rockfalls of variable magnitude occurred since 1905, totaling 335,000 ± 15,000 m³ of solid rock, involving a retrogressive erosion of the 500-m-high Bonatti Pillar. The magnitude and frequency of the rock falls have significantly increased since 1950, which led to the collapse of the entire pillar in June 2005 (excess volume of 250,000 m³). The contributions of seismicity, paraglacial control, and permafrost degradation to the rockfalls are discussed.

Key words: *rockfall, high mountain, permafrost, photographs, LiDAR, post-Little Ice Age period, Mont-Blanc massif.*

Abridged English version

In the last decade, many rock avalanches have affected high mountains in the world. During the hot summer of 2003, innumerable rockfalls affected rock walls in the Alps. Due to a lack of systematic observations, the intensity and frequency of rockfalls and rock avalanches are still poorly known (Deline et al.*, 2008). This knowledge would be improved by the compilation of a representative database from analyses of the dynamics of remarkable mountains rockslides in recent decades. This paper presents such an analysis for a major rock wall in the Mont-Blanc massif: the west face of les Drus (fig. 1 and 2), which peaks at 3754 m a.s.l. This face, which is 1000 m-high, now bears a 70 m-wide and nearly 600 m-high grey scar that results from the June 2005 collapse of the Bonatti Pillar. This collapse produced a total rock volume > 250,000 m³ (fig. 1).*

Comparison of photographs is used in order to document historical rockfalls that occurred since the end of the Little Ice Age (LIA). The reconstruction of the rock wall evolution follows three steps: (i) identification of the scar extent on referenced photographs for each decade (fig. 3); (ii)

* Laboratoire EDYTEM, université de Savoie, CNRS, 73376 Le Bourget-du-Lac. Courriel : Ludovic.Ravanel@univ-savoie.fr ; pdeli@univ-savoie.fr

detailed study of these documents, in order to identify periods of new rockfalls based on morphological and color changes of the rock wall; (iii) dating of rockfalls by completing the series of reference photographs (tab. 1) by photo comparison of other intermediate pictures and historical sources. The determination of the spatial extent of the scars was supplemented by the estimation of the collapsed volumes, obtained by repeated measurements on a polygonal model (fig. 4). This model results from laser scanning using ground-based LiDAR.

The west face was probably stable from the end of the Little Ice Age (LIA) to the beginning of the 20th century, as suggested by the photographs over this period. Seven rockfall scars visible on photographs from the 1850s, including a quite fresh scar, are still the only visible scars on photographs taken fifty years later. The first post-LIA rockfall was triggered by the 13th August 1905 earthquake. Its 120-130 m-long scar, which is located at about 3600 m a.s.l., corresponds to a collapsed volume of 9,000 ± 1,000 m³ (tab. 2). Thereafter, no collapse was identified until the mid-1930s. A photograph from the early 1940s shows the recent scar of a small collapse (5,500 ± 500 m³), located at the base of the freshest scar observed at the end of the LIA (tab. 2). The first large collapse that occurred after the end of the LIA took place in 1950 (fig. 5). It had an estimated volume of 20,000 ± 2,000 m³ (tab. 2). During the following four decades, instability was reduced. Pictures taken during the 1970s and 1980s show two small new scars close to the overhang created by the 1950 collapse. The first one involves 1,750 ±250 m³, and is located c. 100 m above the overhang, while the other one involves 350 ± 50 m³, and is located on the western edge of the overhang. Their small volumes make these rockfalls difficult to date precisely. In September 1997, two rockfalls of similar volume (27,500 ± 2,500 m³ in total; fig. 5; tab. 2) removed the 1950 overhang, leaving a large white trail down the rock wall (fig. 6). During the summer of 2003, a volume of c. 6,500 ± 500 m³ fell on Glacier des Drus. Once again, the overhang formed during the previous rockfall collapsed (fig. 5). Finally, the whole Bonatti Pillar collapsed in 2005 in four events over several hours, involving a total volume of 265,000 ± 10,000 m³ (fig. 5). The 2005 debris covers c. 95,000 m³ on the small Glacier des Drus as well as part of the large moraine complex, over previous supraglacial rockfall deposits (fig. 1). The debris cover and the moraine, which contains a large amount of debris, suggest that the large 2005 rockfall is the last in a series that affected the west face of Le Petit Dru during the Holocene. The sequence of rockfalls, which have affected the west face of Les Drus since 1950 is an example of instability that develops upwards from the foot of a rock slope. Such a retrogressive erosion probably started more than a century before, as indicated by the visible scar on photographs of the 1850s, and was activated in 1950, before acceleration in the last decade (fig. 8).

Besides rock lithology and fracturation, rockfalls in high altitude environment can be preconditioned or triggered by seismicity, paraglacial condition or permafrost degradation; these three processes can be combined (Evans and Gardner, 1989). Among the twenty-three earthquakes of local intensity > 3 that have affected the Mont-Blanc area over the last 150 years, only the 1905 earthquake (the second most intense) directly triggered a rockfall at Les Drus; the other earthquakes could have contributed to rock weakening. A second factor is the self-weight stress within the rock mass (Ballantyne, 2002) due to the down wastage and retreat of glaciers. This paraglacial control should not have affected the west face of Les Drus, as the Last Glacial Maximum trimline is > 300 m below the 1950 scar. The degradation of ice joints due to current permafrost change is another factor. No ice was observed in the June 2005 scar, but water seepage persisted throughout the summer along the scar. There is a strong correlation between rockfall occurrences and the warmest periods over the last 100 years (fig. 8). While there is a structural control on the style of failure, permafrost degradation caused by the present climatic warming is probably the main triggering factor of most rockfalls along the west face of Les Drus during the 20th century. Permafrost degradation was all the more frequent and deep-seated because the Bonatti Pillar received strong heat flux on its south aspect, and the densely-fractured granite promotes active water drainage. Such drainage allows heat transfer by advection into the rock mass, probably in excess of that by conduction (Gruber and Haeberli, 2007).

Introduction

Durant la dernière décennie, de grands écroulements rocheux tels que celui de Kolka-Karmadon dans le Caucase en 2002 (Huggel *et al*., 2005) ont affecté la plupart des massifs de haute montagne dans le monde. Dans les Alpes, les écroulements de la Brenva (massif du Mont-Blanc) en 1997 (Deline, 2001), de la Punta Thurwieser (massif de l'Ortles-Cevedale) en 2004 (Sosio *et al*., 2008) ou du Mont Rose en 2005 (Fischer *et al*., 2006) sont les exemples les plus marquants de cette période, tandis que d'innombrables éboulements (volume supérieur à 100 m³) et petits écroulements ont affecté les parois rocheuses alpines pendant l'été caniculaire 2003, depuis le massif des Écrins jusqu'aux Hohe Tauern. Toutefois, en raison de l'absence d'observations systématiques, la fréquence et le volume des écroulements en haute montagne restent mal connus, y compris lors des dernières décennies. Cette connaissance est pourtant un préalable pour étudier, comme a commencé à le faire par exemple le programme de recherche franco-italien *PERMAdataROC* (Deline *et al*., 2008), l'hypothèse d'une relation entre la dégradation du pergélisol de paroi du fait du réchauffement climatique et les écroulements rocheux. L'étude de l'évolution morphodynamique récente de parois rocheuses remarquables dans les Alpes, pour lesquelles une documentation est souvent disponible, permet de constituer une base de données qui améliore la connaissance des volumes et du rythme des écroulements en haute montagne. Les données acquises par l'analyse des dépôts d'écroulements au pied des versants (Deline, 2008) peuvent ainsi être complétées par celles fournies par l'étude des parois affectées par ces écroulements.

Nous présentons ce type d'analyse consacrée à une paroi emblématique du massif du Mont-Blanc, la face ouest des Drus, affectée depuis le début du XXe siècle par plusieurs écroulements, dont le plus important a eu lieu en juin 2005. L'attrait des Drus, qui tient à sa localisation au-dessus de Chamonix et à son allure, lui vaut une abondante documentation iconographique. Cet article reconstitue à partir de cette documentation l'évolution morphologique de la face ouest des Drus depuis la fin du petit âge glaciaire. La période qui s'ouvre au milieu du XIXe siècle se caractérise par une nette modification des conditions climatiques (remontée des températures en particulier), tandis que le développement de la photographie enrichit considérablement le corpus documentaire. Sur la base de cette reconstitution unique dans les Alpes, nous discutons les facteurs qui contrôlent les écroulements qui ont affecté la paroi, en particulier leur éventuelle relation avec le réchauffement climatique actuel.

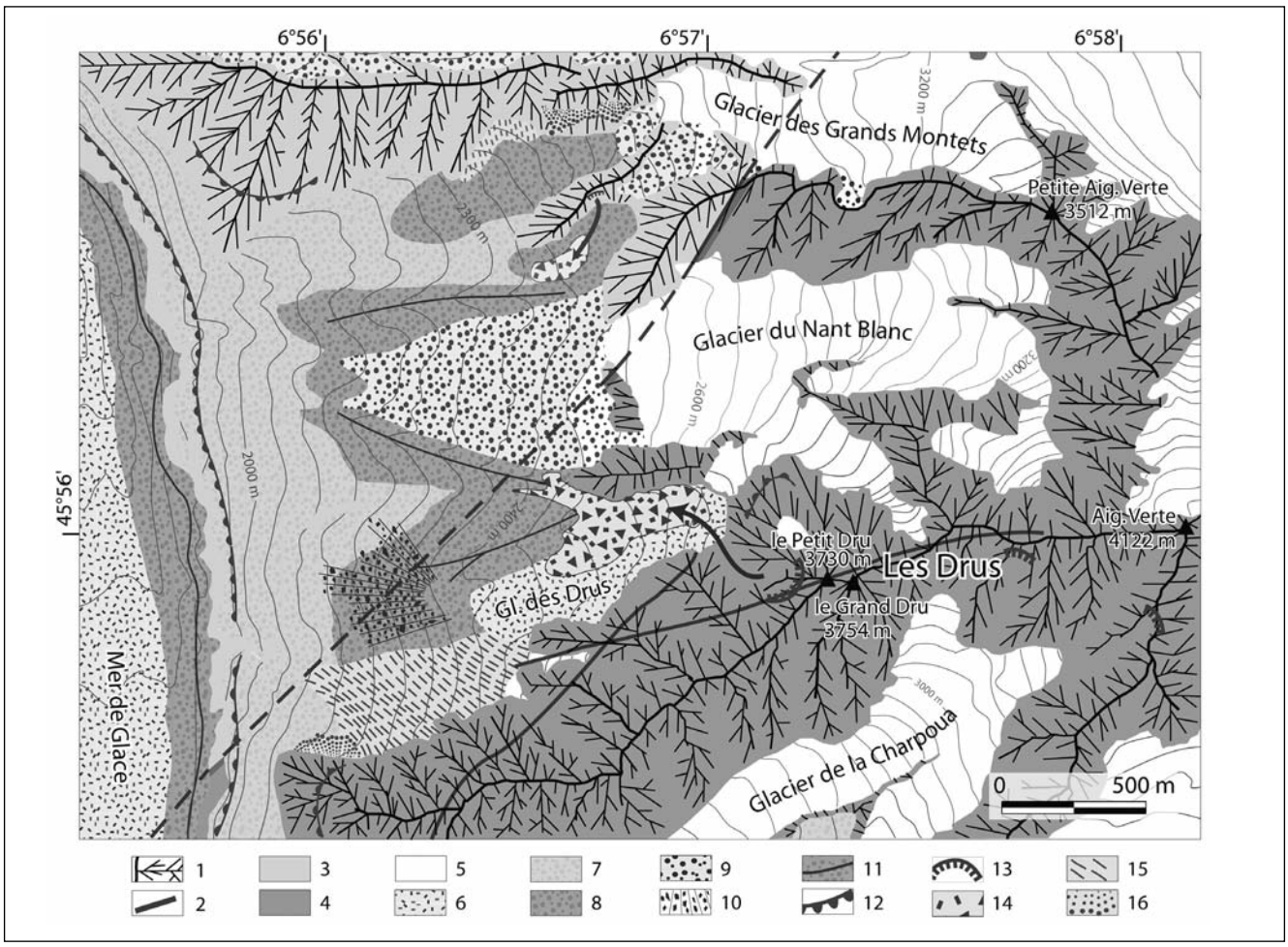
Une paroi rocheuse supraglaciaire remarquable

Le massif du Mont-Blanc se caractérise par une extraordinaire combinaison d'aiguilles, de parois et de glaciers. Son énergie de relief est considérable, avec une dizaine de sommets qui dépassent 4 000 m d'altitude et le maintien d'une centaine de glaciers, dont la Mer de Glace. Dominée dans son secteur terminal par la face ouest du Petit Dru (fig. 1 et 2), elle représente le glacier le plus étendu des Alpes occidentales. Le massif cristallin externe du Mont-Blanc correspond pour l'essentiel à un batholite de granite hercynien, basculé vers le nord-ouest au Tertiaire et découpé en panneaux par de grandes failles subverticales varisques et alpines, les premières ayant rejoué durant la phase alpine. Le granite du Mont-Blanc (protogine des anciens auteurs) a un faciès très grenu et une texture équante. De multiples contraintes tectoniques l'ont fracturé selon des plans d'orientation variable qui peuvent se recouper. Du fait de cette structure cassante et de leur raideur, les versants du massif sont généralement propices aux mouvements de masse.

Comme d'autres secteurs du massif du Mont-Blanc, le secteur Aiguille Verte-Les Drus présente des versants très raides – l'inclinaison moyenne de la face ouest du Petit Dru est de 75° – avec un commandement de plusieurs centaines

Fig. 1 – **Carte géomorphologique du secteur des Drus.** 1 : arêtes ; 2 : faille ; 3 : gneiss ; 4 : granite ; 5, 6 : glacier blanc, noir ; 7, 8, 9 : till tardiglaciaire, petit âge glaciaire, post-petit âge glaciaire ; 10 : cône d'épandage fluvio-glaciaire ; 11 : crête morainique ; 12 : épaulement glaciaire ; 13 : niche d'arrachement ; 14 : dépôts d'écroulement ; 15, 16 : éboulis actifs, stabilisés.

*Fig. 1 – **Geomorphological map of les Drus area**. 1: ridges; 2: fault; 3: gneiss; 4: granite; 5, 6: clean, debris-covered glacier; 7, 8, 9: Late-Glacial, LIA, post-LIA tills; 10: outwash fan; 11: moraine ridge; 12: glacial shoulder; 13: scar of rockfall; 14: rockfall deposit; 15, 16: active, inactive scree slopes.*



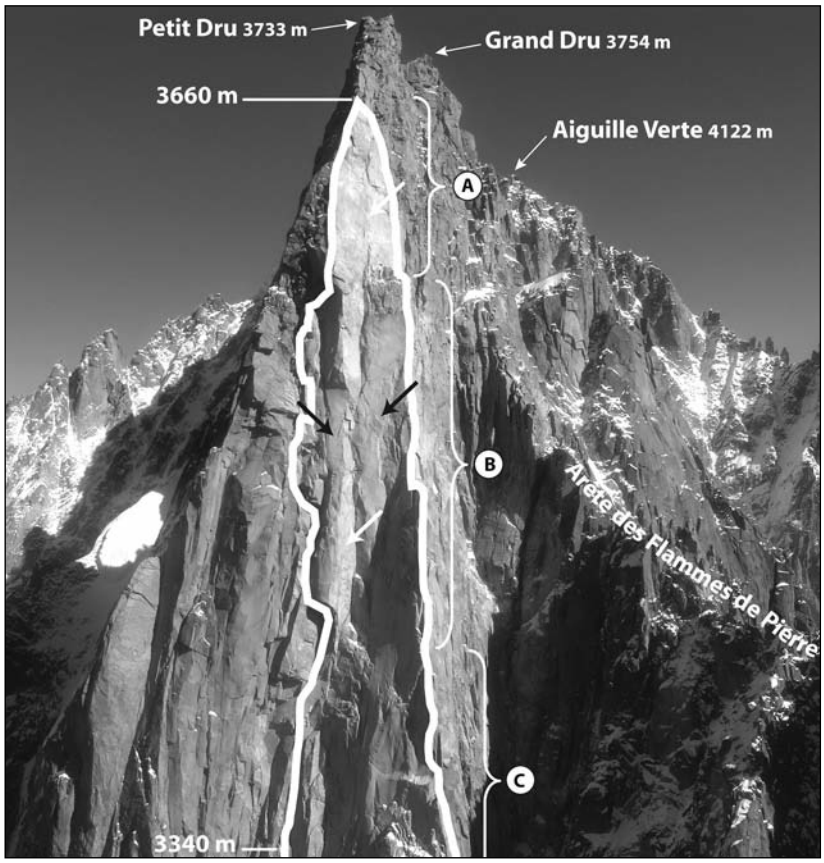


Fig. 2 – **Partie supérieure de la face ouest des Drus (octobre 2006)**. Ligne blanche : cicatrice des écroulements de 2005 ; carré blanc : emplacement du scanner laser lors de l'acquisition topographique ; rond blanc : capteur de température implanté dans la face NW des Flammes de Pierre ; flèches blanches : plans de fractures N30°E-75°NW ; flèches noires : plans de fractures N120°E-80°NW ; A, B et C : explications dans le texte.

*Fig. 2 – **Upper part of the West Face of Les Drus (October 2006).** White line: 2005 rockfalls scar; white square: location of the laserscanner; white point: temperature sensor implanted in the NW face of les Flammes de Pierre; white arrows: fractures plans N30°E-75°NW; black arrows: fractures plans N120°E-80° NW; A, B and C: see text.*

de mètres ; celui du Petit Dru (3 754 m d'altitude) atteint 1 000 m. Ces caractères résultent du pendage subvertical des deux principales familles de failles à l'échelle du massif, orientées N–S et N40°–60° et dont le réseau serré recoupe l'ensemble du massif. De ces conditions structurales dérive la morphologie du Petit Dru, monolithe bien individualisé sur l'arête ouest-sud-ouest du horn de l'Aiguille Verte (4 122 m, fig. 1). Sa face ouest présente un rocher d'apparence compacte, alors que les autres faces adjacentes, sont davantage fracturées ; la face nord est accidentée par une niche glacio-nivale qui résulte sans doute d'un écroulement. La face ouest est actuellement marquée sur les deux tiers de sa hauteur par une grande surface gris clair large en moyenne de 70 m (fig. 2), qui témoigne de la disparition en 2005 du pilier sud-ouest du Petit Dru. Cette cicatrice d'arrachement, haute de près de 600 m, peut être divisée en trois parties selon la topographie et la structure. Le quart inférieur (fig. 2, secteur C) correspond à un grand plan de fracturation (N30°E–75°NW) révélé par plusieurs écroulements dont il a constitué le principal plan de glissement. Sur la marge sud de ce plan subsiste un ensemble rocheux saillant, tandis que sa marge nord est formée par la partie de la face encore intacte, le plan de fracturation se poursuivant dans le volume rocheux. Dans le secteur central (fig. 2, secteur B), la cicatrice d'arrachement est constituée par deux dièdres parallèles et subverticaux, dont le plus grand est déterminé par le plan pré-

Tableau 1 – **Principales photographies utilisées pour reconstituer l'évolution morphodynamique de la face ouest des Drus.**

*Table 1 – **Key photographs used to reconstruct the evolution of the slope instability of the West Face of les Drus.***

Date	Photographe	Type de document	Source
1854 ?	J. Ruskin	Daguerréotype	Ruskin Galleries, Isle of Wight
1860	Bisson frères	Plaque verre	Collection privée
1860	V. Muzet	Imprimé	Spies et Decker Heftler, 2003
1868 ?	A. Braun	Plaque verre	Musée d'Unterlinden, Colmar
1869	Inconnu	Daguerréotype	Collection privée
1886	Charnaux frères	Imprimé	Mollier, 2004
c. 1900	Jullien frères	Plaque verre	Collection privée
c. 1910	A. Couttet	Plaque verre	Collection famille Gay-Couttet
1918	Inconnu	Plaque verre	Collection privée
1926	Inconnu	Carte postale	Collection privée
1940	E. Frendo	Négatif	Collection famille Frendo
c. 1948	Inconnu	Imprimé	Collection privée
1952	Blanc	Imprimé	Alpe Neige Roc, 4
c. 1959	R. Demaison	Imprimé	Demaison, 1971
c. 1963	Yvon	Carte postale	Collection privée
1970	G. Rossat	Imprimé	Collection privée
1972	Inconnu	Négatif	Collection privée
1978	Inconnu	Négatif	Collection privée
1989	A. Ghersen	Diapositive	Collection privée
1995	F. Damilano	Imprimé	Vertical Roc, 15
2000	J.-M. Porte	Imprimé	Montagne Magazine, 232
2004	D. Duret	Carte postale	Editions André
25/09/2005	L. Ravanel	Numérique	Auteur

cité et un second, sub-perpendiculaire au premier (N120°E-80°NW). Ce dernier se poursuit dans le quart supérieur de la cicatrice (fig. 2, secteur A), où il a délimité la partie supérieure du volume écroulé en 2005 (glissement plan). Ainsi, les trois quarts inférieurs de la cicatrice d'arrachement sont orientés ouest-nord-ouest, et le quart supérieur, sud-sud-ouest.

Méthode de reconstitution de l'évolution morphodynamique de la paroi

Afin de documenter le plus précisément possible les écroulements survenus depuis la fin du petit âge glaciaire, on a comparé et interprété plusieurs dizaines de photographies (tab. 1). La délimitation de l'extension des différentes cicatrices d'écroulement a été complétée par une estimation des volumes écroulés à partir de mesures, sur un modèle 3D à haute résolution de la paroi, obtenue par scannerisation à l'aide d'un laser terrestre (Ravanel et Deline, 2006).

Si les écroulements de l'été 2003 dans la face ouest des Drus n'ont guère été remarqués en raison des très nombreux cas intervenus lors de cette période dans le massif du Mont-Blanc, ceux de 1997 en revanche, qui ont notablement modifié la face, appartiennent à la mémoire chamoniarde récente. Dans le même temps, les photographies correspondant à cette période sont abondantes et facilement accessibles. Les photographies des décennies antérieures sont peu abondantes et moins accessibles malgré leur origine diverse : albums de guides de haute montagne, collections de cartes postales anciennes, corpus du musée alpin de Chamonix, tandis que les revues de montagne sont une ressource précieuse, mais surtout à partir des années 1970. Pour le XIXe siècle, les documents ne sont pas d'une qualité suffisante pour permettre l'étude de la morphologie de la paroi qu'à partir des années 1850 (tab. 1). Si plusieurs centaines de photographies ont été recueillies, seules quelques dizaines ont pu être utilisées en raison de multiples défauts (éclairage médiocre, angle de vue inadapté, faible netteté, nébulosité, dégradation). Afin de réduire les problèmes d'interprétation, les documents retenus ont un angle de vue sensiblement identique (N90° à N100°, plus rarement N115°). La seconde moitié du XIXe siècle est la plus délicate à traiter, la comparaison se faisant avec des documents (daguerréotypes et plaques de verre) à résolution et qualité plus limitées : pour cette période, un écroulement doit avoir un volume minimal de 600 à 800 m³ pour pouvoir être relevé.

La reconstitution de l'évolution de la paroi passe par trois étapes. La première est la délimitation des niches d'arrachement repérées sur une série de photographies qui servent de référence pour chaque décennie. Puis l'étude approfondie des niches permet de déterminer les périodes caractérisées par des modifications morphologiques et colorimétriques de la paroi engendrées par un ou plusieurs écroulements (fig. 3). La dernière étape précise les dates des écroulements recensés, en complétant la série de référence par des photographies intermédiaires et des cahiers de courses, des livres de refuges, des topoguides ou des revues d'alpinisme (Bulletin du Club Alpin Français par exemple).

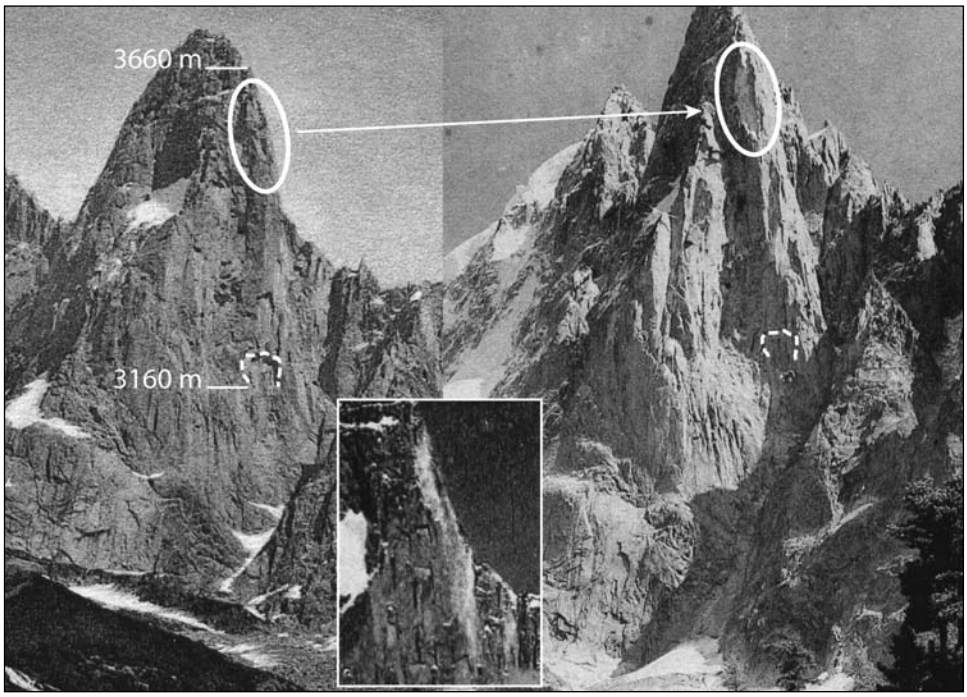


Fig. 3 – **Comparaison de photographies de la face ouest des Drus.** À gauche : vers 1900 (Jullien frères) depuis la Pierre à Bayer, 2090 m d'altitude, angle de vue : N 115° ; à droite : 1908 (auteur inconnu) depuis le Montenvers, 1913 m d'altitude, angle de vue, N100° ; au centre : cicatrice de l'écroulement de 1905, vue durant l'hiver 1905-1906 (auteur inconnu) ; tiretés : cicatrice d'un écroulement antérieur à la fin du petit âge glaciaire.

*Fig. 3 – **Photo-comparison of the West Face of Les Drus.** Left: ca 1900 (Jullien brothers) from la Pierre à Bayer, 2090 m a.s.l, view angle, N115°; right: 1908 (unknown author) from le Montenvers, 1913 m a.s.l, view angle, N100°; centre: the 1905 rockfall scar, seen during the 1905-1906 winter (unknown author); dotted line: scar of a rockfall that occurred before the end of the LIA.*

Faute d'un Modèle Numérique de Terrain suffisamment précis (la résolution du MNT de l'IGN étant de 50 m) et puisque la cartographie des parois verticales voire surplombantes est difficile, nous avons estimé les volumes rocheux écroulés à partir de données topométriques spécifiques. Le modèle 3D à haute résolution obtenu requiert d'abord une scannerisation par laser terrestre (*laserscanning*) depuis l'arête des Flammes de Pierre (fig. 2) à l'aide d'un Optech ILRIS

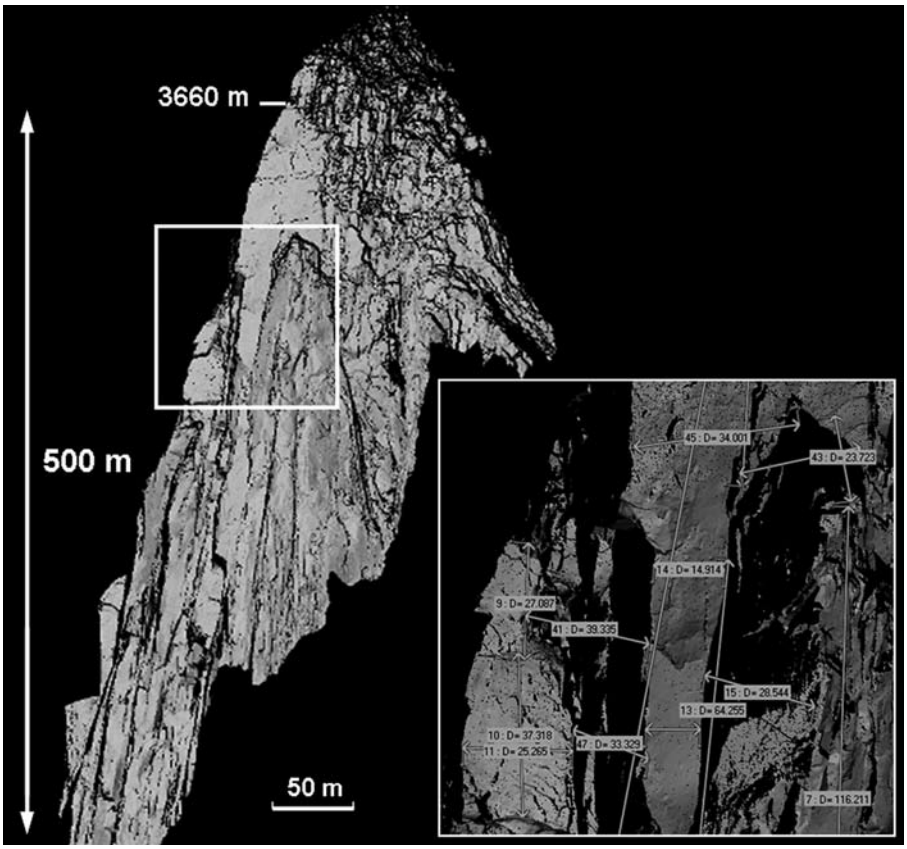


Fig. 4 – **Mesures sur le modèle de terrain 3D à haute résolution de type TIN (Triangular Integrated Network).** À gauche, modèle général de la face (octobre 2005) ; à droite, détail du modèle avec mesures (en mètres).

*Fig. 4 – **Measurements on the high-resolution TIN (Triangular Integrated Network) model.** Left: general model of the face (October 2005); right: detail of the model with measurements (in meters).*

3D (portée utile : 800 m ; résolution à 100 m : 3 mm ; Ravanel et Deline, 2006). Puis les données sont traitées dans la suite logicielle PolyWorks d'InnovMetric qui intègre un ensemble d'outils de traitement de nuages de plusieurs millions de points. Enfin, une fois constitué un nuage de points général, celui-ci est transformé automatiquement en un modèle polygonal 3D à haute résolution de type TIN (*Triangular Integrated Network*), sur lequel peuvent alors être effectuées des mesures (fig. 4). Pour évaluer chaque volume écroulé, on identifie sur les photographies différents éléments rocheux présents sur la paroi (dalles ou dièdres par exemple) dont les dimensions (largeur, hauteur, profondeur) peuvent être comparées avec des éléments aujourd'hui disparus. Les dimensions de ces éléments présents sont ensuite mesurées sur le modèle 3D, ce qui permet par comparaison d'estimer progressivement les volumes disparus. Des photographies de la face ouest prises selon des angles de vue différents facilitent l'estimation de l'épaisseur des éléments disparus, qui reste la dimension la plus difficile à déterminer. La précision de la mesure des volumes détachés est d'autant plus faible que les documents sont anciens, avec une marge d'erreur qui peut atteindre 15 à 20 %.

L'évolution du versant entre 1850 et 2005

De la fin du petit âge glaciaire jusqu'au milieu du XXe siècle, les écroulements sont rares. À la fin de cette période, sept niches d'arrachement peuvent être identifiées sur les documents retenus (tab. 2) grâce à leur couleur gris clair qui se distingue de la patine fauve du granite, et aux surplombs. La fraîcheur de l'une d'elles suggère un écroulement relativement récent (fig. 3 et fig. 5). Ces sept niches s'observent sur des photographies postérieures (Jullien frères, vers 1900) sans nouvelle niche, ce qui suggère une stabilité de la face ouest des Drus pendant la seconde moitié du XXe siècle. La première cicatrice postérieure au petit âge glaciaire apparaît dans les années 1900 (fig. 3). Encore visible avant 2005 une centaine de mètres en contrebas du sommet du pilier Bonatti (vers 3 600 m d'altitude), cette cicatrice longue de 120-130 m correspond à un volume écroulé de 9 000 ± 1 000 m^3 (tab. 2). L'écroulement dont elle témoigne a été déclenché par le séisme du 13 août 1905 (Lecarme, 1906). Outre la destruction du clocher de l'église d'Argentière, ce séisme dit de Chamonix, d'une magnitude locale estimée à 5-6 (SismAlp, 2008) et d'une intensité de VII à Chamonix (SisFrance, 2008), a également causé la chute du sommet du Pic Sans Nom, dont l'altitude a alors été abaissée de 9 m, après l'avoir déjà été de 15 m en 1860. Aucun écroulement n'est ensuite reconnu jusqu'au milieu des années 1930 ; une photographie d'E. Frendo datant du début des années 1940 présente une tâche claire, caractéristique d'un petit écroulement (5 500 ± 500 m^3) survenu à la base de la cicatrice la plus fraîche observée sur les photographies de la fin du petit âge glaciaire (tab. 2).

Au cours de la période 1950-1995 se manifestent les prémisses de la crise des années 1990-2000. Le premier écroulement d'un volume supérieur à 10 000 m^3 postérieur au petit âge glaciaire eut en effet lieu en 1950 (fig. 5). C. Bonington (1992), relatant les premières tentatives d'ascension de la face ouest, fait état de cet écroulement survenu à la fin de l'été 1950, vraisemblablement entre 3 220 et 3 330 m d'altitude, et dont le volume peut être estimé à 20 000 ± 2 000 m^3 (tab. 2). Un autre écroulement se produit en juillet 1955, dont W. Bonatti (1962) est témoin, mais l'analyse photographique n'a pas permis de localiser sa cicatrice car le phénomène a probablement affecté le petit versant sud-sud-ouest du pilier (emprunté par la voie de Bonatti), non visible sur les photographies. Durant les quatre décennies suivantes, l'évolution morphodynamique est réduite. Entre 1955 et le début des années 1970, aucun événement notable ne se produit. Puis, probablement en

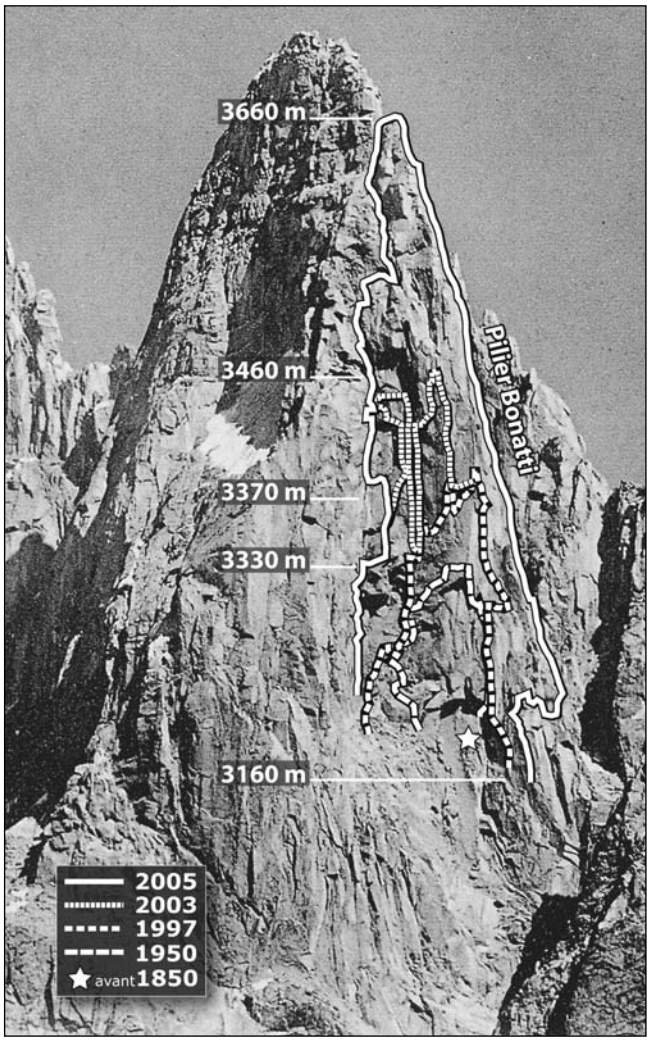


Fig. 5 – **Localisation des cicatrices d'arrachement des principaux écroulements (1950, 1997, 2003 et 2005) sur la face ouest des Drus (ph. Charnaux frères)**. Etoile : cicatrice d'un écroulement antérieur à la fin du petit âge glaciaire.

*Fig. 5 – **Location of the scars of the main rockfalls (1950, 1997, 2003 and 2005) on the west face of Les Drus (ph. Charnaux brothers).** Star: scar of a rockfall that occurred before the end of the LIA.*

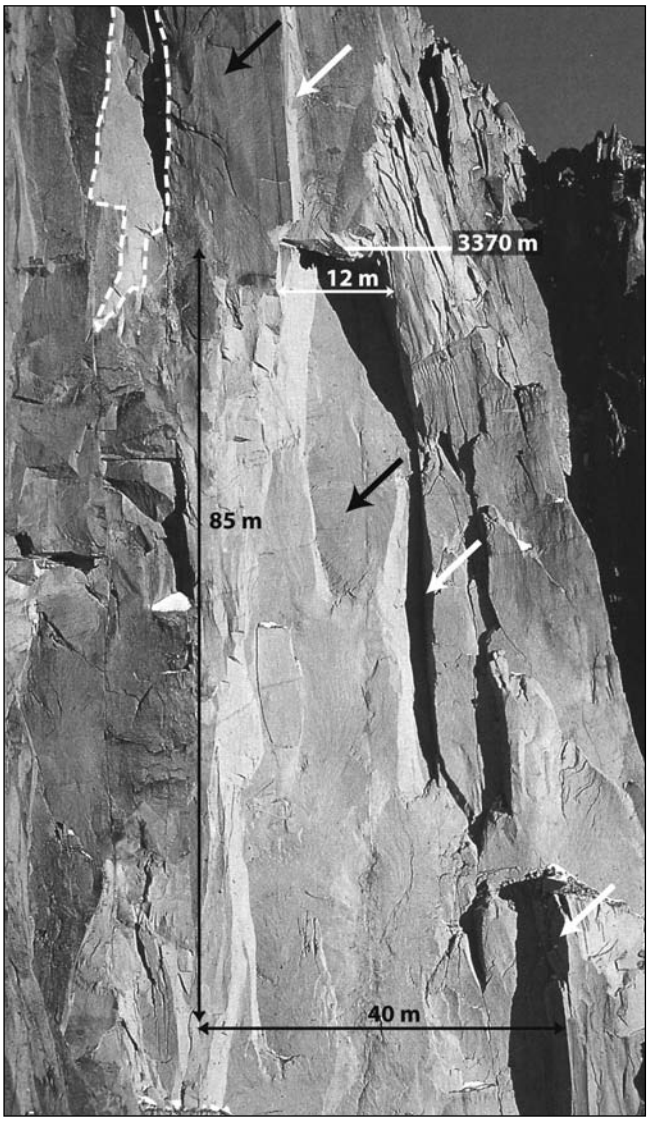


Fig. 6 – **Moitié supérieure de la niche d'arrachement de l'écroulement de septembre 1997 (ph. J.-C. Marmier, 1998).** Flèches blanches : plans de fractures N 30°E – 75°NW ; flèches noires : plans de fractures N 120°E – 80° NW ; tiretés : cicatrice de l'écroulement de 1992.

*Fig. 6 – **Upper half of the rockfall scar of September 1997 (ph. J.-C. Marmier, 1998).** White arrows: fractures plans N 30°E – 75°N; black arrows: fractures plans N 120°E – 80° NW; dotted line: scar of the 1992 rock fall.*

1975, une première niche d'arrachement apparaît, située au niveau d'un grand dièdre, une centaine de mètres au-dessus du surplomb créé par l'écroulement de 1950 (fig. 6), qui correspond à un phénomène plus petit (350 ± 50 m^3). Une seconde niche se forme sur le bord ouest du surplomb de 1950 à l'occasion de l'écroulement du 9 août 1992 (1750 ± 250 m^3), au terme d'une période particulièrement chaude (altitude de l'isotherme 0 °C supérieure à 4 000 m depuis mi-juillet) et orageuse (Bozonnet, 1994 ; tab. 2).

La période de 1997 à 2005 est celle des écroulements majeurs**.** Le 18 septembre 1997 à 01 h 33, le premier se produit ; deux alpinistes qui bivouaquaient au-dessus de la niche d'arrachement avaient entendu des craquements dès 21 h. Un second a lieu le 28 septembre 1997 en début d'après-midi puis à 18 h 30. Les volumes détachés lors des deux événements semblent avoir été du même ordre, avec un volume total de 27 500 ± 2 500 m^3 (fig. 5 ; tab. 2). Ces écroulements ont emporté le surplomb de 1950, une grande traînée blanche marquant la face ouest, tandis que des écoulements d'eau ont été observés dans la cicatrice alors que le reste de la face restait sec. La principale fracture (N120°E-80°NW) qui a conditionné la rupture en glissement plan avait déjà guidé la rupture de 1950 (fig. 6). À partir de 1998, de nombreux témoignages d'alpinistes font état de très fréquentes petites chutes de pierres dans la face ouest, mais pendant l'été caniculaire de 2003, c'est un volume de 6 500 ± 500 m^3 qui s'est écroulé au début du mois d'août (tab. 2). Le surplomb formé en 1997 « remonte » d'une dizaine de mètres, et deux grandes plaques se sont détachées au-dessus de celui-ci (fig. 5). À nouveau, des chutes

Tableau 2 – **Caractéristiques des écroulements de la face ouest des Drus depuis 1905.**

*Table 2 – **Characteristics of rockfalls and rock avalanches on the West Face of Les Drus since 1905.***

Date de l'écroulement	Altitude (m) de la niche	L x l x e moyennes (m) de la niche	Volume (x 10^3 m^3) de la niche
1905 (13/08)	3 500-3 630	130 x 12 x 6	9 ± 1
1935-40	3 130-3 165	35 x 30 x 6	5,5 ± 0,5
1950	3 220-3 330	110 x 55 x 4	20 ± 2
c. 1975	3 300-3 330	30 x 5 x 3	0,35 ± 0,05
1992 (09/08)	3 350-3 410	60 x 8 x 3	1,75 ± 0,25
1997 (17-18/09, 28/09)	3 200-3 370	170 x 60 x 3	27,5 ± 2,5
2003 (02-03/08)	3 370-3 460	90 x 40 x 2	6,5 ± 0,5
2005 (29-30/06)	3 140-3 660	520 x 65 x 8	265 ± 10
Total	3 130-3 660		335 ± 15

de blocs affectent la face pendant la période qui suit. En juin 2005, elles s'intensifient jusqu'aux événements des 29 et 30 juin, quand une série d'écroulements démantèle le pilier sud-ouest du Petit Dru, gravi cinquante ans plus tôt pour la première fois et en solitaire par Walter Bonatti (Bonatti, 1962). Trois écroulements se produisent le 29 juin : à 11 h 03, le surplomb formé pendant l'été 2003 « remonte » de 120 m environ ; à 13 h 53, la moitié ouest du pilier Bonatti se détache ; située au sud de la cicatrice formée à 11 h 03, elle est étroite mais haute de 200-300 m, et le volume du nuage de poussière confirme qu'il s'agit de l'épisode principal du 29 juin ; à 14 h 22, la partie mise en surplomb quelques heures auparavant s'effondre, avec une « remontée » totale de la niche d'arrachement de 150 m environ par rapport à 2003. Alors que le nouveau surplomb se situe 130-140 m sous le sommet du pilier Bonatti, l'écroulement principal a lieu le 30 juin vers 03 h 00 et emporte l'ensemble du cylindre qui forme ce sommet. Jusqu'à la fin du mois de juillet 2005, les chutes de blocs sont très nombreuses, avec plusieurs petits écroulements (par exemple le 17 juillet à 7 h 05). Deux écroulements plus importants sont observés en septembre 2005 depuis le Montenvers ou les Tines. Celui du 8 septembre à 13 h 27 est déclenché par le séisme de magnitude locale 4.6 dit de Vallorcine (SismAlp, 2008), qui purge des blocs devenus instables en juin. Le second écroulement se produit le 27 septembre vers 8 h 30, sans secousse sismique. La séquence estivale de 2005 a mobilisé un volume total de 265 000 ± 10 000 m^3 (tab. 2 ; fig. 5).

Recouvrant des dépôts d'écroulement antérieurs, celui de 2005 s'étend sur 90 000-95 000 m^2 sur le glacier des Drus et son complexe morainique (fig. 3). Les distances de parcours maximales verticale et horizontale pour 2005 sont 1 200 m et 1 330 m, respectivement. La morphologie et l'extension du dépôt ont été largement conditionnées par la topographie du secteur (fig. 1) : la canalisation de la masse écroulée par le Rognon des Drus et la moraine latérale explique le lobe principal du dépôt sur la marge droite du glacier des Drus ; seul un lobe secondaire de 300 m de long a débordé la moraine. Les débris sont très anguleux et hétérométriques. Dans le secteur proximal, les blocs métriques sont emballés dans une matrice sablo-argileuse très abondante qui provient du concassage des blocs lors du déplacement des masses écroulées. Cette matrice disparaît progressivement jusqu'au secteur distal du dépôt, composé de blocs pluridécimétriques. Les plus gros blocs (30-35 m^3, jusqu'à 100 m^3) sont localisés dans le secteur central du dépôt, dont la topographie est très chaotique : ces mégablocs reposent sur de plus petits qui en recouvrent d'autres plus ou moins emballés dans la matrice sablo-argileuse. L'épaisseur du dépôt, supérieure à 5 m sur le quart de sa superficie, dépasse localement 10 m ; elle diminue depuis le secteur central du dépôt jusqu'au front du lobe principal.

Discussion

La succession des écroulements qui a affecté la face ouest des Drus depuis 1950 constitue un exemple de propagation de l'instabilité depuis le pied vers le haut d'une paroi rocheuse, avec mises en surplomb successives de masses rocheuses. Les grands écroulements qui ont affecté le Grand Pilier d'Angle (bassin glaciaire de la Brenva, massif du Mont-Blanc) sur un commandement de 800 m en novembre 1920 se sont produits de la même manière, mais en une semaine seulement (Deline, 2001). Avec la disparition du pilier Bonatti, les écroulements de 2005 mettent fin à une période d'érosion régressive active à partir de 1950 (fig. 5) et probablement ouverte avant la fin du petit âge glaciaire, comme le suggère la niche d'arrachement de pied de pilier, formée avant les années 1850 (fig. 3 et 5).

Dans les roches cohérentes, les dimensions des écroulements dépendent des discontinuités préexistantes, le long desquelles des volumes rocheux sont déstabilisés par un ou plusieurs facteurs de déclenchement (Hoek et Bray, 1981 ; Jaboyedoff *et al.*, 1999 ; Abramson *et al.*, 2001 ; Frayssines, 2005). En haute montagne, trois facteurs principaux, éventuellement combinés, peuvent déclencher des écroulements rocheux si les conditions structurales sont favorables (Evans et Gardner, 1989) : l'activité sismique, la décompression post-glaciaire et la dégradation du pergélisol.

Vingt-trois séismes d'une intensité supérieure ou égale à III ont été enregistrés à Chamonix durant la période 1850-2005 (SisFrance, 2008), dont deux d'une intensité supérieure à V. Seul l'écroulement du 13 août 1905 (intensité VII à Chamonix) est concomitant de l'un des séismes. Si le rôle des séismes dans la préparation des écroulements est probable, il est difficile à mesurer. Le séisme d'intensité VII à Chamonix survenu le 29 avril 1905 a ainsi pu préparer l'écroulement du 13 août.

Le retrait post-würmien des glaciers engendre la décompression des versants rocheux, ce qui favorise leur déstabilisation (Evans et Clague, 1994 ; André, 1997 ; Ballantyne,

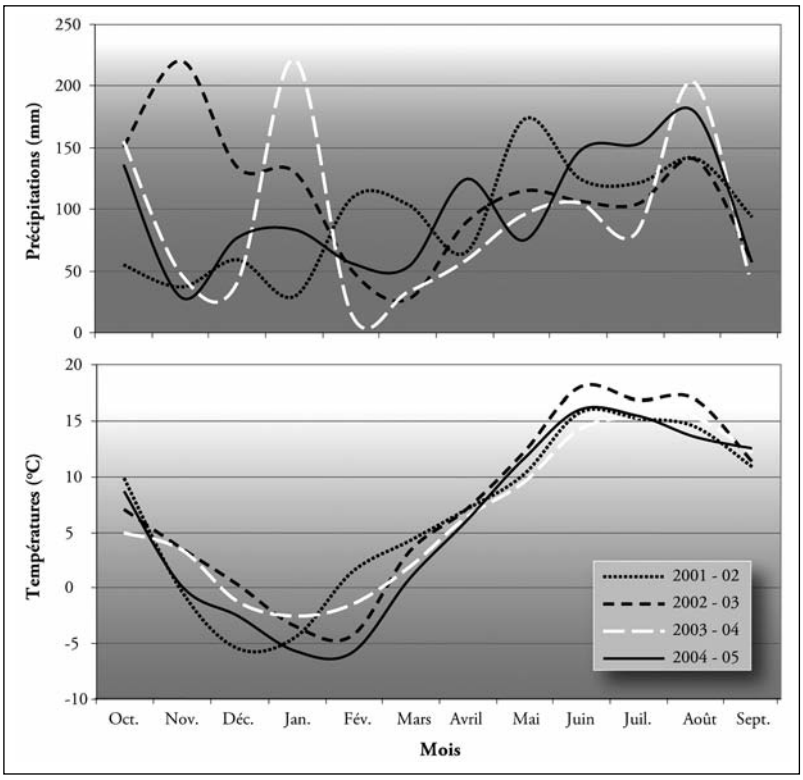


Fig. 7 – **Cumuls mensuels des précipitations et températures moyennes mensuelles de l'air à Chamonix, d'octobre 2001 à septembre 2005** (station météorologique du Bouchet, 1 042 m, 5 km à l'ouest des Drus).

Fig. 7 – ***Monthly total rainfall and mean monthly air temperature in Chamonix, from October 2001 to September 2005*** *(Le Bouchet meteorological station, 1042 m a.s.l., 5 km west of Les Drus).*

2002 ; Cossart *et al*., 2008), mais ce contrôle paraglaciaire ne s'est probablement pas exercé sur la face ouest des Drus car, comme l'indique la *trimline*, la surface du glacier würmien était située plus de 300 m sous la niche d'arrachement de 1950 (Coutterand et Buoncristiani, 2006). Par ailleurs, le glacier des Drus pendant le petit âge glaciaire n'avait que quelques dizaines de mètres d'épaisseur de plus qu'actuellement comme le montre un remarquable dessin de S. Birmann de 1823 (Nussbaumer *et al*., 2005-2006), et cette faible variation n'a pas eu d'effet sur la stabilité de la face ouest des Drus.

Enfin, la dégradation de la glace dans les fissures du fait des modifications actuelles du pergélisol (condition thermique dans le sol ou la roche, caractérisée par une température négative pendant au moins deux années consécutives) constitue un dernier facteur déclenchant. Contrairement à d'autres niches d'arrachement récentes dans les Alpes, il n'a pas été observé de glace dans la cicatrice de juin 2005 aux Drus, mais des écoulements d'eau inhabituels et parfois abondants ont perduré durant une partie de l'été à l'intérieur et à proximité de la cicatrice, larges parfois de plusieurs dizaines de mètres. Comme la neige était absente de la face ou de l'épaule du Petit Dru, ces écoulements pourraient résulter de la fonte de la glace présente dans la paroi ou/et des abondantes précipitations de juin, juillet et août 2005 (fig. 7). Sans atteindre les valeurs de 2003, le mois de juin 2005 fut relativement chaud (fig. 7), et la combinaison de fortes précipitations et de températures élevées est très favorable à la dégradation du pergélisol (conduction et advection thermiques). On observe également une concordance temporelle entre les écroulements aux Drus et les périodes les plus chaudes du dernier siècle (fig. 8). Dans le massif du Mont-Blanc comme ailleurs dans les Alpes, la période 1942-1953 et celle de 1982 à aujourd'hui ont connu les étés les plus chauds depuis la fin du petit âge glaciaire (Casty *et al*., 2005). Ainsi, les étés de 1947, 1950, 1952, 1994 et 2003 ont connu des anomalies positives de température de 1,5–2 °C voire 4,4 °C par rapport à la période de référence 1901-2000, tandis que les années 1994, 2000, 2002 et surtout 2003 ont été les plus chaudes dans les Alpes depuis l'an 1500 (Casty *et al*., 2005). Ce réchauffement climatique s'est traduit par une remontée moyenne de la limite inférieure du pergélisol dans les Alpes de plus de 150 m depuis la fin du petit âge glaciaire (Haeberli *et al*., 1997). Une modélisation de la distribution du pergélisol dans les parois de haute altitude (Noetzli *et al*., 2007) indique sa présence à partir de 2 700–2 800 m d'altitude dans la face ouest des Drus, ce que tendent à confirmer des données de températures de parois rocheuses acquises depuis 2005 dans le cadre du projet *PERMAdataROC*. Trois capteurs de température ont ainsi été installés à 3, cm 30 cm et 55 cm de profondeur sur le versant nord-ouest des Flammes de Pierre (3 250 m d'altitude), à 250 m de la face ouest des Drus (fig. 2). Du 26/09/2007 au 24/09/2008, les températures moyenne annuelle, minimale et maximale de la roche à 55 cm de profondeur ont été, respectivement, – 2.2 °C, – 12.9 °C et + 9.3 °C, avec 211 jours de température négative (P. Pogliotti, comm. écrite). Cette température moyenne annuelle négative atteste la présence du pergélisol. L'occurrence de températures positives résulte du fait que le capteur est implanté dans la couche active du permafrost (couche en subsurface soumise au dégel saisonnier), qui atteint dans les parois rocheuses alpines (exposition nord, 3 000 m d'altitude) une profondeur de 4,5 à 7 m selon les années (Gruber *et al*., 2004). L'augmentation de la température moyenne annuelle de l'air, qui atteint près de 2 °C dans les Alpes depuis 1900 (fig. 8), contrôle d'autant plus celle de la température moyenne annuelle dans les parois rocheuses que l'on est proche de leur surface. Dans la face ouest des Drus, cette évolution est favorisée par le flux de chaleur latéral qui se propage depuis la face sud, bien exposée à la radiation solaire (Gruber et Haeberli, 2007).

Ce faisceau d'éléments suggère que les écroulements de la face ouest des Drus depuis la fin du petit âge glaciaire ont affecté une paroi dont le pergélisol a probablement subi une dégradation rapide pendant la seconde moitié du XXe siècle. La conduction et l'advection sont les deux types de transfert de chaleur à l'origine de ces modifications accélérées de l'état thermique de la paroi ouest qui entraînent la dégradation des joints de glace. La conduction produit la couche ac-

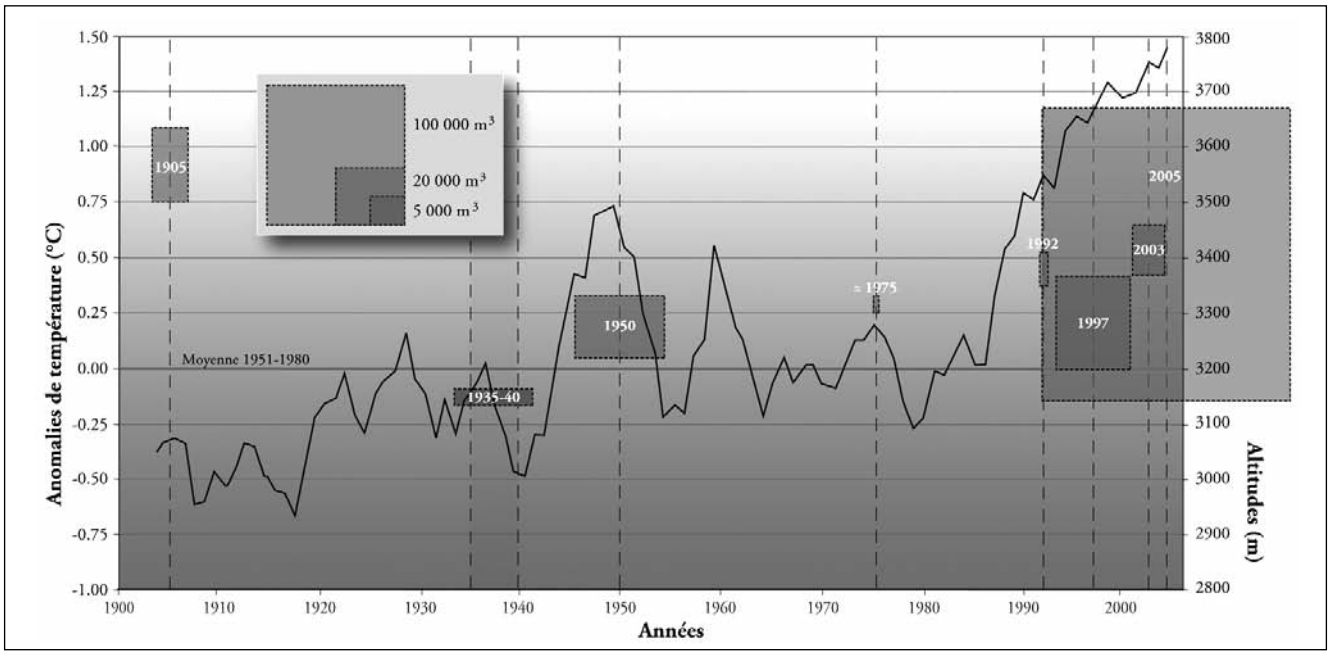


Fig. 8 – **Évolution de la température moyenne annuelle de l'air dans les Alpes et du volume et de la fréquence des écroulements rocheux dans la face ouest des Drus entre 1905 et 2005** (données de température : Haeberli et Beniston, 1998 ; WSL, 2008). Les quadrilatères en tireté représentent les différents écroulements.

*Fig. 8 – C**hanges in mean annual air temperature in the Alps and in volume and frequency of rockfalls in the West face of Les Drus between 1905 and 2005** (temperature data: Haeberli and Beniston, 1998; WSL, 2008). Dotted quadrilaterals represent the different rockfalls.*

tive du pergélisol, dont l'approfondissement certaines années pourrait en partie expliquer les écroulements mineurs de la face ouest des Drus (en 1992 et 2003 par exemple). La circulation de l'eau dans les fractures de la roche permet par advection thermique la fusion de joints de glace en profondeur, qui peut aboutir comme dans le cas des Drus à la déstabilisation de volumes rocheux très importants (Gruber et Haeberli, 2007).

L'analyse géomorphologique du secteur suggère une forte occurrence d'écroulements depuis les parois rocheuses pendant l'Holocène. Celles-ci dominent le petit glacier noir des Drus (0,2 km^2 ; fig. 1), dont la couverture détritique supraglaciaire et la moraine massive, constituées essentiellement par des débris anguleux, résultent de l'éboulisation, des éboulements et des écroulements qui affectent ces parois. La couverture détritique, qui contribue à la conservation du glacier malgré son altitude basse (front à 2 400 m, rimaye à 2 670 m) grâce à la forte réduction de l'ablation (Nakawo et Rana, 1999), témoigne de l'occurrence d'éboulements et écroulements, depuis au moins la fin du petit âge glaciaire, tandis que le bastion morainique, dont la crête du secteur frontal domine de 150 m le substratum rocheux apparent, a été construit pendant l'Holocène, après le retrait du glacier tardiglaciaire de Chamonix (Coutterand et Nicoud, 2005). Enfin, alors que certaines parois du massif du Mont-Blanc sont stables depuis plusieurs milliers voire dizaines de milliers d'années comme le montre leur patine fauve très foncée (Böhlert *et al*., 2008), ce n'est pas le cas de la face ouest des Drus, sur laquelle la patine fauve présente une faible extension (fig. 2).

Conclusion

En entraînant la disparition du pilier Bonatti, les grands écroulements de 2005 (265 000 ± 10 000 m^3) ont mis un terme pour la face ouest des Drus à une crise morphodynamique qui a débuté avant la fin du petit âge glaciaire et s'est considérablement accélérée à partir de 1950 (fig. 8). La comparaison des photographies de la paroi révèle en effet la formation d'une niche au pied du pilier avant 1850, puis l'occurrence de huit écroulements depuis 1905, dont six depuis 1950, atteignant un volume total de 335 000 ± 15 000 m^3. La sismicité n'a déclenché directement que l'écroulement de 1905, et les autres écroulements ne peuvent être considérés comme paraglaciaires puisque le secteur affecté constituait un nunatak non englacé lors du dernier maximum glaciaire (Würm). En revanche, le facteur climatique pourrait expliquer le déclenchement des écroulements postérieurs à 1905, comme le suggère la concordance des dates de leur occurrence et des périodes les plus chaudes depuis la fin du petit âge glaciaire. Plusieurs éléments étayent l'hypothèse d'une dégradation du pergélisol comme principal facteur déclencheur des écroulements documentés. Ces écroulements ont affecté des secteurs pour lesquels la modélisation prévoie un pergélisol, dont la dégradation actuelle est observée et mesurée dans les Alpes suisses (Gruber et Haeberli, 2007) comme dans le secteur des Drus (températures faiblement négatives mesurées sur l'arête des Flammes de Pierre). Des écoulements d'eau inhabituels ont été observés dans les cicatrices des écroulements de 1997 et 2005, tandis que les fractures subverticales qui ont détermi-

né les principaux écroulements (1950, 1997, 2003 et 2005) favorisent des transferts de chaleur par advection (circulation d'eau), plus efficace que la conduction. Alors que les volumes des écroulements de la face ouest des Drus sont largement déterminés par la fracturation, leur déclenchement semble ainsi soumis à un contrôle climatique.

Dans le contexte du réchauffement climatique prévu pour le XXIe siècle (IPCC, 2007), il est probable que ces écroulements rocheux en haute montagne deviendront plus fréquents et plus volumineux (Beniston, 2005 ; Gruber *et al*., 2004 ; Gruber et Haeberli, 2007). Le renforcement de cet aléa très destructeur devrait accroître le risque dans des espaces dont la vulnérabilité (habitat, axes de transport, téléphériques, refuges, alpinistes) a beaucoup augmenté depuis un demi-siècle, d'autant que les fonds de vallée peuvent être menacés par d'autres processus (avalanches, coulées boueuses) engendrés par les grands écroulements rocheux (Deline, 2001 ; Huggel *et al*., 2005). Il importe donc de mieux appréhender l'évolution morphodynamique actuelle mais aussi récente des parois rocheuses de haute altitude, en lien avec la dégradation de leur pergélisol.

Remerciements

Les auteurs remercient deux relecteurs anonymes pour leurs suggestions, J.-C. Thouret pour ses nombreuses remarques et corrections, et D. Mercier pour ses conseils. Ils remercient également la Compagnie des Guides de Chamonix et le musée alpin pour leur concours, S. Jaillet (EDYTEM) pour son soutien technique, P. Pogliotti (Université de Turin, ARPA VdA) pour les données de températures de paroi, M.P. Kirkbride (Université de Dundee), M. Rossi (EDYTEM) et Y. Battiau-Queney pour la révision du résumé et de la version abrégée en anglais.

Références

Abramson L., Lee T., Sharma S., Boyce G. (2001) – *Slope stability and stabilization methods*. Wiley, New York, 736 p.

André M.-F. (1997) – Holocene rockwall retreat in Svalbard: a triple rate evolution. *Earth Surface Processes and Landforms* 22, 423-440.

Ballantyne C.K. (2002) – Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews* 21, 1935-2017.

Beniston M. (2005) – Changement climatique et impacts possibles dans la région alpine. *Revue de Géographie Alpine*, 93, 13-32.

Böhlert R., Gruber S., Egli M., Maisch M., Brandová D., Ivy-Ochs S., Kubik P.W., Deline P., Haeberli W. (2008) – Comparison of exposure ages and spectral properties of rock surfaces in steep, high Alpine rock walls; a field study at Aiguille du Midi (France). *In* Kane D.L., Hinkel K.M. (Eds.): *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost 2008*, Institute of Northern Engineering, university of Alaska Fairbanks, 143-148.

Bonatti W. (1962) – *À mes montagnes*. Arthaud, Paris, 317 p.

Bonington C. (1992) – *Deux siècles d'histoire de l'alpinisme*. Delachaux et Niestlé, Neuchâtel, 285 p.

Bozonnet R. (1994) – Processus exceptionnels en haute montagne dans le massif du Mont-Blanc pendant l'été 1992. *Revue de Géographie Alpine*, 82 (1), 85-92.

Casty C., Wanner H., Luterbacher J., Esper J., Böhm R. (2005) – Temperature and precipitation variability in the European Alps since 1500. *International Journal of Climatology* 25, 1855-1880.

Cossart E., Braucher R., Fort M., Bourlès D.L., Carcaillet J. (2008) – Slope instability in relation to glacial debuttressing in alpine areas (Upper Durance catchment, southeastern France): evidence from field data and ^{10}Be cosmic ray exposure ages. *Geomorphology* 95, 3-26.

Coutterand S., Nicoud G. (2005) – Les stades de retrait du glacier de l'Arve entre le verrou de Cluses et l'ombilic de Chamonix au cours du Tardiglaciaire (Vallée de l'Arve, Haute-Savoie). *Quaternaire*, 16 (2), 85-94.

Coutterand S., Buoncristiani J.-F. (2006) – Paléogéographie du dernier maximum glaciaire du Pléistocène récent de la région du massif du Mont-Blanc (France). *Quaternaire*, 17 (1), 35-43.

Deline P. (2001) – Recent Brenva rock avalanches (Valley of Aosta): new chapter in an old story? *Supplemento Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 5, 55-63.

Deline P. (2008) – Interactions between rock avalanches and glaciers in the Mont-Blanc massif during the late Holocene. *Quaternary Science Reviews*, doi: 10.1016/j.quascirev. 2008.09.025.

Deline P., Jaillet S., Rabatel A., Ravanel L. (2008) – Ground-Based LiDAR data on permafrost-related rock fall activity in the Mont-Blanc massif. *In* Kane D.L., Hinkel K.M. (Eds.): *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost 2008*, Institute of Northern Engineering, university of Alaska Fairbanks, 349-354.

Demaison R. (1971) – *La montagne à mains nues*. Flammarion, Paris, 302 p.

Evans S.G., Gardner J.S. (1989) – Risques de catastrophes naturelles dans la Cordillière canadienne. *In* Fulton R.J. (Ed.) : *Le Quaternaire du Canada et du Groenland* (Commission Géologique du Canada), 1, 756-767.

Evans S.G., Clague J.J. (1994) – Recent climatic change and catastrophic geomorphic processes in mountain environments. *Geomorphology* 10, 107-128.

Fischer L., Kääb A., Huggel C., Noetzli J. (2006) – Geology, glacier changes, permafrost and related slope instabilities in a high-mountain rock wall: Monte Rosa east face, Italian Alps. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 6, 761-772.

Frayssines M. (2005) – *Contribution à l'évaluation de l'aléa éboulement rocheux (rupture)*. Thèse de l'université Joseph Fourier (Grenoble 1) 218 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 2003. *Geophysical Research Letters* 31, L13504.

Haeberli W., Beniston M. (1998) – Climate change and its impacts on glaciers and permafrost in the Alps. *Ambio* 27, 258-265.

Haeberli W., Wegmann M., Vonder Mühll D. (1997) – Slope stability problems related to glacier shrinkage and permafrost degradation in the Alps. *Eclogae Geologicae Helveticae* 90, 407-414.

Hoek E., Bray J.W. (1981) – *Rock slope engineering*. The Institution of Mining and Metallurgy, London. 525 p.

Huggel C., Zgraggen-Oswald S., Haeberli W., Kääb 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 (2), 173-187.

IPCC (2007) – *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, 996 p.

Jaboyedoff M., Baillifard F., Marro C., Philippossian F., Rouiller J.D. (1999) – Detection of rock instabilities: Matterock methodology. *In* Masuya H., Labiouse V. (Eds.): *Proceedings of the Joint Japan-Swiss scientific on Impact Load by Rock Falls and Design of protection Structures*. Kanazawa, 37-43.

Lecarme J. (1906) – Le tremblement de terre du 13 août 1905 observé en haute montagne. *Montagne* (Revue du Club Alpin Français) 1, 421-425.

Mollier C. (2004) – *Mer de Glace et Vallée Blanche : histoire et histoires*. Mollier, Chamonix, 191 p.

Nakawo M., Rana B. (1999) – Estimate of ablation rate of glacier ice under a supraglacial debris layer. *Geografiska Annaler* 81A (4), 695-701.

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.

Nussbaumer S.U., Zumbühl H.J., Steiner D. (2005-2006) – Fluctuations of the Mer de Glace (Mont-Blanc area, France) AD 1500 – 2050: an interdisciplinary approach using new historical data and neural network simulations. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 40, 3-183.

Ravanel L., Deline P. (2006) – Nouvelles méthodes d'étude de l'évolution des parois rocheuses de haute montagne : application au cas des Drus. *In* Amelot F. (Ed.): *La gestion du risque au Pays du Mont-Blanc*. Actes du colloque Géologie et risques naturels, Centre de la Nature Montagnarde, Sallanches, 48-53.

SisFrance (2008) – http://www.sisfrance.net/, consulté en nov. 2008.

SismAlp (2008) – http://sismalp.obs.ujf-grenoble.fr/, consulté en mars 2008.

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.

Spies W., Decker Heftler S. de (2003) – *Montblanc. Die Eroberung durch die Fotografie*. Dumont, Köln, 152 p.

WSL (2008) – http://www.wsl.ch/, consulté en décembre 2008.

Article soumis le 20 juin 2008, accepté le 10 décembre 2008.