



HAL
open science

Eboulis et glaciers rocheux de la combe de Laurichard (Hautes-Alpes) - Trente années de recherches sur un milieu périglacière de haute montagne

Bernard Francou, Xavier Bodin, Vincent Jomelli

► **To cite this version:**

Bernard Francou, Xavier Bodin, Vincent Jomelli. Eboulis et glaciers rocheux de la combe de Laurichard (Hautes-Alpes) - Trente années de recherches sur un milieu périglacière de haute montagne. 2020. <hal-03001340>

HAL Id: hal-03001340

<https://hal.science/hal-03001340v1>

Submitted on 22 Dec 2020

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.



HAL Authorization

B. Francou, X. Bodin & V. Jomelli

Éboulis et glaciers rocheux de la combe de Laurichard (col du Lautaret, Hautes-Alpes)

À quelle vitesse se détruisent les
montagnes ?



Les cahiers illustrés
du Lautaret

2020 - n° 9

Ce neuvième Cahier illustré du Lautaret est le premier qui permet au lecteur de rentrer dans la tête du chercheur. D'abord, se poser des questions, en apparence assez simples. Puis, essayer d'y répondre. Ouvrir grand les yeux, être curieux. Observer ce monde qui est le nôtre. Ensuite, formuler des hypothèses : et si... ? Et pourquoi... ? Peut-être que... ? Effectuer des expériences si cela est possible. Recommencer, plusieurs fois. Douter toujours. Vérifier. Se méfier des idées préconçues ou trop évidentes, garder l'esprit ouvert. Tirer des conclusions, prudentes ; enfin laisser la main aux générations suivantes...

Bernard Francou a consacré la première partie de sa vie de chercheur à étudier les glaciers rocheux, ces glaciers que souvent le promeneur ignore, sous terre, recouverts par une couche de cailloux pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres. Si vous êtes en ce moment en train de feuilleter ce livre sur la terrasse de la galerie de l'Alpe du jardin du Lautaret, l'un d'entre eux est là, sous vos yeux. A travers ce Cahier illustré du Lautaret, vous entrez dans le quotidien ardu du chercheur : depuis combien de temps ce glacier, pourtant invisible, est-il là ? D'où vient-il ? En quoi est-il intéressant d'étudier un tel phénomène ? Quel lien avec le changement climatique actuel ? D'où viennent les cailloux qui le recouvrent ? Comment se forme un éboulis ? Et finalement... à quelle vitesse les montagnes s'effondrent-elles ?

Ce Cahier illustré du Lautaret s'adresse à ceux qui veulent se mettre réellement dans la peau du scientifique, en entrant dans le détail de l'analyse fine des processus. Ici, on examinera par le menu ce que le commun des promeneurs appellera un tas de cailloux... alors que la réalité est infiniment plus riche et plus complexe ! Vous accéderez à trente ans de travaux, initiés par Bernard Francou et poursuivis par ses collègues chercheurs Vincent Jomelli et Xavier Bodin, qui utilisent, eux, ordinairement, les outils satellites, lasers et autres GPS, qui n'existaient pas à l'époque. Vous mesurez la patience nécessaire et la précision requise pour considérer de façon rigoureuse un phénomène. Les auteurs remettent également en perspective la vertigineuse accélération du changement actuel du climat avec les variations du climat passé qui ont rythmé les 20 000 dernières années.

1ère de couverture : Mesure du LIDAR (light detection and ranging) depuis la crête faîtière de la Pyramide de Laurichard en direction du glacier rocheux (photo B.Francou)

4ème de couverture : Glaciers rocheux actifs du Vallon de la Route, versant ouest du Combeynot (photo X. Bodin)

Éboulis et glaciers rocheux de la combe de Laurichard (col du Lautaret, Hautes-Alpes)

À quelle vitesse se détruisent les montagnes ?

« Les montagnes seront renversées, les parois rocheuses s'écrouleront, et toutes les murailles tomberont par terre. »

ÉZÉCHIEL, XXXVIII, 20.

Éboulis et glaciers rocheux de la combe de Laurichard (col du Lautaret, Hautes-Alpes)

À quelle vitesse se détruisent les
montagnes ?

Bernard Francou¹, Xavier Bodin², Vincent Jomelli³

¹Univ. Grenoble alpes, Institut des geosciences de l'environnement (IGE), Grenoble.

²Univ. Savoie-Mont-Blanc, Laboratoire Edytem (Environnements, dynamiques et territoires de la montagne), Chambéry.

³Laboratoire de géographie physique, Meudon-Paris.



Deuxième de couverture :
Mesure annuelle au GPS
différentiel sur le glacier
rocheux de Laurichard (photo
B.Francou)

Avec 72 illustrations

et 94 références bibliographiques

Sommaire

La combe de Laurichard : un lieu idéal pour étudier l'érosion en milieu périglaciaire* 1

La combe de Laurichard à grands traits... 5

Températures au fond de la combe et sur les versants 8

Couverture de neige 13

Dans quelles conditions les roches se fracturent-elles sous l'effet du gel ? 15

Les chutes de pierres depuis les parois rocheuses : quand se produisent-elles ? 18

À quelle vitesse les parois reculent-elles sous l'effet de l'érosion ? 23

Où les fragments, au terme de leur chute, s'arrêtent-ils sur les talus d'éboulis ? 28

Ce que nous ont appris les observations directes en versant sud (adret) et en versant nord (ubac) 28

Comment la neige influe-t-elle sur la trajectoire des blocs au cours de leur chute ? Une approche expérimentale à partir du terrain. 30

Les « moraines de névés » : une interprétation qui a souvent été erronée 33

Remerciements

À Hervé Cortot, du Parc national des Écrins, secteur de Briançon, qui a constamment contribué aux mesures de terrain dans les années 1980. À nos amis disparus, Olivier Dollfus et Louis Reynaud, qui nous ont accompagnés dans la combe à de nombreuses reprises au cours des mêmes années, nous faisant bénéficier de leur expérience. À Arnaud Pêcher, pour son complément d'information sur la géologie de la combe, et à Jean-Gabriel Valay, qui a accepté de publier cette synthèse dans les Cahiers illustrés du Lautaret, au prix d'une patiente relecture pour le rendre accessible au grand public.

Les talus d'éboulis : seraient-ils plus compliqués qu'ils en ont l'air ? 35

Quelles sont les caractéristiques des talus d'éboulis ?	37
Que retenir des expériences en laboratoire ?	40
L'enseignement des observations de terrain	43
Une caractéristique à prendre en compte : la mobilité des fragments une fois déposés sur les talus	56
Un modèle pour les talus d'éboulis synthétisant expériences de laboratoire et observations de terrain	58
Mais de nombreux types d'éboulis ne se conforment pas à ce modèle...	62

Cônes d'avalanches et talus d'éboulis : qu'est-ce qui les différencie ? 69

Qu'est-ce qu'une avalanche chargée de débris ?	69
Quels sont les signes distinctifs des dépôts mis en place par les avalanches ?	72

Glaciers rocheux 76

Généralités sur les glaciers rocheux	76
Résultats des études faites sur le principal glacier rocheux de Laurichard	93

Replacer la combe de Laurichard dans le contexte des variations climatiques du passé : une brève histoire des vingt derniers millénaires 112

À l'origine des variations climatiques à diverses échelles de temps.	113
Du dernier maximum glaciaire (Würm tardif) au retrait des glaciers des grandes vallées alpines	116

Moraines de la combe et glaciers rocheux du col du Lautaret, héritages laissés par la dernière poussée glaciaire, celle du Dryas récent (environ 13,5 ka-11,5 ka BP) 121

Fort recul des conditions glaciaires et périglaciaires après 10 ka BP et jusqu'à environ 4 ka BP : période de l' « optimum climatique atlantique » 125

Reprise de conditions plus froides après 4 ka BP : Subboréal/Subatlantique et « petit âge glaciaire » 127

Conclusions 129

Références bibliographiques 131

La combe de Laurichard : un lieu idéal pour étudier l'érosion en milieu périglaciaire*

Située dans le massif du Combeynot, à une heure de marche du col du Lautaret, la combe de Laurichard est un petit cirque glaciaire parcouru l'été par des centaines de randonneurs qui se fixent comme objectif le col perché à 2 650 m (Fig.1.).

Ce que peu de visiteurs savent, c'est que cette combe a été, depuis une trentaine d'années, un site privilégié pour l'étude des processus périglaciaires* de la haute montagne. Ces travaux de recherche ont débuté dès le début des années 1980 et ont donné lieu à trois thèses de doctorat (Francou, 1988 ; Jomelli, 1997 ; Bodin, 2007), elles-mêmes suivies de nombreuses publications dans des revues scientifiques spécialisées. Un tel effort de recherche dans une si petite unité géographique sur plusieurs décennies est peu commun, aussi la combe de Laurichard est-elle devenue pour la communauté des géomorphologues un lieu de référence pour



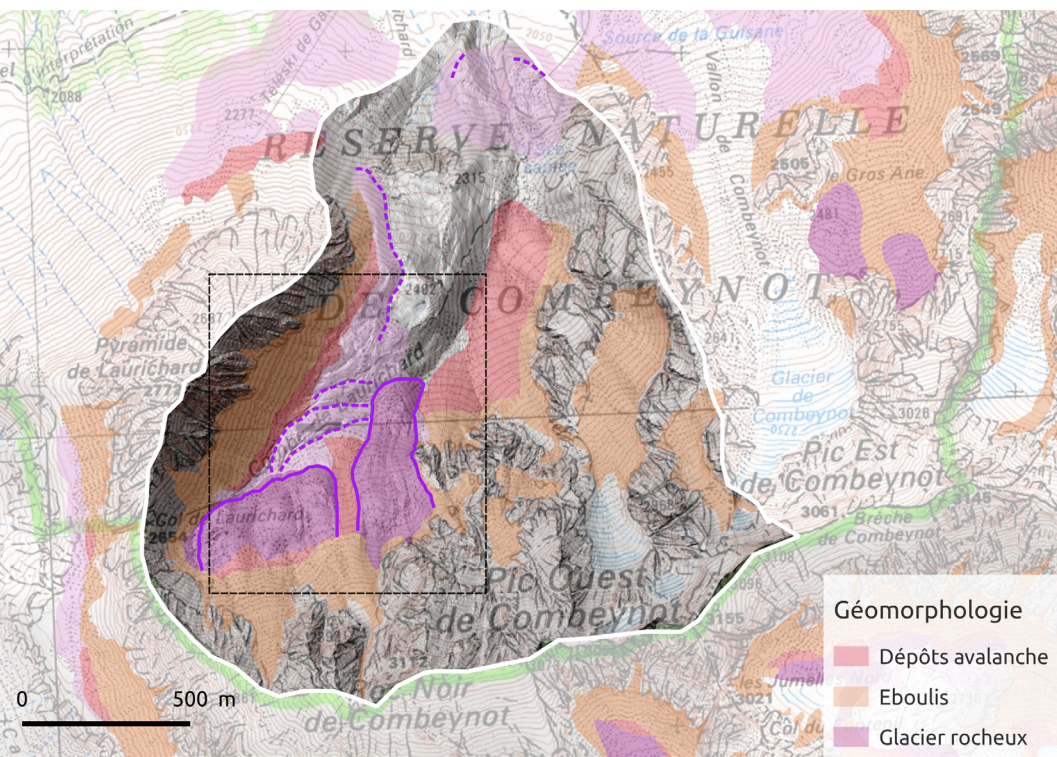
*L'étage périglaciaire (qui comprend l'étage nival et l'étage alpin) se situe dans les Alpes entre environ 3 300 m et 2 400 m. Le gel, intense et durable au cours de l'hiver, est responsable du fractionnement des roches et de la présence temporaire ou permanente de glace dans le sol. Le manteau neigeux y est présent une bonne moitié de l'année et participe à la production des débris et à leur transport. En haute montagne ou à proximité des Pôles, les milieux périglaciaires offrent un paysage minéral où l'érosion des parois rocheuses est très active, donnant au pied des versants de vastes amas de débris rocheux organisés en talus d'éboulis, cônes d'avalanches ou coulées de divers types. La couverture végétale est rase et clairsemée. En dessous de 2 400 m, les paysages sont dominés par les pâturages et les forêts et appartiennent à l'étage subalpin. Notons que ces formes (parois rocheuses, talus d'éboulis et glaciers rocheux) sont très répandues dans la haute montagne alpine, à commencer par le massif des Écrins et tous les massifs situés dans les Alpes internes, haute Ubaye, Queyras, Vanoise, Valais, Engadine, etc. (Fig.3.).

Fig. 1. La combe de Laurichard vue du col du Galibier. De gauche à droite, le pic de Combeynot, le Roc noir, les Écrins (à l'arrière-plan), le col de Laurichard et la Pyramide (Ph. B. Francou).

l'étude des phénomènes qui sont à l'origine du démantèlement des parois rocheuses par le gel et de la construction des éboulis. En cela, cette étude se situe dans la lignée de celle, exemplaire, effectuée dans les années 1950 par A. Rapp dans les montagnes de Kärkevagge en Laponie suédoise (Rapp, 1960a). Le promeneur est d'emblée frappé dans ce paysage minéral par le caractère très ruiné des parois rocheuses et la grande extension des surfaces recouvertes d'éboulis. Ces talus d'éboulis se réorganisent au pied en de vastes coulées de débris appelés glaciers rocheux, qui se singularisent par la présence de gros bourrelets et de talus externes très raides. La figure 2 montre l'assemblage de ces unités géomorphologiques sur les deux versants et le fond de la combe.

Fig. 2. Cadre géomorphologique simplifié de la combe de Laurichard. Le rectangle délimite la zone agrandie sur la figure 57 au chapitre 9. Sources cartographiques : IGN, SAJF, thèse Bodin, 2007.

Dans les années 1980, il existait très peu d'études visant à décrire toute la chaîne de processus et de mécanismes qui se succèdent depuis la destruction des parois rocheuses jusqu'à la



construction des talus d'éboulis, des cônes d'avalanches et ces masses de débris rocheux qui se déploient vers l'aval en glaciers rocheux. Cependant, toute personne curieuse fréquentant la haute montagne se pose inmanquablement les questions suivantes : « À quelle vitesse se détruisent les parois rocheuses ? » « Selon quels mécanismes se construisent, au-dessous des parois, les dépôts de pente que l'on dénomme talus d'éboulis ? » « Comment ces talus d'éboulis se distinguent-ils les uns des autres selon leur morphologie, leurs caractères sédimentaires et les mécanismes qui en assurent la mise en place ? » « Selon quelles modalités ces débris se remettent en mouvement pour engendrer vers le bas ces formes à bourrelets que sont les glaciers rocheux ? » C'est à ces questions que ce Cahier illustré du Lautaret tente de répondre.

Fig. 3. Trilogie très répandue dans les Alpes : parois ruinées en haut, talus d'éboulis et glaciers rocheux au pied. Ici dans la région du glacier Blanc, massif des Écrins (Ph. B. Francou).

Ces formes de relief sont présentes en dessous de l'altitude des glaciers, soit en dessous de 3 300 m dans le massif des Écrins. Encore actives aujourd'hui, ou parvenues à l'état fossile depuis des temps reculés, elles structurent les paysages

alpins que l'on a sous les yeux entre 2 000 m et 3 000 m. Par ailleurs, en raison du recul accéléré des glaciers, qui pourraient disparaître à l'échelle du massif à cause du changement climatique avant la fin du siècle (Francou et Vincent, 2015), il est probable que l'étage périglaciaire gagnera en altitude et que les paysages dominés par la « caillasse » deviendront de plus en plus répandus dans la région. Voici une autre raison de mieux connaître les processus et mécanismes qui assurent la dynamique de ces paysages !

Ce Cahier donnera d'abord des indications sur les conditions climatiques sous lesquelles évoluent la combe et ses parois rocheuses entre 2 450 m et 3 000 m, en se fondant sur des mesures météorologiques réalisées pendant la décennie 1980-1990. Puis, nous aborderons avec plus de détails les formes caractéristiques présentes dans la combe et le massif du Combeynot, avec, dans l'ordre, les talus d'éboulis, les dépôts d'avalanches et les glaciers rocheux. Parvenus à ce stade, il sera intéressant de tenter de répondre à la question suivante qui nous fait porter notre regard vers le passé : pourquoi existe-t-il de nos jours un étage périglaciaire dans les Alpes entre 2 400 m et 3 000 m ? Nous verrons que c'est l'aboutissement d'une longue histoire qui débute après le dernier maximum glaciaire, il y a environ vingt millénaires, période où les glaciers descendaient encore le long des grandes vallées et atteignaient les piémonts alpins à basse altitude. Cette histoire, très courte à l'échelle géologique, raconte une succession d'épisodes aux climats très contrastés. Il est possible aujourd'hui d'en reconstituer les grandes lignes grâce aux nombreux travaux de recherche qui ont été effectués au cours des dernières décennies à l'échelle de la chaîne alpine.

La combe de Laurichard à grands traits...

La combe de Laurichard est située au-dessus de 2 300 m et couvre une surface de près de 2 km². Ce petit cirque d'origine glaciaire a été choisi pour étudier les phénomènes périglaciaires en raison de sa proximité du col du Lautaret, ce qui le rend accessible toute l'année. Par ailleurs, beaucoup d'études étant fondées sur l'observation directe, il était important de disposer d'un terrain en forme d'amphithéâtre de taille réduite où tout soit visible à partir d'un point central situé vers 2 500 m. Le fait aussi qu'il y ait dans ce périmètre uniquement des parois, des éboulis, des cônes d'avalanches et des glaciers rocheux, tous montrant les signes d'activité, et que les glaciers ou les appareils torrentiels en soient absents, permettait de concentrer l'étude sur les seuls phénomènes périglaciaires. Nous avons fait porter notre effort sur la vitesse de l'érosion des parois et le fonctionnement des dépôts les plus représentés au pied des versants, talus d'éboulis et glaciers rocheux. Les mesures se poursuivent de nos jours sur le plus grand des glaciers rocheux de la combe. Plusieurs équipes y travaillent (laboratoire EDYTEM – *Environnements, dynamiques et territoires de montagne*, l'IRSTEA – *Institut national de recherche en sciences et technologies pour l'environnement et l'agriculture*, le Parc national des Écrins...), avec le soutien de la station de recherche du jardin du Lautaret. Ainsi, observations et mesures couvrent une période de près de quarante ans, ce qui est exceptionnel. Tous les résultats ont déjà été publiés dans des revues scientifiques spécialisées auxquelles la bibliographie en fin d'ouvrage fait

référence. Mais aucune publication accessible au grand public n'en avait fait état jusqu'aujourd'hui, c'est le but de cette monographie.

Reliefs et roches

La combe présente un relief dissymétrique (fig. 4 et 5). D'un côté, un versant nord-nord-ouest de 700 m de hauteur, entre le fond de la combe (2 300/2 450-2 650 m) et le sommet du Roc noir de Combeynot (3 110 m), représenté par une paroi au rocher très fracturé de 300 m à 600 m de haut, avec, en dessous des éboulis, des cônes d'avalanches et des glaciers rocheux actifs et non actifs. De l'autre côté, un versant exposé au sud-est de 300 m de hauteur occupé sur les 150-200 m supérieurs par une corniche rocheuse plus ou moins érodée, striée de couloirs parallèles étroits, dominant des éboulis jointifs d'une hauteur d'environ 100 m. Entre les deux, le fond de la combe entre 2 300/2 450 m et 2 650 m, est occupé par des moraines et des formes à bourrelets d'âge ancien ; il devient de plus en plus

Fig. 4. L'ubac de Laurichard, sous le Roc noir de Combeynot, avec ses éboulis et 3 des 4 glaciers rocheux actifs de la combe actifs (Ph. B. Francou).



étroit en direction du col de Laurichard. Le versant nord du Roc noir sera désigné d'ubac, le versant sud-est de Laurichard d'adret, conformément à la terminologie en vigueur dans les Alpes françaises.

Fig. 5. L'adret de Laurichard, avec la Pyramide et les talus d'éboulis continus (Ph. B. Francou).

Du point de vue géologique, la combe fait partie du massif du Combeynot. C'est une écaille du socle cristallin externe charriée lors de la tectonique alpine, d'abord vers le nord, puis vers l'ouest sur le synclinal d'Arsine, qui est une dépression remplie de terrains sédimentaires (calcaires, schistes ardoisiers surtout) d'âge secondaire. Principaux constituants de cette écaille du socle, les granites du Combeynot sont de couleur claire, à feldspaths potassiques rosés à rouges. Ils ont été formés il y a plus de 300 millions d'années lors du cycle hercynien. Ils affleurent seulement sur le versant nord de la combe et forment les plus hauts sommets du Combeynot (Barbieri, 1970). En face, sur la Pyramide de Laurichard, la roche dominante est un gneiss analogue à celui trouvé plus à l'ouest, de l'autre côté du synclinal d'Arsine. En rive droite de la combe, on trouve aussi des

gneiss, mais d'un type très particulier : ils ont pour origine une roche volcano-détritique ayant subi un léger métamorphisme (Lacombe, 1970), et sont recoupés par de nombreux filons de roche volcanique. Toutes ces roches ont été intensément fracturées sous l'action des mouvements tectoniques lors du plissement alpin. Il en résulte un réseau de fissures denses espacées entre 5 cm et 50 cm. Pour cette raison, elles sont propices au délogement par le gel de blocs de cette taille ou plus importants. Comme toujours dans les granites et les gneiss, les grains tendent à être déchaussés en surface par désagrégation granulaire, ce qui contribue à alimenter les formations détritiques d'une matrice où les éléments dominants sont des sables. Ces sables sont de taille relativement grossière. La fraction fine stricto sensu (éléments inférieurs à 50 μm , comme les limons et les argiles) y est très peu abondante, contrairement aux produits d'altération donnés par les terrains sédimentaires situés alentour, notamment dans le Briançonnais.

Températures au fond de la combe et sur les versants

Le climat de la combe peut être qualifié de périglaciaire. Les températures ont été mesurées par des thermomètres enregistreurs en plusieurs stations, dans l'air sous un abri de 3 m de haut, à la surface, et en profondeur dans le sol et les roches, depuis le fond de la combe à 2 450 m et jusqu'au sommet du Roc noir à 3 000 m (fig. 6).

Ces stations ont fonctionné de septembre à août de l'année suivante (ce que l'on appelle une année hydrologique) pendant quatre ans entre 1979



et 1983. Le niveau de l'isotherme 0 °C annuelle moyenne de l'air s'est située durant cette période aux alentours de l'altitude du fond de la combe à 2 450 m. Là, au cœur de l'hiver, de novembre à mars, les températures de l'air ont presque toujours été négatives, oscillant entre -5 °C et -15 °C (fig. 7). Les cycles journaliers de gel-dégel n'ont été fréquents qu'au cours des périodes de transition, au printemps (avril-juin), et à l'automne (octobre-novembre). En revanche, le gel a été rare, mais non totalement absent, en juillet, août et sur une partie de septembre. A 2 450 m, le sol a gelé l'hiver sur une profondeur variant de 10 cm à 50 cm suivant que l'installation du manteau neigeux au sol a été précoce ou retardée. Cela montre le pouvoir isolant qu'a la neige dès lors que la couche dépasse 30 cm d'épaisseur et qu'elle n'est pas tassée. Le sol a dégelé ensuite entre mars et mai sous le seul effet de la chaleur venant du sol (le flux géothermique), alors que la couche de neige atteignait sa plus grande épaisseur.

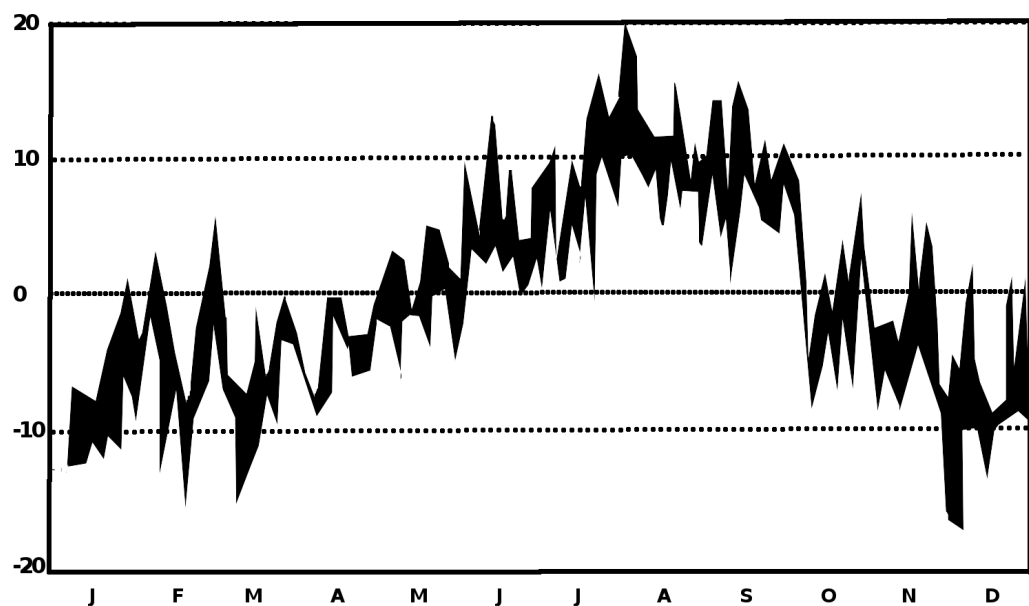
Pour approcher les mécanismes de fracturation

Fig. 6. Station thermographique de Laurichard installée à 2 450 m, avec l'une des deux perches à neige de 3 m, l'autre étant sur une éminence non visible à droite (ph. B. Francou).

des roches sous l'effet du gel, il faut connaître les températures dans les roches, le nombre de cycles de gel-dégel qu'elles subissent au cours de l'année, les températures minimales et les profondeurs atteintes.

Nous avons pu enregistrer sur une année entière les températures dans les parois rocheuses entre la surface et 48 cm de profondeur, soit sur les épaisseurs de roches parcourues par les ondes de gel-dégel annuelles. Les données obtenues sur le versant sud (Laurichard) à 2 550 m ont été trop fragmentaires pour être prises en compte, aussi nous sommes-nous référés ici à celles obtenues à 2 450 m sur une paroi calcaire orientée au sud dominant la station de Vars et reproduisant bien les conditions du versant sud-est de Laurichard. Sur le versant nord, la station a été installée sous le sommet du Roc noir à 3 000 m (fig. 8 et 9). Pour donner une idée de l'effet de l'exposition sur les cycles de gel-dégel à cette altitude de 3 000 m, une autre station a été installée pour une courte période sur une petite paroi exposée au sud.

Fig. 7. Températures (en °C) journalières sous un abri conventionnel de 3 m de haut au fond de la combe (2 450 m), de janvier à décembre 1980 (Francou, 1988).



Les versants sud à 2 450 m subissent, de la surface jusqu'à plusieurs décimètres de profondeur, une alternance très fréquente de gels et de dégels, mais la période durant laquelle le gel est continu en profondeur se limite aux trois mois de la période la plus froide (janvier-mars). Les minima de température observés à 48 cm de profondeur sont rarement plus bas que -5 °C.

Afin de connaître en détail les méthodes de



Fig. 8 et 9. Thermographes et sondes platine installés durant les années 1985 et 1986 sur le Roc noir, versant nord, à 3 000 m. Mesures en continu sur plusieurs niveaux entre la surface et 48 cm de profondeur (Ph. B. Francou).



Fig. 10. Le gel en surface et en profondeur (-48cm) dans deux parois : Crête de Vars, adret (prise comme équivalent de l'adret de Laurichard) et ubac du Roc noir de Combeynot. Mai 1983-juin 1984 pour Vars, septembre 1985-août 1986 pour le Roc noir. Coutard et Francou, 1989.

Sites et profondeurs	Nombre de cycles de gel-dégel	Nombre de mois où se produit le gel	Nombre de mois avec gel continu	Températures négatives extrêmes atteintes
Crête de Vars adret 2 450 m Surface -48 cm	au moins 118 au moins 14	10 7	0 3	-11°C -4°C
Roc noir ubac 3 000 m Surface -48 cm	43 14	11 9	1 au moins 7	-20°C -6°C

mesure des températures en paroi, on peut se reporter à la publication de Coutard et Francou (1989). La figure 10 montre que le régime du gel est très différent d'un versant à l'autre.

Les versants sud à 2 450 m subissent, de la surface jusqu'à plusieurs décimètres de profondeur, une alternance très fréquente de gels et de dégels, mais la période durant laquelle le gel est continu en profondeur se limite aux trois mois de la période la plus froide (janvier-mars). Les minima de température

Fig. 11. Températures (maxima et minima en °C) journalières à la surface du rocher au Roc noir de Combeynot à 3 000 m, de septembre 1985 à août 1986. Les sondes thermiques sont protégées du soleil par un écran (Coutard et Francou, 1989).

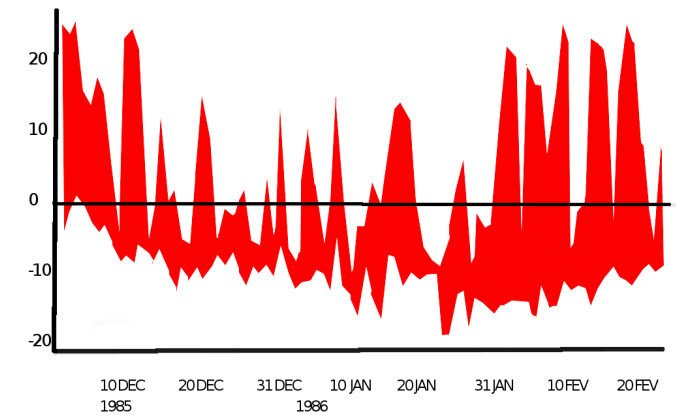
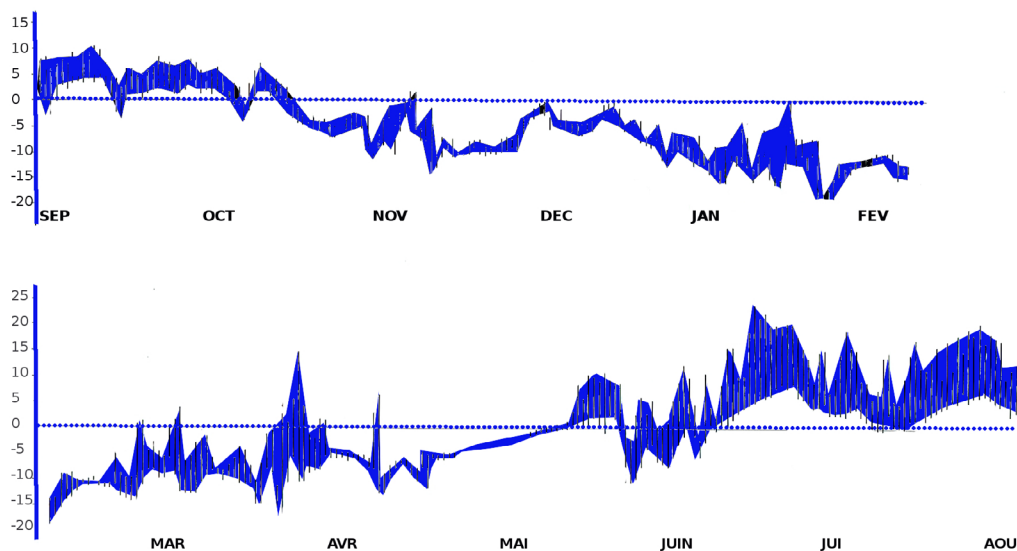


Fig. 12. Températures (maxima et minima en °C) journalières à la surface du rocher sur une petite paroi sud du Roc noir de Combeynot à 3 000 m, de décembre 1985 à février 1986. Les sondes thermiques sont protégées du soleil par un écran (Coutard et Francou, 1989)

observés à 48 cm de profondeur sont rarement plus bas que -5 °C.

En revanche, sur le versant nord à 3 000 m, les températures sont plus sévères : elles peuvent atteindre -20 °C en surface et encore -6 °C à un demi-mètre de profondeur. Surtout, ces températures sont constamment négatives pendant plus de sept mois, soit durant la plus grande partie de l'année (fig. 11). Ce qui contraste avec la petite paroi orientée sud à la même altitude (3 000 m), où les cycles gel-dégel ont été très nombreux en surface même au cœur de l'hiver (fig. 12).

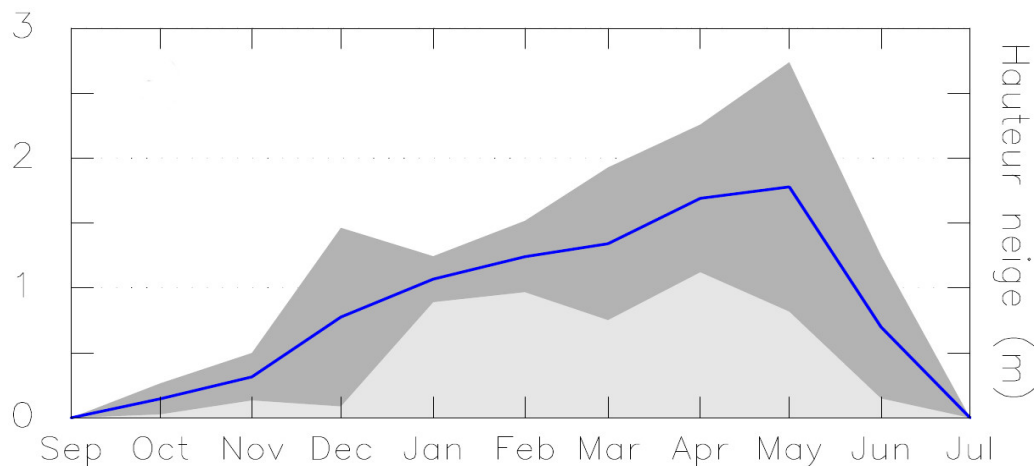
Couverture de neige

Au fond de la combe à 2 450 m, la couverture neigeuse a été mesurée chaque mois au moyen de deux perches à neige distantes d'une quinzaine de mètres l'une de l'autre sur une durée de sept cycles hivernaux (1979-1986). Au cours de ces années, le manteau neigeux s'est mis en place

entre le 15 octobre et le 15 novembre (fig. 13). Il n'a guère dépassé 1 mètre d'épaisseur jusqu'à décembre-février, mais cela est apparu irrégulier selon les années. Au cours de cette période de début d'hiver, la neige s'est densifiée peu à peu en se tassant sous l'effet du vent et grâce à quelques épisodes de redoux. Le manteau s'est de nouveau épaissi entre mars et avril pour atteindre un maximum au sol de 1,5 m à 2,5 m entre début avril et mi-mai. Puis, il a disparu au fond de la combe en moins de 50 jours, ce qui fait que seuls ont subsisté au début du mois de juillet quelques bancs de neige. La même figure 13 fait apparaître une forte variabilité selon les années sur les épaisseurs maximales à la fin de l'hiver et sur les dates auxquelles elles ont été atteintes.

Les versants ont un régime d'enneigement bien différent de celui du fond de la combe. Les éboulis sud (adret) se déneigent entre fin mai et mi-juin, tandis que ceux de l'ubac conservent de vastes névés au cours de l'été jusqu'à mi-juillet, voire mi-août selon les années. Nous verrons au chapitre 4 que la façon dont la neige tombe

Fig. 13. Épaisseur du manteau neigeux (en m) au sol à 2 450 m au fond de la combe de Laurichard pendant sept ans (1979-1986) : de haut en bas, année la plus enneigée, année à enneigement moyen, année la moins enneigée (Francou, 1988).



et s'accumule plus ou moins sur les versants de la combe (ce que l'on appelle le régime d'enneigement) a de fortes conséquences sur la construction de l'éboulis, car cela influence le parcours des pierres à la surface de ce dernier.

Dans quelles conditions les roches se fracturent-elles sous l'effet du gel ?

*Certains parlent de cryoclastie, dans le même sens. En anglais, on dit frost shattering

La fracturation de la roche par le gel se dénomme la gélifraction*. Ce mécanisme en apparence simple est en réalité complexe, et l'une des approches utiles pour en faire l'étude est celle qu'offre le laboratoire. Les conditions n'y sont pas identiques à celles offertes par le terrain, mais on peut y soumettre les roches à des chocs thermiques répétés et d'intensité variable, avec des conditions d'alternance et de teneur en eau dans les échantillons parfaitement contrôlées. Les résultats donnent des indications sur l'activité de ce mécanisme selon les altitudes et les expositions, et sur la sensibilité des roches à la gélifraction.

Ainsi, des tests au gel ont été effectués sur des échantillons de la combe mesurant quelques décimètres de côtés au Centre de géomorphologie à Caen, laboratoire alors spécialisé dans l'étude du gel dans les parois rocheuses et les sols. Ces essais ont montré que la porosité de ces roches est faible, variant entre 1 % et 4 % en immersion dans l'eau sous pression, mais qu'elle peut augmenter sensiblement en fonction de l'ouverture du réseau de fissures.

Le gel appliqué artificiellement en laboratoire sur ces échantillons, en reproduisant les cycles typiques d'une paroi exposée au sud vers 2 600 m en hiver dans les Alpes (-12 °C/+12 °C), donne une augmentation régulière des débris avec le nombre des cycles de gel-dégel reçus jusqu'au moins 1 700 alternances. Cette production croissante de débris est interprétée comme le résultat de la fatigue de la roche provoquée par les chocs thermiques répétés, cette fatigue parvenant à ouvrir les fissures qui étaient en partie fermées (Francou, 1988). Ces tests au gel effectués en laboratoire indiquent aussi que seuls les gels durables et dépassant les -10 °C peuvent, quand les teneurs en eau sont réunies, rompre ces roches dont la porosité est surtout due à la présence de fissures (Lautridou et Ozouf, 1982 ; Pissart, 1987).

L'enregistrement des températures sur les versants sud vers 2 500 m suggère que les parois y subissent des cycles de gel-dégel répétés tout au long de la saison froide, mais que la glace a peu de chance d'ébranler le réseau de fissures en profondeur (50 cm et plus) car elle a du mal à s'y former dans les conditions actuelles, sauf peut-être des années exceptionnellement froides où le gel est sévère et constant pendant plusieurs semaines. La gélifraction n'opère là que par délogement superficiel de fragments de petite taille, et seulement dans les secteurs où le réseau de fissures est le plus dense et où il peut se remplir des eaux de fonte qui coulent le long de la paroi. En revanche, les versants nord à 3 000 m, comme le Roc noir, sont des secteurs où la neige persiste longtemps sur les vires et fond lentement, condition favorable à la croissance de la glace le long des fissures sur au moins 1 m de profondeur.

De études plus récentes effectuées en Nouvelle-Zélande par Hales et Roering (2007) confirment nos observations sur les mécanismes par lesquels s'opère la gélifraction. Sur la base de mesures de terrain faites sur des parois instrumentées, les auteurs remettent en question comme nous la conception classique faisant de l'expansion volumétrique de l'eau contenue par les fissures lors du gel le seul mécanisme responsable de l'éclatement des roches. Pour ce faire, ils suggèrent des gels prolongés avec des températures comprises au minimum entre -3 °C et -8 °C.

Retenons de ces études que le gel doit donc être prolongé et intense pour que se produise la migration de l'eau le long des fissures en direction des lentilles de glace. C'est la croissance de ces dernières qui permet de développer les pressions requises pour faire éclater les roches. Par conséquent, le nombre des cycles de gel-dégel affectant une paroi rocheuse ne suffit pas, en soi, à provoquer une gélifraction intense, même si les teneurs en eau présentes dans les roches sont suffisantes.

En conclusion, les versants nord à 3 000 m dans les Alpes ont des conditions climatiques favorisant la fracturation des roches par le gel et de ce fait alimentent des talus d'éboulis très actifs, tandis que les versants sud 500 m plus bas subissent de nombreux cycles de gel-dégel mais plus superficiels, raison pour laquelle le démantèlement y est moins rapide et les talus d'éboulis moins actifs. Les études quantitatives sur les chutes de pierres dans ces deux types de versants, exposées dans les deux chapitres suivants, vont confirmer ces résultats.

Les chutes de pierres depuis les parois rocheuses : quand se produisent-elles ?

Rappelons que les chutes de pierres se distinguent des éboulements par le fait qu'elles mettent en mouvement des quantités de débris inférieures, qu'elles sont fréquentes au cours du temps et qu'elles ne se produisent qu'à certains moments de l'année. Elles ont donc un rythme saisonnier et même journalier. L'observation de ces chutes s'est réalisée sur plusieurs années. Elle s'est fondée sur l'observation directe (bruit et repérage visuel) à partir du point central au fond de la combe à 2 450 m où se trouvait la station météorologique. Les résultats exposés ci-dessous se sont construits sur des examens répétés réalisés de l'automne 1979 à l'été 1986, ayant nécessité une visite hebdomadaire dans la combe entre avril et novembre.

La figure 14 montre la fréquence des chutes de pierres par périodes de 10 jours, ainsi que l'état (enneigé/déneigé) des talus sur les deux versants d'expositions opposées de la combe (adret/ubac) pour les années 1979-1981 (Francou, 1982). Ces années sont prises ici comme exemples.

Fig. 14. Fréquence des chutes de pierres d'octobre 1979 à juillet 1981 sur le versant sud (adret, en haut) et le versant nord (ubac, en bas) de la combe. L'épaisseur des traits verticaux traduit la fréquence des chutes : quand le trait est court, il s'agit d'une chute par jour, quand il est moyen, d'une chute pour plusieurs heures, quand il est long, de plusieurs chutes par heure. Traits continus horizontaux en haut et en bas : persistance du manteau neigeux en adret et en ubac sur plus de 50 % de la surface des talus d'éboulis. D'après Francou, 1988.

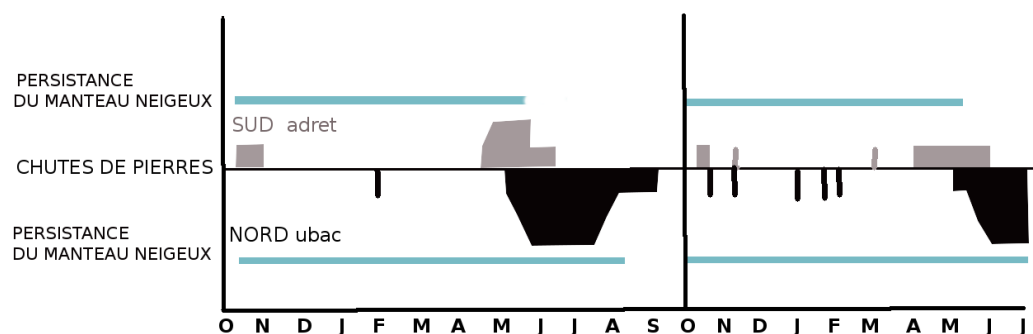


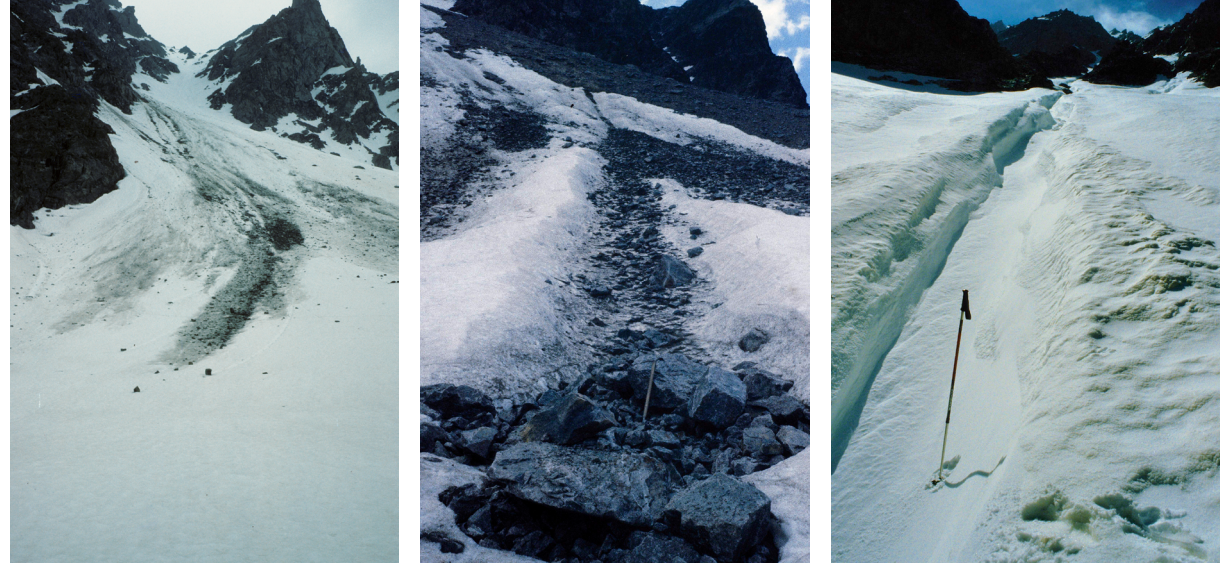
Fig. 15. Chutes de pierres apportées par de petites coulées de neige sur l'adret de Laurichard en avril (Ph. B. Francou).

En versant sud se dessine un pic principal en avril-mai, avec des chutes pouvant se prolonger jusqu'à mi-juin. Ces chutes se produisent souvent au sein de coulées de neige et sont le produit du nettoyage des vires et des couloirs des débris qui s'y étaient déposés antérieurement (fig. 15). Il y a donc eu deux étapes : 1) d'abord une mise à disposition de débris aux dépens de la paroi rocheuse et dépôt in situ dans la corniche rocheuse : ce sont des chutes dites primaires ; 2) puis nettoyage et convoyage de ces débris vers les éboulis par des avalanches : ce sont des chutes dites secondaires.

Néanmoins, de petits éboulements ont été aussi observés, dont les produits sont parvenus à l'éboulis en glissant ou en roulant directement, sans stationnement préalable dans la paroi, mais ce type de chute est moins fréquent. Ces chutes déposent leurs produits surtout dans la partie supérieure des talus jusqu'à leur zone médiane. Plus rarement, des avalanches chargées de blocs ont pu atteindre la base des talus sur ce versant,

sans doute parce que les couloirs de la corniche rocheuse sont trop étroits et trop courts pour retenir de grandes quantités de neige. Cependant, certaines coulées ont été plus puissantes et ont pu remettre en mouvement vers le bas des débris qui s'étaient déjà déposés sur le talus. Des chutes peuvent intervenir aussi à l'automne lors des premières chutes de neige, selon les mêmes mécanismes de mobilisation, mais ces apports sont de moindre importance qu'au printemps. En plein hiver aucune chute de pierres significative ne s'est produite pendant la période d'observation. Très peu de chutes également ont lieu en été, sauf quand se produisent des averses pluvieuses intensives capables de déclencher de petites laves torrentielles qui nettoient les couloirs : il en existe quelques traces sur les talus, mais aucune n'est survenue au cours des dix ans de surveillance.

En versant nord, sur les 500 m de paroi culminant à plus de 3 000 m au Roc noir de Combeynot, les chutes de pierres ont eu une répartition saisonnière très différente. Elles ont commencé plus tard, à la mi-mai, et se sont prolongées en gardant une forte fréquence jusqu'à fin juillet. Elles étaient effectives encore courant août et début septembre. Le maximum s'est produit fin juillet et une partie d'août, alors que les talus étaient toujours recouverts de neige. Au début, elles descendent, comme en adret, avec de petites avalanches chargées qui nettoient couloirs et vires (mai). À partir de juin, elles tombent de façon individuelle au fur et à mesure que la paroi se libère de la neige. La fréquence des chutes explique le creusement dans la neige de chenaux d'environ 1 m de large et de profondeur que nous avons dénommés chenaux supranivaux (Fig.16, 17, 18). Canalisés dans les couloirs et sur la partie



supérieure des éboulis dans ces chenaux, beaucoup de cailloux et blocs descendent jusqu'au pied des talus, atteignant les parties amont des glaciers rocheux.

Comme les chutes se produisent tout l'été, les névés durcis recouvrant les éboulis sont peu à peu criblés de blocs au point de disparaître complètement certaines années sous les décombres. Une partie importante de l'alimentation en glace des glaciers rocheux au niveau de leurs « racines » se fait ainsi par incorporation de ces masses de neige transformées en névés au cours de l'été et protégées par les débris (fig. 19). Nous y reviendrons plus loin, au chapitre 9.

En dehors de ce maximum de chutes de pierres de fin de printemps et d'été, des chutes isolées ont pu survenir à l'automne et en plein hiver. Les chutes de pierres en hiver, quand elles se produisent, sont toujours la conséquence d'épisodes très ventés durant lesquels des débris de la taille des sables, des graviers et même des cailloux sont emportés de la paroi et précipités sur les talus d'éboulis.

Fig. 16, 17, 18. Chenaux supranivaux sur l'ubac du Roc noir. Les blocs, en glissant, sculptent ces sillons et s'y trouvent ensuite canalisés au cours de leur chute, avant de s'immobiliser au pied (Ph. B. Francou).



Fig. 19. Névés durcis criblés de blocs sur la racine du glacier rocheux étudié. Une partie de l'alimentation en glace du glacier rocheux vient de l'incorporation de ces névés à la fin de l'été sous les débris (Ph. B. Francou).

En conclusion, retenons trois caractéristiques majeures des chutes de pierres qui alimentent les éboulis de la combe :

- Elles se produisent à certaines périodes de l'année, qui correspondent à l'activation de processus qui nettoient les vires et les couloirs de fragments déjà déposés. Le pic des chutes intervient entre avril et début juillet selon l'exposition sud/nord.
- Le délogement des blocs des parois n'est donc pas le mécanisme qui provoque directement les chutes de pierres ; cette première mise en mouvement (chutes primaires) est l'œuvre de mécanismes liés à l'action du gel dans les parois. La plupart des chutes de pierres sont donc secondaires.
- Les chutes de pierres dans la combe ont lieu alors que les talus d'éboulis sont en grande partie recouverts de neige : cette observation est à retenir quand nous préciserons plus tard les mécanismes qui interviennent dans la construction des talus d'éboulis.

À quelle vitesse les parois reculent-elles sous l'effet de l'érosion ?

Comment mesure-t-on la vitesse de recul des parois à partir des éboulis ? Deux méthodes distinctes sont couramment utilisées, qui ont chacune leur intérêt mais aussi leur part d'incertitude.

La première méthode mesure directement, au cours d'une année, les chutes de pierres sur un éboulis, puis cette quantité est reportée sur la surface de la partie de la paroi qui contribue à l'alimentation de blocs et de cailloux. Les mesures sur l'éboulis s'effectuent par pesée individuelle des blocs avec un peson. Les zones où dominent les graviers sont recouvertes d'une grille de 1 m² divisée en carrés de 0,10 m. Ces petits débris ramassés sur quelques carreaux sont pesés et cette quantité est extrapolée aux autres zones où l'accumulation est homogène avec celle mesurée. Cette façon de procéder suppose que les chutes soient concentrées au printemps, lorsque la neige est présente sur le talus, ce qui est le cas sur les talus de la combe. Les chutes d'été ne sont pas prises en compte, mais elles sont négligeables. Ces observations requièrent la visite du site chaque semaine entre le début mars et la fin de juin. La marge d'incertitude du recul de la paroi obtenue par cette méthode est estimée à 15-20 %.

La seconde méthode part aussi de la zone contributrice de l'éboulis, mais elle tente, cette fois, d'évaluer le volume du talus correspondant. Celui-ci est estimé en prolongeant la pente

moyenne de la paroi dominant le talus sous celui-ci, et en faisant de même pour la pente sur laquelle s'appuie la base du talus. Les deux droites se coupent en un point sous le talus, et on considère le volume correspondant de l'éboulis à celui délimité par ces deux droites et sa surface. C'est une approximation, que de nouvelles techniques géophysiques utilisant des radars à pénétration de sol (GPR) permettent de nos jours d'affiner (Sass et Krautblatter, 2006). Une relation empirique lie ensuite le volume calculé des débris et l'épaisseur correspondante de la paroi rocheuse qui a été prélevée. On estime que le talus a commencé à se construire au moment où le dernier glacier s'est retiré du haut de la combe, soit il y a 10 000 ans (voir chapitre 10). Cette seconde méthode admet une marge d'incertitude plus forte (de l'ordre de 30 %), mais elle a l'avantage de moyenniser les débris reçus par le talus d'éboulis sur une période longue en gommant sa variabilité sur de courtes périodes.

En 1984, 1985 et 1986, on a estimé le taux d'accumulation annuel sur l'éboulis mesuré à 0,089 m³, 0,474 m³ et 0,403 m³ respectivement, ce qui équivaut à un recul de paroi compris entre 0,05 mm/an et 0,25 mm/an. La seconde méthode a donné sur cet éboulis un recul plus élevé, estimé à 1 mm/an. Cette différence avec les précédents met l'accent sur des taux de recul plus importants dans le passé, sans doute juste après la déglaciation, mais peut-être aussi pendant les périodes plus froides de la seconde partie de l'Holocène (voir chapitre 10). Quelle valeur ont ces résultats ?

À titre de comparaison, la figure 20 expose quelques taux de recul de parois publiés dans la littérature, à partir de méthodes qui

sont précisées en note. On les a traduits par commodité en mm/siècle. Les taux estimés sur l'adret de Laurichard sont comparables avec les autres, mais inférieurs à ceux estimés sur les parois rocheuses alimentant des glaciers rocheux actifs.

Notre évaluation du taux de recul de la paroi du Roc noir, impossible à faire avec les mêmes méthodes, repose sur l'estimation du volume rocheux évacué annuellement par le glacier rocheux RGL1 (celui qui est étudié depuis 1979) en direction du fond de combe (fig. 21).

Sur sa partie médiane, section la plus pentue, ce glacier rocheux a une vitesse moyenne mesurée en surface de 0,6 m/an (voir chapitre 9). L'épaisseur apparente du glacier rocheux est donnée par la hauteur visible de son front latéral, soit 15 m, et le déplacement des débris à la base du glacier rocheux est estimé à 0,2 m, en se basant sur des profils verticaux de vitesses publiés dans la littérature (Barsch, 1996). Les sondages carottés

Fig. 20. Taux de recul des parois en milieu périglaciaire recensés dans la littérature avec les méthodes d'estimation utilisées en mm/siècle. Références complètes dans Francou, 1993.

- (1) Volume estimé des éboulis depuis le début de leur formation.
- (2) Volume des débris accumulés chaque année mesuré sur les éboulis.
- (3) Matériel rocheux transporté chaque année par le glacier rocheux situé au pied d'une paroi rocheuse.
- (4) Fragments recueillis à même les parois rocheuses chaque année par piégeage dans des filets.

Lieux et roches	Taux de recul (mm/siècle)	Méthodes utilisées	Références
Templefjord, Svalbard, calcaires	34-50	Talus d'éboulis (1)	Rapp, 1960b
Hautes Tatras, granites	2,8-26	Talus d'éboulis (2)	Raczkowski, 1981
Laurichard, adret, Alpes 2550 m, gneiss	5-25 100	Talus d'éboulis (2) (1)	Francou, 1988
Crête de Vars, adret, Alpes, 2450 m, calcaires	10-50	Piégeage en paroi (4)	Coutard et Francou, 1989
La Plagne, Alpes, quartzites	1-20 10-50	Piégeage en paroi (4) (1)	Rovera, 1990
Alpes suisses, micaschistes et gneiss	220-280	Glaciers rocheux (3)	Barsch, 1977
Laurichard, ubac, Alpes, 3000 m, granites	200-300	Glaciers rocheux (3)	Francou, 1988



Fig. 21. Racines du glacier rocheux RGL1 de la combe, zone où il s'alimente en blocs et en glace (Ph. B. Francou).

effectués dans des glaciers rocheux actifs du même type, notamment en Suisse, ont montré que la proportion de glace dans le matériel rocheux atteignait couramment des valeurs de 50 % (Haeberli, 1985). En reportant le matériel déplacé sur ce profil à la surface de la paroi contributrice du glacier rocheux, nous sommes parvenus à une valeur de recul de celle-ci de 2-3 mm/an (20-30 cm/siècle, 2-3 m/millénaire). Comme on l'a vu sur la figure 20, une telle valeur de recul se situe parmi les plus élevées que l'on ait mesurées en milieu périglaciaire.

Les incertitudes sur ces estimations de l'érosion subie par les parois rocheuses de la combe sont telles qu'elles doivent être considérées comme des ordres de grandeur et non comme des valeurs précises. De nos jours, l'érosion paraît donc relativement faible sur l'adret de Laurichard par rapport à ce qu'elle a pu être dans le passé, ce qui est attesté par certains indices, comme la colonisation végétale qui gagne les parties supérieures des talus occupées par des

éléments fins et les vires de la corniche rocheuse, ainsi que l'installation des lichens de la famille *Rhizocarpon geographicum* sur de nombreux blocs situés au pied des talus. Sur le versant du Roc noir, en revanche, les chutes de pierres sont manifestement beaucoup plus actives, ce qui permet aux glaciers rocheux de ce versant de convoier aujourd'hui de grandes quantités de débris vers le bas.

Où les fragments, au terme de leur chute, s'arrêtent-ils sur les talus d'éboulis ?

Ce que nous ont appris les observations directes en versant sud (adret) et en versant nord (ubac)

En adret, des observations minutieuses répétées sur trois années, de 1984 à 1986, ont montré que les plus forts taux de sédimentation (ou d'accumulation) sont atteints dans la zone supérieure des talus. La figure 22 synthétise le résultat de ces observations. En mars-avril, les chutes individuelles alternent avec des avalanches chargées, puis un chenal se creuse dans la neige dans le couloir et sur la zone haute du talus lorsque les avalanches s'espacent. Ce chenal canalise les chutes de mi-mai à début juin. En juin, lors du déneigement du talus, quelques blocs individuels posés sur la neige sont déchaussés par la fonte de la neige et se remettent en mouvement en glissant vers le bas. Il est arrivé au cours d'autres années que des avalanches lourdes liées à des chutes de neige tardives remobilisent les débris déjà déposés dans la partie médiane des talus et les réexpédient vers la partie basse. Mais, d'une manière générale, en versant sud, peu d'avalanches chargées atteignent la base des talus.

En ubac, les taux d'accumulation sont nettement plus importants et les débris se dispersent sur toute la surface des talus : avalanches peu chargées en avril-mai, lesquelles atteignent souvent le pied des talus et au-delà, le glacier rocheux, en raison de

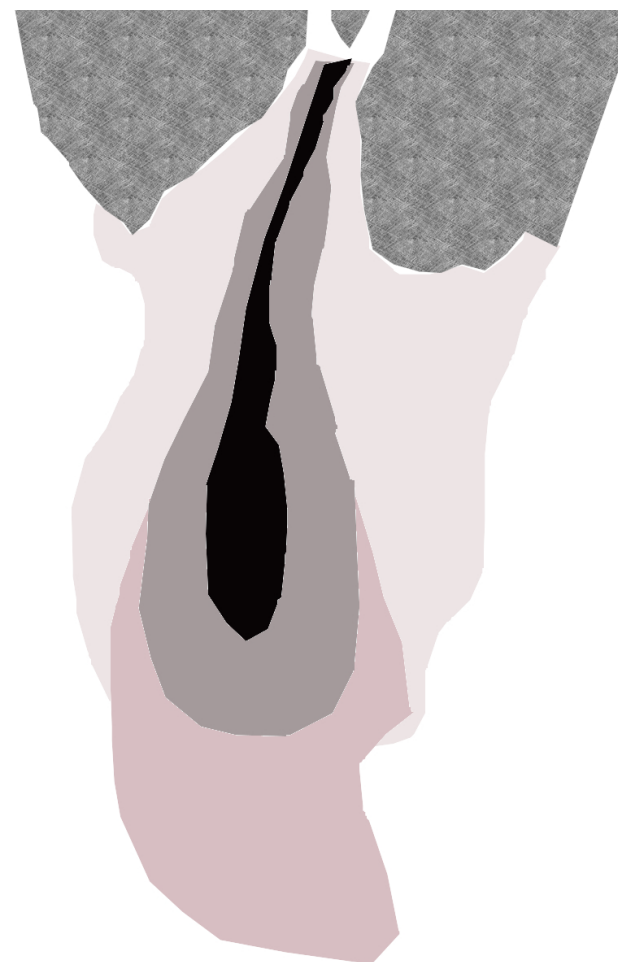


Fig. 22. Schéma simplifié de la distribution des chutes de pierres sur un talus d'éboulis du versant sud-est de Laurichard. En foncé, chutes liées au fonctionnement d'un chenal supranival. En plus clair et allant jusqu'en bas, dépôts en majorité associés à des avalanches chargées peu fréquentes. De part et d'autre, chutes individuelles et éparées en provenance directe de la paroi. D'après Francou, 1988.

l'importance des volumes de neige accumulés dans les couloirs de grande taille et de l'énergie qu'ont acquise ces coulées sur les pentes raides. Puis se produisent les chutes individuelles très nombreuses qui contribuent à sculpter des chenaux supranivaux aboutissant à mi-hauteur des talus. Des chutes individuelles surviennent sur les névés durcis pendant tout l'été jusqu'à l'automne, les blocs rebondissant alors sur les névés ou la surface déneigée de l'éboulis jusqu'aux racines des glaciers rocheux.

Comment la neige influe-t-elle sur la trajectoire des blocs au cours de leur chute ? Une approche expérimentale à partir du terrain.

Connaissant peu de chose sur l'effet provoqué par l'évolution au cours du printemps du manteau neigeux à la surface de l'éboulis sur la trajectoire des chutes de pierres qu'il reçoit, nous avons fait des expériences en lâchant des blocs sur des talus enneigés à diverses époques du printemps (Francou, 1988 et 1994).

Pour mener à bien ces expériences, nous avons choisi la transition entre la période où la neige est molle et tend à ralentir les blocs au cours de leur chute et celle, à inverse, où les blocs peuvent rebondir sur un névé durci et allonger leur trajectoire. Les chutes se produisent en ubac, nous l'avons vu, surtout en juin-juillet, quand on passe d'une situation à l'autre. L'expérience a consisté à sélectionner une population de huit blocs selon leur taille et leur forme (« plats » ou « ronds »). Les quatre blocs ronds avaient un indice d'aplatissement*¹ $A_p = 1,4-1,8$ et un poids compris entre 0,5 kg et 12 kg, tandis que les blocs plats avaient un indice $A_p = 3,3-6,5$ et un poids compris entre 0,3 kg et 7,1 kg. Lors de chaque séance, les fragments ont été lâchés cinq fois depuis une hauteur de 1 m au sommet d'un éboulis de 30 m de longueur incliné de 40° à 26° et situé à 2 450 m. La distance parcourue par chacun de ces blocs a été notée, ainsi que son type de déplacement (roulement, glissade, arrêt brutal dans la neige au premier impact) et son positionnement à l'arrêt : parallèle à la pente (grand axe orienté de 0° à 45°), perpendiculaire à la pente (grand axe orienté de 46° à 90°) ou arrêt brutal par capture dans un creux dans la neige, en général un trou à cryoconite*².

*L'aplatissement (A_p) se calcule selon $A_p = [(a+b)/2c]$ où a = longueur (grand axe), b = largeur et c = épaisseur.

*²Un fragment rocheux de petite taille posé exposé au soleil s'échauffe, puis transmet sa chaleur par rayonnement et par conduction au manteau neigeux sur lequel il repose, ce qui fait fondre ce dernier et provoque son enfoncement sous la surface. Il se forme ainsi des dépressions appelées trous à cryoconite.

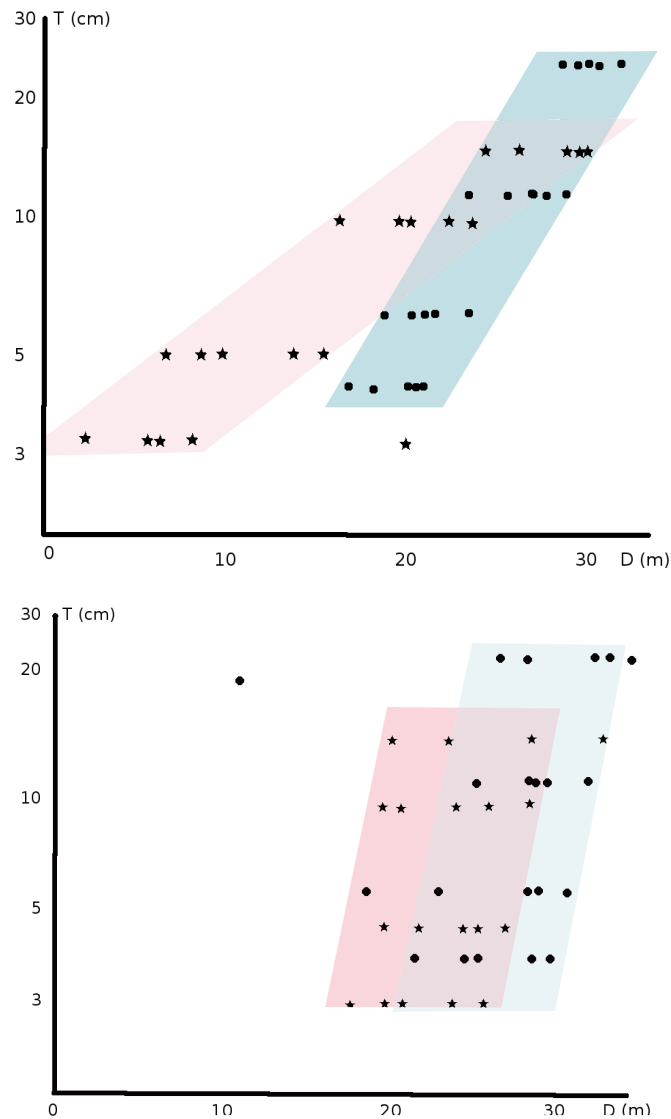
Lors de chaque séance, la dureté de la neige a été mesurée en plusieurs points à l'aide d'un pénétromètre, instrument utilisé par les nivologues. Les lâchers ont eu lieu les 15 juin (neige molle), 21 juin (neige molle en surface, plus dure en dessous) et 15 juillet (névé dur et gelé, avec de nombreux trous à cryoconite). Les figures 23a et 23b montrent les deux situations extrêmes, celles du 15 juin et du 15 juillet. Il existe une forte différence de comportement entre les « plats » et les « ronds » selon que la neige est molle ou transformée en névé dur.

1) Sur neige molle, les « ronds » tendent à rouler et à bondir et, par ce type de déplacement, ils limitent leurs impacts sur la neige et dissipent moins leur énergie par frottement, ce qui les avantage en termes de distances parcourues. Les « plats » de grande taille peuvent aussi se mettre à rouler sur la tranche quand leur allongement est faible et parcourir de grandes distances, mais ils ont surtout tendance à glisser et, ce faisant, ils consomment beaucoup d'énergie en frottant au contact de la neige. Ceux qui glissent s'arrêtent en majorité avec le grand axe parallèle à la pente, tandis que ceux qui roulent s'arrêtent plutôt perpendiculaires à la pente car, en perdant de l'énergie, ils finissent par se mettre à rouler autour de leur grand axe.

2) Sur névé durci, les blocs, quelle que soit leur forme, ont tendance à rouler, ce qui augmente leur distance de déplacement. Il n'y a pas de grandes différences de position (parallèle/perpendiculaire) à l'arrêt, car l'immobilisation se fait souvent par capture dans des trous à cryoconite.

Cette expérience montre que les blocs se trient au cours de leur chute en fonction de leur taille

Fig. 23a et 23b. Distances parcourues [D (m)] par des fragments de taille [T (cm)] depuis le sommet du talus couvert de neige le 15 juin (A : neige molle) et le 15 juillet (B : névé dur). Les fragments désignés par une étoile sont de forme aplatie, ceux marqués d'un rond sont de forme arrondie. Francou, 1988.



(les gros vont plus bas), mais aussi de leur forme : les blocs de forme ramassée (sphéroïdes) descendent plus bas et les plats ont plus de chances de s'arrêter dans la zone haute du talus. Cette sélection par la taille et par la forme est couramment observée sur les talus d'éboulis,

nous le verrons plus loin, au chapitre 7. Les blocs n'ont pas tendance à s'arrêter tous au même endroit dès lors que le névé devient dur à la fin du printemps, car, avec les irrégularités de surface, augmente le piégeage aléatoire des blocs dans des creux de terrain.

En conclusion, ces expériences sont riches d'enseignements, car peu d'auteurs ont pris en compte le fait que, dans la plupart des milieux périglaciaires, les chutes de pierres se produisent le plus souvent sur des talus recouverts de neige. Elles indiquent aussi que la trajectoire des chutes de pierres tend à s'allonger sur les talus à mesure que la neige devient plus dure. Ce mécanisme ne va toutefois pas jusqu'à produire une accumulation préférentielle des blocs à la base du talus, comme l'ont avancé certains auteurs pour expliquer la formation des « moraines de névé ».

Les « moraines de névés » : une interprétation qui a souvent été erronée

Les moraines de névé ont été décrites comme des accumulations en forme d'arcs proéminents à la base des talus où persistent des névés tardifs. Elles ont été interprétées comme le résultat du glissement des blocs sur ces névés, ceux-ci servant de « planche savonnée » à la majorité d'entre eux, qui viennent de ce fait s'arrêter au même endroit et édifier ce type de bourrelet arqué à convexité tournée vers l'aval (Shakesby, 1997). Mais notre analyse a montré que ces bourrelets bordant le pied des talus d'éboulis sont dus plutôt au glissement en masse des matériaux de l'éboulis sous l'effet

de la glace interstitielle qu'ils contiennent en profondeur : on parle alors de « fluage des talus ». Ces édifices sont donc en général des « bourrelets de fluage », les mêmes qui, en se multipliant, donnent naissance à des glaciers rocheux. L'exemple le plus frappant de cette interprétation erronée est la moraine de névé du Lautaret, un bourrelet doublement arqué situé sous le versant des Clochettes à quelques centaines de mètres des sources de la Guisane (fig. 24). Interprétée par des anciens géologues alpins comme une moraine de névé typique (Gignoux, 1946), cette forme est en fait, comme l'a montré une analyse de surface détaillée (Francou, 1977), un bourrelet de fluage, c'est-à-dire un glacier rocheux dans sa phase initiale de développement (voir plus loin chapitre 7). Ce glacier rocheux est fossile, ou en tout cas inactif, tout comme le glacier rocheux du Lautaret situé à une centaine de mètres à l'ouest où prend naissance la Guisane (chapitres 9 et 10).

Fig. 24. « Moraine de névé » du Lautaret (Ph. B. Francou).



Les talus d'éboulis : seraient-ils plus compliqués qu'ils en ont l'air ?

D'abord, de quoi parle-t-on ? En sciences de la Terre, le terme « éboulis » désigne souvent de façon indifférenciée les amas de blocailles superficiels masquant le substrat géologique ancien ou des moraines glaciaires mises en place antérieurement. Ici, nous évoquerons sous ce terme des dépôts de pente inclinés à plus de 30°, organisés en talus plus ou moins coniques et jointifs dont les éléments constitutifs sont classés dans le sens longitudinal, les petits en haut, les gros en bas. Leur désignation correcte est talus d'éboulis, avec comme équivalents anglais scree slopes ou talus slope deposits. On confond souvent talus d'éboulis et cônes d'avalanches, les seconds, comme leur nom l'indique, étant mis en place par des avalanches de neige chargées d'éléments rocheux de toute taille. Grâce à l'analyse détaillée de ces formes et de ces sédiments, nous démontrerons, au chapitre 8, que ces deux types de dépôts sont bien distincts.

Les dépôts formés par les produits de démolition des parois rocheuses ne se limitent pas aux talus d'éboulis et aux cônes d'avalanches. Dans leur continuité, on repère en aval des formes à bourrelets caractéristiques : il s'agit d'un ou de quelques gros bourrelets ourlant la base de ces dépôts et se terminant par un rempart au front raide de quelques mètres à dizaines de mètres de haut (fig. 25). On dénomme ces formes bourrelets de fluage quand ceux-ci

Fig. 25. Bourrelets de fluage de type glaciers rocheux à la base des talus d'éboulis du fond de la combe, sous le Roc noir (Ph. B. Francou).

restent cantonnés au pied de l'éboulis, ou glaciers rocheux quand ils s'étendent en aval sur une ou plusieurs centaines de mètres. Les produits de destruction des corniches rocheuses prennent donc des formes variées et mettent en jeu des mécanismes différents, comme nous allons le voir.



Quelles sont les caractéristiques des talus d'éboulis ?

Leur profil en long est le plus souvent rectiligne ou à peine concave dans la partie haute, et à concavité très appuyée dans la partie basse (fig. 26 et 27a). Cette particularité apparaît plus clairement quand on place les segments de pente mesurés sur un graphique en XY (fig. 27b).



Fig. 26. Les talus d'éboulis étudiés sur l'adret de la combe de Laurichard (Ph. B. Francou).

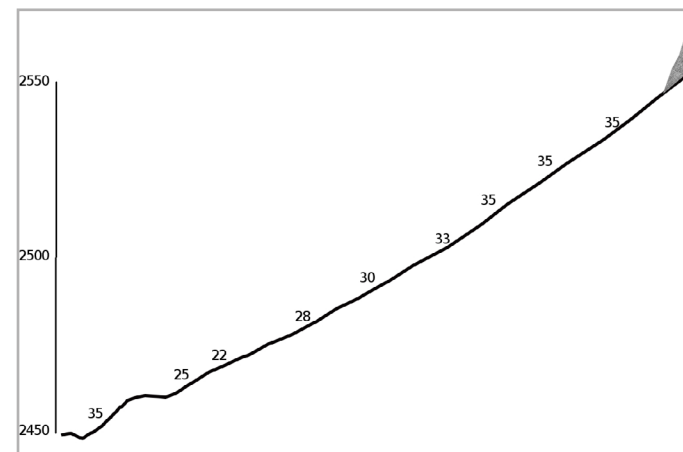


Fig. 27a. Profil d'un talus d'éboulis du versant sud-est de la combe de Laurichard avec ses valeurs de pente.

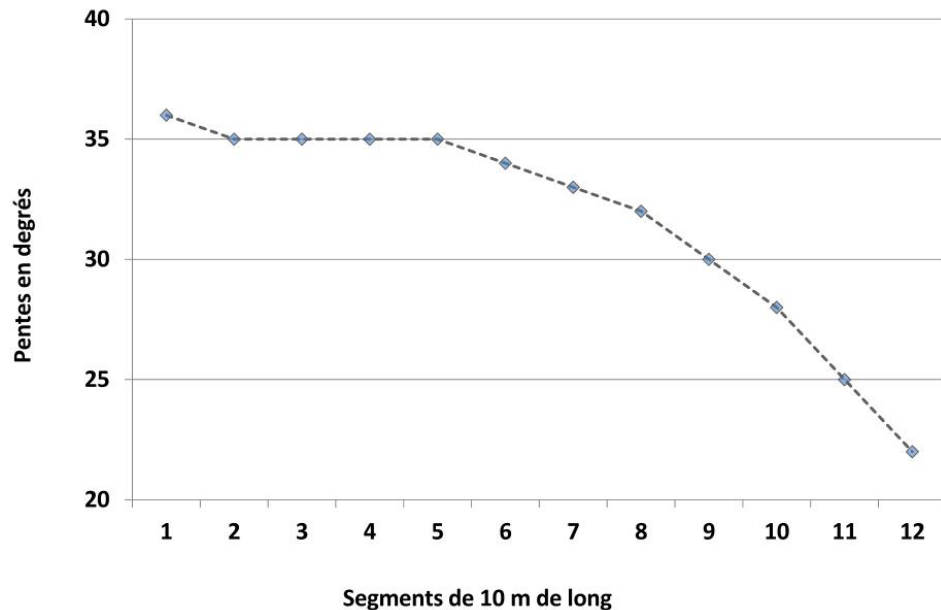


Fig. 27b. Même profil que la fig. 27a, amputé de son bourrelet de base, où l'on a représenté chaque segment de 10 m et sa valeur de pente en degrés. Le premier segment, à gauche, est le plus proche de la paroi, le dernier, à droite, se trouve juste avant le bourrelet de fluage. D'après Francou, 1988.

Dans le milieu périglaciaire alpin, nous l'avons déjà mentionné, les éboulis se prolongent souvent à l'aval de petits bourrelets de fluage limités en aval par un front raide incliné de l'ordre de 35°-40°. En plan, les talus d'éboulis peuvent avoir une allure générale conique, quand ils sont issus d'un couloir bien individualisé dans la paroi rocheuse, ou ils peuvent être aplatis dans le sens transversal quand ils sont jointifs et issus de nombreux couloirs parallèles et peu hiérarchisés. Comme sédiments, les talus d'éboulis montrent un tri des débris en surface, les plus petits situés dans la partie haute, les plus gros dans la partie basse : on parle de granoclassement positif. À première vue, la croissance de la taille des matériaux du haut vers le bas donne l'impression qu'elle est régulière, linéaire ou logarithmique, c'est-à-dire augmentant de façon arithmétique ou géométrique. Le matériel en place tend à être de plus en plus instable vers le haut du talus, ce

dont il est facile de s'apercevoir quand on tente de les remonter, une opération qui se termine le plus souvent à quatre pattes...

Un débat a opposé les chercheurs sur les mécanismes de construction de ces dépôts. Certains ont abordé la question à partir du terrain par des observations méthodiques sur la géométrie de leur profil, les types de granoclassement et la mobilité des éléments constitutifs de ces éboulis. Ces mesures ont parfois été réalisées sur un échantillon important d'individus pour permettre ensuite une analyse statistique : cela a été notre démarche. D'autres auteurs ont eu recours au laboratoire et à la fabrication de talus artificiels pour mettre en équation les trajectoires des blocs chutant des parois et définir les angles d'équilibre des matériaux granulaires qui composent ces « analogues ». Voyons tout d'abord les résultats de ces expériences de laboratoire, puis confrontons-les à nos propres observations de terrain pour juger de la validité des modèles expérimentaux obtenus.

Que retenir des expériences en laboratoire ?

Les auteurs qui ont cherché à comprendre la dynamique des talus d'éboulis en laboratoire en ont reproduit sous la forme de modèles réduits en utilisant des matériaux de petite taille, comme des graviers ou des sables. Ces matériaux sont de nature « granulaire », c'est-à-dire que leur course le long des pentes et leur stabilité une fois arrêtés ne dépendent que des forces de frottement qui s'exercent librement entre eux : frottements « dynamiques » qui s'exercent sur les fragments en chute depuis le haut et frottements « statiques » lorsque les fragments ont trouvé un équilibre dans une position de repos.

Un premier modèle reprend l'idée que les éboulis sont inclinés à l'angle de repos de leurs matériaux. Cet angle est très proche de 35° pour des fragments de forme ramassée et anguleuse, en excluant les fragments aplatis comme les schistes. L'angle de repos est défini sur le terrain comme la pente à laquelle s'immobilisent des matériaux pris dans un mouvement de masse de type coulée sèche. Le mouvement des matériaux se déclenche après que leur pente maximale a été atteinte, c'est-à-dire une fois dépassé le seuil à partir duquel les éléments ne peuvent plus se maintenir en équilibre grâce aux forces de frottement qui s'exercent à leur contact. Passé ce seuil, on atteint un angle critique où les matériaux deviennent instables. L'analogie retenue pour ces auteurs est celui d'un tas de gravier construit sous un convoyeur à bande : les matériaux tombent au sommet et surchargent la

partie supérieure du tas, ce qui la fait s'incliner de plus en plus de part et d'autre du sommet plutôt arrondi. Des coulées sèches se déclenchent régulièrement et courent jusqu'au bas du talus pour rétablir l'angle de repos. Ce dernier vaut 35° dans des graviers homogènes en l'absence de matrice fine. Il est plutôt proche de 33° dans les sables homogènes et secs, comme on peut le vérifier sur les faces les plus raides des dunes. Quelle que soit la hauteur de la chute, qui tend à diminuer au fur et à mesure que le tas grossit, l'angle de repos reste le même. Défendu par plusieurs auteurs, dont Carson (1977), pour expliquer la construction des talus d'éboulis naturels, ce modèle ne parvient cependant pas à expliquer la concavité qui se développe dans la partie inférieure de nombreux talus d'éboulis. Par ailleurs, il utilise des matériaux homogènes et sans matrice fine, matériaux que l'on ne rencontre jamais sur le terrain. Néanmoins, la pente rectiligne inclinée à une valeur proche de 35° rétablie en permanence par l'action de coulées sèches plus ou moins rapides s'observe sur les talus naturels de Laurichard, comme nous le verrons plus loin.

Le second modèle, défendu par Kirkby et Statham (1975) et Statham (1976), dérive d'une expérience faite sur un talus artificiel construit à partir de la chute verticale de fragments individuels depuis une hauteur variable, configuration qui reproduit le cycle d'évolution d'une paroi rocheuse réduisant sa hauteur au cours du temps par érosion. Les matériaux sont de la taille des sables, mais peu homogènes (sables grossiers et sables plus fins). Selon leur taille, les fragments décrivent une trajectoire plus ou moins longue et de forme concave, les

gros roulant en bas et s'arrêtant sur une pente plus faible que les petits, lesquels restent en haut et sur une pente plus forte. La pente à laquelle ils s'arrêtent est dénommée l'angle de frottement dynamique. La valeur de ce dernier dépend de la quantité d'énergie que possèdent les fragments quand ils arrivent au sommet de l'éboulis (la chute est verticale) et des frottements qu'ils subissent au contact de la surface du talus. Ceux qui tombent de la plus grande hauteur et les plus gros sont ceux qui vont le plus loin et il est noté que le frottement qu'ils subissent croît de façon exponentielle dès lors qu'ils rencontrent une surface composée d'éléments de taille comparable à la leur, ce qui les conduit à s'arrêter rapidement. La pente moyenne du talus croît à mesure que diminue la hauteur de chute, donc la taille de la paroi, jusqu'à atteindre des valeurs très élevées, proches de 40°. Cette valeur est considérée par ces auteurs comme l'angle de repos des matériaux. Quand la paroi disparaît et que la hauteur de chute tend vers 0, la pente de l'éboulis tend à perdre son caractère concave et à devenir rectiligne. Ce modèle explique bien la forme concave générale que prennent les talus et la croissance de la taille de leurs fragments vers le bas. En revanche, l'augmentation progressive de la pente moyenne dès lors que la paroi disparaît n'est pas observée sur les talus de Laurichard, de même que la tendance du profil à devenir de plus en plus rectiligne, comme nous le verrons plus loin. Par ailleurs, ce modèle suppose que les fragments chutent du haut sur une surface rugueuse, constituée de pierres déjà déposées. Or, nous savons que les chutes de pierres sur les talus de Laurichard surviennent au printemps quand ils sont

recouverts de neige, donc les frottements que subissent les fragments en chute ne dépendent pas de la rugosité de la surface formée par les fragments déjà accumulés, mais davantage de l'état d'évolution de la couverture neigeuse qui les recouvre. Et celui-ci est très variable pendant la période où se produisent les chutes de pierres, comme nous l'avons observé au cours de nos expériences.

L'enseignement des observations de terrain

La méthode utilisée pour étudier les talus d'éboulis s'est focalisée sur deux aspects principaux : 1) la géométrie des profils en long, pour analyser la structure et les variations en fonction de la hauteur de la paroi rocheuse dominante ; 2) le classement des fragments le long de ces profils, pour faire ressortir les traits principaux et l'évolution tout au long du talus. Pour faire ces observations, nous avons sélectionné des éboulis sur le versant sud de Laurichard, qui ont la particularité d'être très semblables car ils sont issus de couloirs régulièrement espacés et de taille voisine. En revanche, la hauteur de la paroi dominante varie du simple au double. Pas de traces de « fluage » récent (les bourrelets qu'on y observe au pied sont anciens), pas de grandes avalanches chargées de blocs les parcourant, très peu d'empreintes de laves torrentielles : on a là des formes gravitaires « pures », c'est-à-dire résultant principalement des chutes de pierres. Pour accroître l'échantillonnage, des talus d'éboulis en roches massives (calcaires dolomitiques et quartzites du massif du Grand Galibier situé à proximité) ont été rajoutés (Francou, 1988). Toutes ces roches donnent des dépôts de type « granulaire »,

c'est-à-dire sans cohésion : les pentes sont donc contrôlées uniquement par les forces de frottement qui s'exercent entre les fragments sans la présence d'un ciment qui leur donne de la cohésion.

- La géométrie du profil en longueur des talus

On dispose d'une quarantaine de talus, la moitié comportant des parois rocheuses massives (avec un rapport $H_o/H_i > 0,5$) et de pente très inclinée ($\alpha_w > 45^\circ$) [groupe 1], et l'autre moitié dominée par des parois rocheuses très érodées ($0,5 < H_o/H_i < 1$ et $\alpha_w < 45^\circ$) [groupe 2]. H_o désigne la hauteur de l'éboulis, H_i la hauteur de l'éboulis augmentée de la paroi dominante, ainsi qu'on peut le voir sur le schéma suivant (fig.28) :

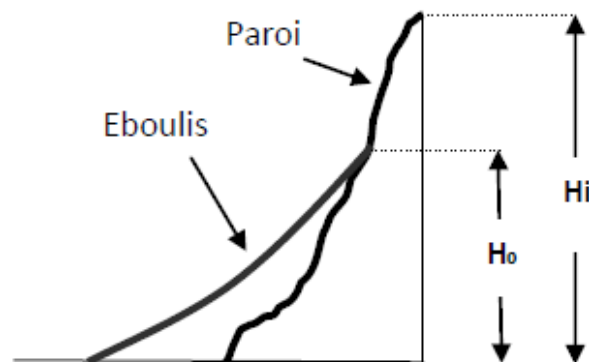


Fig. 28. Visualisation du rapport H_o/H_i .

Ces talus d'éboulis ont été échantillonnés depuis le couloir qui leur donne naissance jusqu'à leur base en les découpant en segments de 10 m de long à l'aide d'un ruban pluridécamétrique. L'inclinaison de chaque segment a été mesurée avec un inclinomètre. Ces valeurs ont été ensuite portées en XY sur un graphique, avec en ordonnées les valeurs de pente en degrés,

et en abscisses la distance fractionnée depuis le sommet. Le sommet est donné par la valeur 0.0 (0 %) et la limite inférieure de l'éboulis par 1.0 (100 %). Pour caractériser la géométrie du profil longitudinal des talus et pour faire émerger une éventuelle discontinuité, nous avons utilisé une approche mathématique. Une fonction spline cubique et sa dérivée seconde* permettent de localiser le point, c'est-à-dire la valeur de pente et le pourcentage de la distance parcourue depuis le haut, où le profil subit une inflexion durable. De cette façon, on identifie sur le profil des segments de pente homogène séparés par des points de rupture (Francou et Manté, 1990).

Sur le talus d'éboulis représenté figure 29a, qui comporte une paroi rocheuse massive, on voit clairement en haut un segment à concavité douce passant plus bas à une concavité plus marquée. Le passage de l'un à l'autre s'opère par une rupture dans le profil située à 60 % de la distance depuis le sommet du talus et à une valeur de pente de 34° . L'étude utilisant cette méthode, publiée par Francou et Manté (1990), a montré que tous les talus d'éboulis de notre échantillon dominés par une paroi rocheuse haute et massive, comme celui-ci, comportaient deux segments séparés par un point de rupture unique (marqué P sur la figure 29a) toujours situé entre 33° et 34° de pente et environ à la moitié ou aux deux tiers de la distance parcourue depuis le sommet du talus. En revanche, dans la seconde population des éboulis où la paroi rocheuse est très érodée, on voit s'individualiser un point de rupture plus haut (P), sur le tiers ou le quart supérieur du talus, avec des valeurs de pente plus élevées (35° - 37°), puis un autre (marqué P') plus bas sur

*Les fonctions splines ont été parfois utilisées en statistique pour caractériser la forme que prend la distribution d'un caractère (Wegman & Wright, 1983).

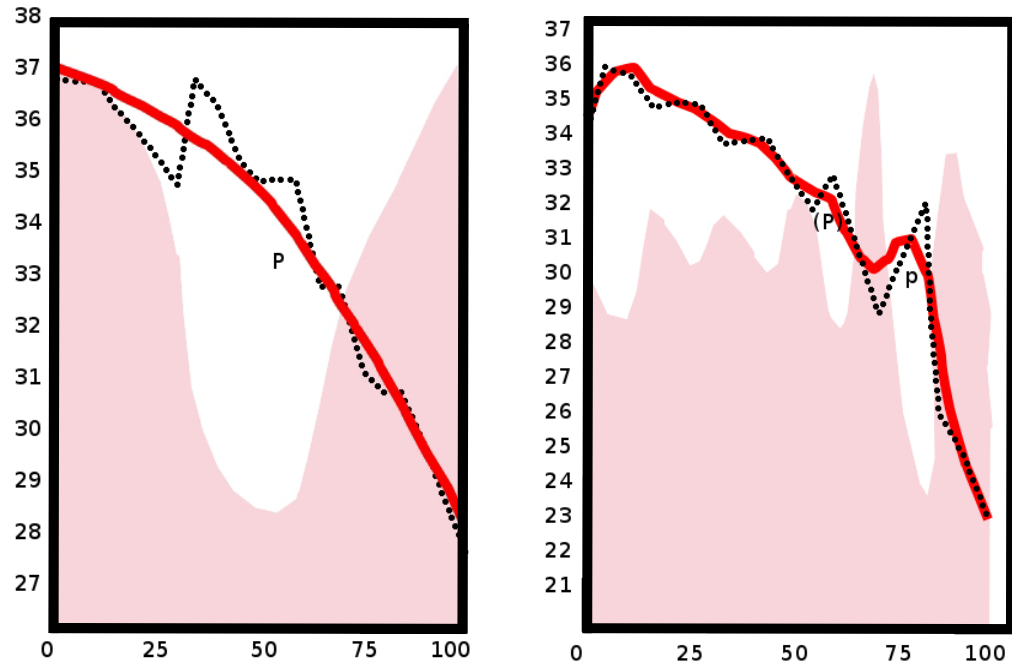


Fig. 29a et 29b. Profils en longueur de deux talus d'éboulis du versant sud-est de Laurichard (le premier graphique, à gauche, avec une paroi rocheuse haute et massive, le second, à droite, avec une paroi basse démantelée par l'érosion). En abscisses, distance fractionnée depuis le sommet de l'éboulis (0-100) en pourcentages. En ordonnées, valeurs de pente en degrés de chaque segment mesuré. Le trait noir lie les différents segments de 10 m de long depuis le sommet, en haut à gauche, la courbe rouge représente la fonction spline, le grisé la dérivée seconde. Francou et Manté, 1990.

le tiers inférieur du talus, avec des valeurs de pente plus faibles (29°-32°) (fig. 29b).

On conclut que, lorsque la paroi rocheuse « vieillit » sous l'effet de l'érosion, le profil de l'éboulis passe d'un modèle à deux segments à un modèle à plusieurs segments. Cette évolution donne l'impression que le profil du talus d'éboulis devient plus régulièrement concave.

Nous avons porté sur deux graphiques la fréquence des valeurs de pente mesurées sur les éboulis appartenant aux deux groupes (fig. 30). Si ce que nous venons de dire est exact, les fréquences des valeurs de pente devraient être différentes d'un groupe à l'autre. Effectivement, sur les talus d'éboulis avec des parois rocheuses massives (premier graphique à gauche), la valeur

d'inclinaison la plus représentée (valeur modale) est nettement 35° (plus ou moins 1°), tandis que, sur les talus d'éboulis où la paroi rocheuse est très érodée (second graphique à droite), cette même valeur modale est plus « amortie » et encadrée d'un nombre plus élevé de valeurs de pente plus fortes et plus faibles. La différence entre ces deux distributions est statistiquement significative.

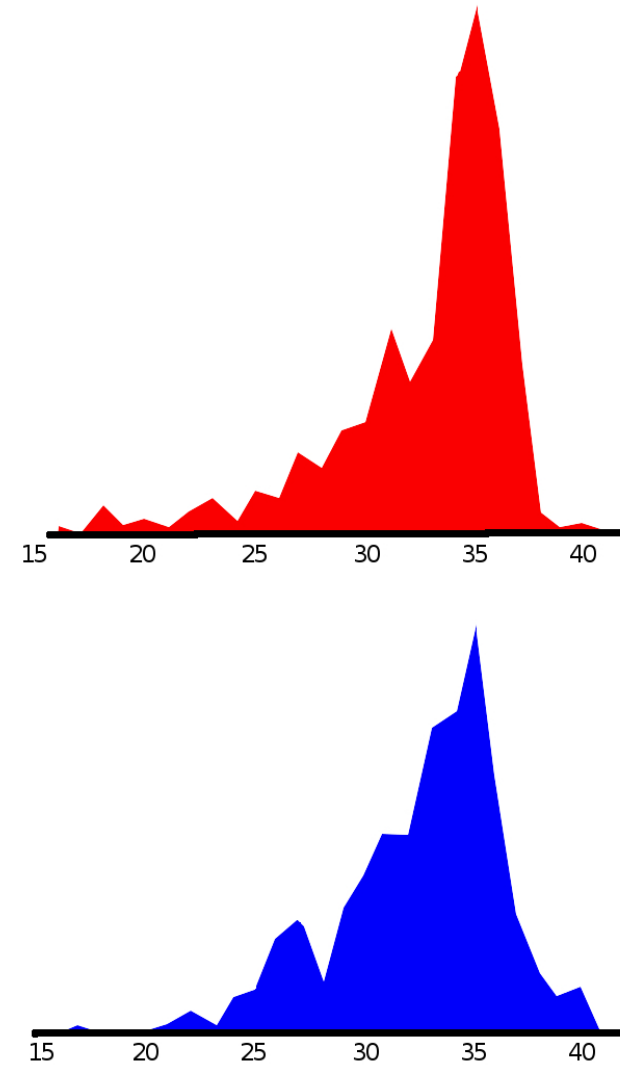


Fig. 30. Fréquences absolues des valeurs de pente relevées sur 18 talus d'éboulis sous corniches rocheuses massives (en rouge) et 17 talus d'éboulis sous corniches rocheuses très érodées (en bleu). Versant sud-est de la combe de Laurichard. Valeurs de pente en abscisses, fréquences absolues en ordonnées. Au total, la population étudiée compte 724 segments de pente également répartis dans les deux groupes. Francou et Manté, 1990.

Ces observations sont d'un grand intérêt pour comprendre le fonctionnement de ces talus d'éboulis. Partant de cet acquis, il est intéressant de voir comment se répartissent les matériaux suivant leur taille et leur forme sur ces profils.

- Comment les matériaux se classent-ils à la surface des talus d'éboulis ?

Les méthodes utilisées pour analyser les classements granulométriques ont été présentées dans le détail dans plusieurs publications (Francou, 1988 ; 1991), résumons-les.

On a parcouru les profils en long de deux éboulis de l'adret de Laurichard et l'on a mesuré, tous les 20 m, la taille de 100 fragments pris au hasard. Ces talus sont tous deux surmontés d'une paroi rocheuse de type massif. Sur le premier, on a pris en compte les trois axes des fragments (A = longueur, B = largeur, C = épaisseur), sur le second, seulement l'axe A (voir le croquis fig. 31).

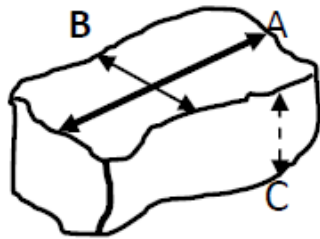


Fig. 31. Mesure des trois axes des blocs

Les mesures ont été réalisées en appliquant sur la surface du talus une grille en bois de 1 m² divisée par la cordelette en 100 carrés égaux de 0,1 m de côté (Fig.32). La grille a été positionnée avec deux côtés parallèles à la pente. On a négligé les éléments inférieurs à 0,05 m de longueur (petits graviers et sables).

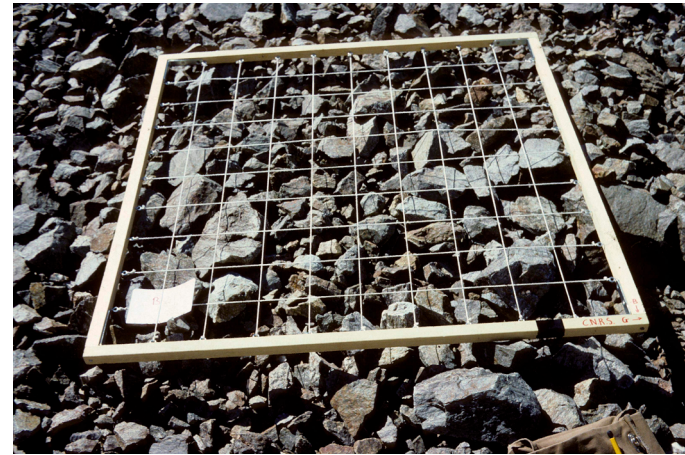


Fig. 32. Grille de 1 m² positionnée sur le talus d'éboulis pour étudier sa granulométrie et la disposition des blocs (Ph. B. Francou).

Dans le même temps, on a mesuré l'angle du grand axe (A) de chaque élément par rapport à l'axe principal de la pente. On a alors désigné les fragments parallèles à la pente quand leur grand axe s'écartait au maximum de 30° de l'axe principal de la pente, perpendiculaires quand il s'en écartait de plus de 60°, et obliques ceux qui se positionnaient entre 30° et 60°. Pour chaque éboulis, entre le haut et le bas, on compte dix stations de mesures régulièrement espacées avec ces diverses variables mesurées. Sur un éboulis, on a mesuré les trois axes (A, B, C) des fragments, ce qui a permis de calculer les paramètres de forme suivants : l'allongement (a/b), l'aplatissement [(a+b)/2c] et la sphéricité telle que définie par Krumbein*. Ceci afin de voir comment les fragments pouvaient se trier entre le haut et le bas du talus en fonction de ces paramètres de forme. Sur un autre éboulis sélectionné, on s'est limité à mesurer l'axe A (longueur), sachant que cette valeur est bien corrélée avec les deux autres axes. Quand les fragments sont de taille homogène en un lieu, on parle d'homométrie, quand ils sont de taille hétérogène, on parle d'hétérométrie. On a

*SK= [(b.c)/a²]^{0,333}
où a = longueur, b = largeur et c = épaisseur.

ajusté, comme précédemment, les profils de ces deux talus à une fonction spline cubique pour identifier les points de rupture et pour voir si leurs positions ont un impact sur le classement des fragments.

Sur les graphiques suivants (fig. 33a et 33b), il est clair que la taille des fragments s'accroît vers le bas (de gauche à droite de la figure). Néanmoins, elle n'est pas régulière, de type linéaire ou logarithmique, comme l'ont pourtant signalé plusieurs auteurs (par exemple Church et al., 1979 ; Statham, 1976), mais montre un plateau à mi-pente : il n'y a plus d'augmentation de la taille pendant quelques dizaines de mètres dans les deux exemples étudiés.

On voit également sur la moitié supérieure du talus un assez bon tri des matériaux (homométrie), comme le montre la faible épaisseur du grisé,

Fig. 33a et 33b. Évolution de la taille de fragments et de leur dispersion (écarts types) le long du profil de deux talus d'éboulis du versant sud-est de la combe. À gauche (a), la taille est donnée par la moyenne géométrique des trois axes, à droite (b), par la seule valeur de l'axe A. Points = médianes, grisés = 1 écart-type. Abscisses : distances fractionnées depuis le haut (0). Ordonnées : taille des fragments en cm. Francou, 1988 ; 1991.

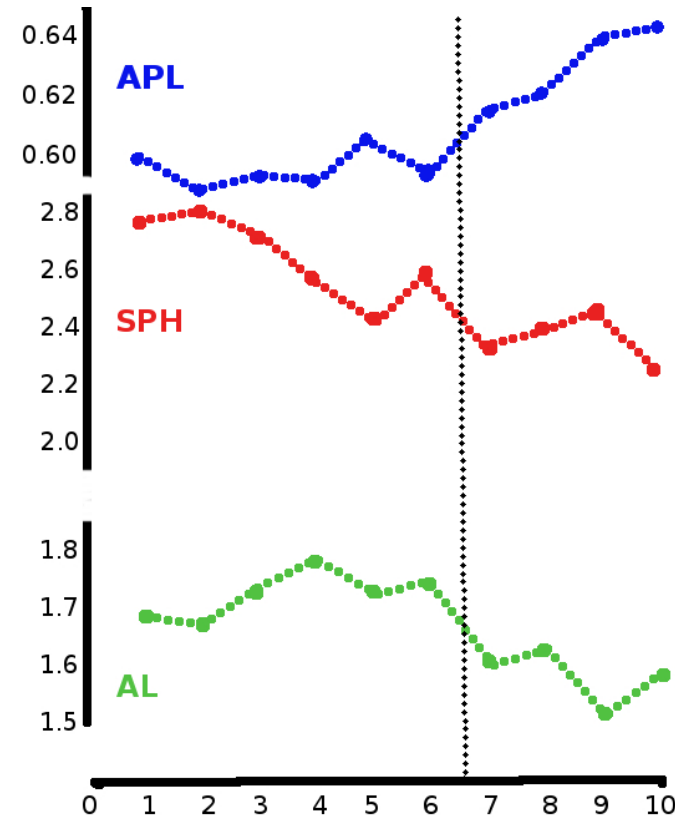
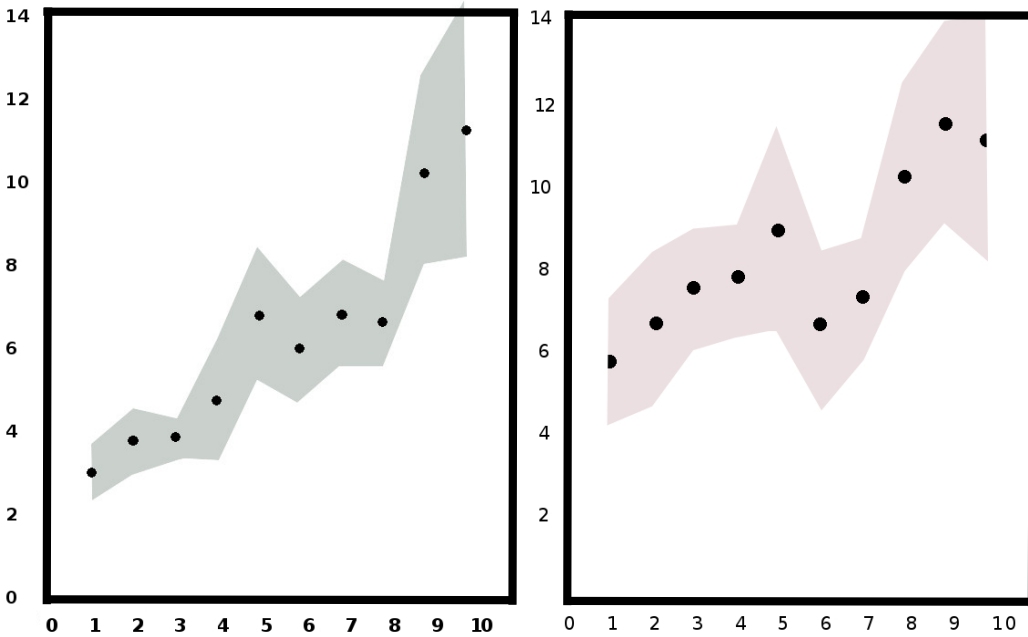


Fig. 34. Évolution morphologique des fragments (moyennes) le long d'un éboulis du versant sud-est de la combe. De bas en haut : allongement (AL), sphéricité (SPH) et aplatissement (APL). Pointillé : point de rupture dans la géométrie du profil. Les différences constatées de part et d'autre de ce point sont statistiquement significatives à 5 %. Francou, 1988 ; 1991.

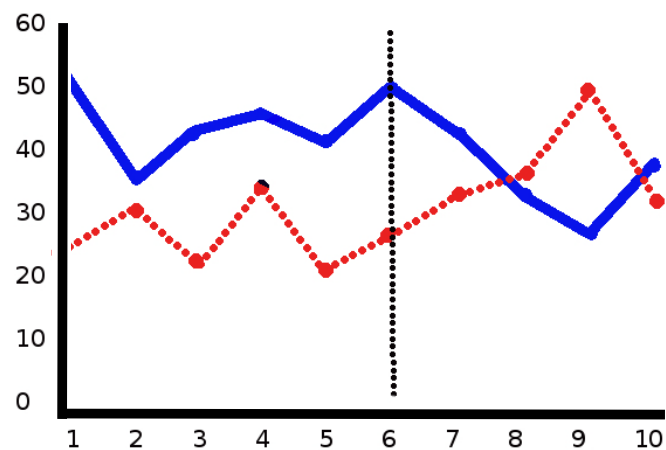
tandis que, sur la partie inférieure, les matériaux sont peu triés, mélangeant des éléments de toute taille, blocs, cailloux, graviers. Ce mélange prouve que les matériaux sont arrivés au pied du talus « en vrac » au sein de coulées de neige (voir chapitre 8). Les tests statistiques montrent que les distributions de taille des fragments du haut (stations 1-5), du milieu (stations 6-7) et du bas (stations 9-10 ou 8-10) sont significativement différentes. On observe également, sur la figure 34, que les fragments ont tendance à devenir moins allongés et moins aplatis, c'est-à-dire de forme plus ramassée et sphérique quand on atteint la base du talus (de gauche à droite sur la figure).

Cela est démontré par l'évolution des indices de forme des fragments (Al, Ap et Sk, notés AL, APL et SPH respectivement sur la figure) de haut en bas, mais notons que les différences entre deux stations contiguës ne sont pas toujours significatives.

Comment interpréter cette sélection par la forme des fragments ? Les blocs ayant la forme la plus ramassée tendent à descendre en roulant et, de ce fait, ils allongent leur trajectoire en direction du pied du talus, car c'est en roulant qu'ils conservent le mieux leur énergie initiale. Les blocs plus aplatis et plus allongés, quant à eux, ont tendance à glisser et, ce faisant, ils dissipent une grande quantité de leur énergie initiale en frottant de façon continue sur le substrat rugueux. C'est ce que nous ont montré les expériences mentionnées au chapitre 6.

Quand on examine la disposition des éléments à l'arrêt (parallèles/perpendiculaires), il est tentant de voir une tendance se dessiner vers le bas : les blocs tendent à s'arrêter dans une position de plus en plus perpendiculaire à la pente au pied du talus,

Fig. 35. Évolution de la disposition des blocs le long d'un talus du versant sud-est de la combe. Fragments alignés parallèlement à l'axe de la pente (en bleu), fragments perpendiculaires à l'axe de la pente (en rouge pointillé). Franco, 1991.



mais l'échantillon mesuré est insuffisant pour le démontrer vraiment (fig. 35). Si cela était vérifié, cela montrerait qu'ils ont glissé dans le haut et se sont arrêtés leur grand axe parallèle à la pente, tandis que ceux qui ont atteint le bas du talus, plus sphériques, ont pu le faire en roulant, puis se sont arrêtés leur grand axe perpendiculaire à la pente.

En résumé, ces analyses montrent que ces talus d'éboulis n'obéissent pas à des lois mathématiques simples qui conduiraient à des évolutions progressives. La géométrie de leur profil comme le classement de leurs matériaux indiquent entre le haut et le bas des changements brutaux que les modèles expérimentaux ne parviennent pas à reproduire.

• Qu'en est-il de la structure interne des talus d'éboulis, que l'on ne voit pas ?

Impossible à observer en coupes, elle n'a pas été étudiée à Laurichard. Les coupes de 1 m ouvertes verticalement en plusieurs points des talus de l'adret de Laurichard montrent partout un classement inverse, gros éléments en surface et petits en profondeur, typique des dépôts de pente d'origine gravitaire (fig. 36). Les petits cailloux et la matrice fine apparaissent en dessous des blocs à 20-70 cm de la surface. Ce caractère, très classique sur les éboulis et dans des nombreuses coulées de blocs, s'explique par le « tamisage » qui s'opère depuis la surface. Dans ces dépôts grossiers, les fragments ne s'emboîtent pas mais laissent des vides entre chacun d'eux. Cette porosité, conjuguée à une forte instabilité du dépôt, fait qu'à chaque mouvement des blocs les uns par rapport aux autres, les petits éléments tendent à s'infiltrer dans les interstices et à s'enfouir en profondeur.

Ce classement vertical dit inverse est un facteur supplémentaire d'instabilité des talus du fait que les couches inférieures composées de plus petits éléments font office de « roulement à billes » pour les niveaux supérieurs où dominent les gros. Plus en profondeur, le sédiment est très peu trié : les blocs et les cailloux sont noyés dans une matrice sableuse sans disposition préférentielle. Mais est ce toujours le cas ?



Fig. 36. Granoclassement vertical dans un éboulis de l'adret de Laurichard (Ph. B. Francou).

Des sondages récents effectués dans les Alpes orientales en utilisant un radar à pénétration de sol (GPR) ont montré que pratiquement tous les éboulis y étaient stratifiés, avec une alternance de strates aux éléments très grossiers et de strates aux éléments plus fins (Sass et Krautblatter, 2006). Cette stratification pourrait s'être mise en place avec des processus différents, comme des coulées de débris de divers types. Ces auteurs ont émis l'hypothèse que ces strates sont attribuables à des conditions climatiques différentes : en période froide, des éléments plus grossiers sont libérés de la paroi grâce à une gélifraction plus active, tandis qu'en période plus clémente se produit une arrivée d'éléments plus fins car la gélifraction est moins active. Si une telle hypothèse était vérifiée, les talus d'éboulis pourraient, dans certains cas, se révéler être des indicateurs de variations climatiques du passé. D'autres types de stratification, très bien marqués mais d'une origine différente, ont été documentés dans les talus d'éboulis aux éléments plus fins et évoluant dans d'autres types de milieux périglaciaires, comme par exemple sous les Tropiques (Francou, 1990 ; Van Steijn et al., 1995 ; Bertran et al., 2004).

Une caractéristique à prendre en compte : la mobilité des fragments une fois déposés sur les talus

À voir les difficultés que l'on a à parcourir les talus d'éboulis à partir d'un certain degré d'inclinaison, on se doute bien que les fragments n'y restent pas immobiles après leur premier dépôt. Plusieurs auteurs ont marqué à la peinture des blocs le long des talus d'éboulis et ont mesuré leurs déplacements au cours du temps. Les résultats ont montré que les déplacements sont très dispersés dans l'espace (des zones sont mobiles, d'autres pas) mais aussi très variables dans le temps, d'une année sur l'autre (Pissart, 1964 ; Gardner, 1979 ; Perez, 1993 ; 1998). Ces déplacements ont un caractère individuel, c'est-à-dire se différencient de ceux, plus collectifs et homogènes, que l'on observe à la surface du glacier rocheux ou d'autres types de coulées. En restant dans la combe de Laurichard et sur son versant sud, nous nous appuyerons sur les mesures faites sur l'un des éboulis de ce secteur (Francou, 1991).

Cet éboulis présente le type de profil en long et les caractéristiques de classement de ses fragments mentionnées plus haut. Il reçoit chaque année, par chutes individuelles et au sein de petites coulées de neige chargées, des apports de débris qui se concentrent sur la moitié supérieure du talus (100 % de probabilité de dépôts), et qui vont décroissant ensuite en direction de la base du talus (de 50 % à 10 % de probabilité annuelle). Huit stations de mesure ont été installées du sommet à la base de l'éboulis le long de l'axe central, chacune comportant entre 10 et 20 blocs marqués à la peinture. Ces points de mesure ont

été fixés, à l'aide de pitons à expansion, à des objets immobiles, pointements rocheux ou gros blocs stables solidement ancrés dans l'éboulis. Les mesures ont été faites à partir de l'été 1988 sur deux années, ce qui est sans doute insuffisant pour avoir une vision globale de la mobilité d'un talus d'éboulis.

Les résultats obtenus font apparaître plusieurs aspects : 1) au bout de deux années, de nombreux blocs marqués ont été perdus, surtout dans la partie médiane du talus et juste en aval ; 2) les grands déplacements (supérieurs à 5 m sur deux ans) sont maxima sur la partie médiane, soit vers 50 % - 60 % de la distance depuis le haut du talus ; 3) les déplacements dans la partie haute restent importants, mais avec des valeurs plus faibles, comprises entre 5 m et moins de 1,4 m, ils sont plutôt faibles (inférieurs à 1 m), voire inexistantes au pied du talus, mais précisons que c'est un secteur où les pertes de blocs marqués ont été importantes. L'éboulis subit donc ses plus grandes perturbations non pas en amont, sur les secteurs où l'inclinaison de la pente est maximale (35° et plus) et où la taille des fragments est la plus petite, mais davantage dans la zone médiane. Il se stabilise ensuite très vite dans le tiers inférieur où les gros éléments dominent. C'est donc juste en aval du point de rupture dans le profil que les fragments tendent à se stabiliser. C'est aussi dans cette partie basse du talus que le tri des fragments est le plus faible, avec des éléments de toute taille mélangés.

Il est temps, à présent, de combiner ces observations de terrain et d'en extraire une cohérence afin de voir si le fonctionnement de ce type d'éboulis peut être précisé et comparé aux modèles conçus en laboratoire.

Un modèle pour les talus d'éboulis synthétisant expériences de laboratoire et observations de terrain

Résumons tout d'abord les trois caractéristiques relevées sur ces éboulis.

1) Le profil en long des talus comporte dans sa partie haute un segment rectiligne ou faiblement concave, et dans sa partie basse un segment dont la concavité est beaucoup plus appuyée. Ces deux segments sont séparés par un point de rupture de pente net qui se place sur une inclinaison assez stable à 33°-34° et une position variable de la partie médiane. Le segment supérieur, presque rectiligne, est d'une inclinaison très constante à 35° (plus ou moins 1°). Quand la paroi rocheuse s'abaisse par érosion, le profil devient plus complexe, avec plusieurs points de rupture.

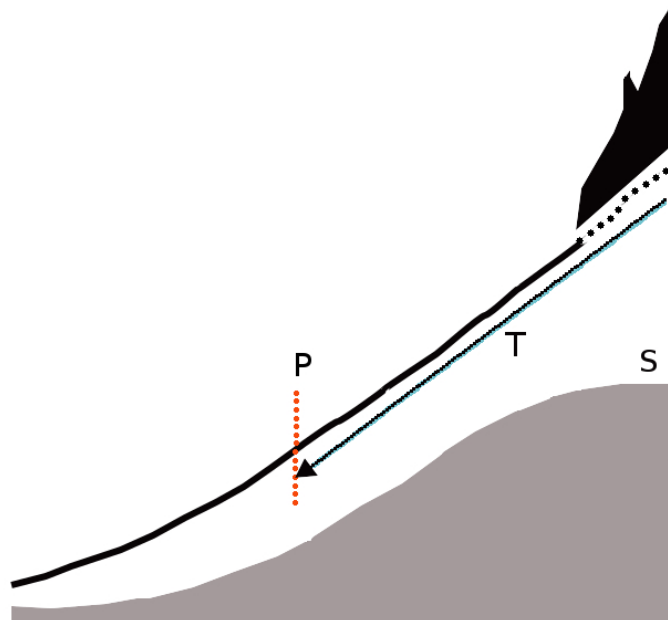
2) La croissance de la taille des fragments vers le bas s'opère de façon nette sur le segment du haut, mais elle est perturbée lors du passage d'un segment à l'autre, c'est-à-dire vers le point de rupture. La taille des fragments en surface ne croît donc pas régulièrement, mais l'on trouve dans la partie médiane, sur quelques dizaines de mètres, une zone où les blocs n'augmentent plus leur taille.

3) Les fragments tombés de la paroi rocheuse et accumulés en amont du point de rupture restent très mobiles, mais ne se déplacent plus guère à l'aval de ce point.

Le croisement de ces données nous a conduits à proposer un modèle de fonctionnement pour ces talus (Francou et Manté, 1990 ; Francou, 1991).

Les plus gros volumes de débris en provenance de la paroi rocheuse viennent s'immobiliser sur la zone haute et moyenne du talus, c'est un fait d'observation. Seuls de rares avalanches chargées atteignent le bas du talus ainsi que des blocs isolés. La suraccumulation du matériel sur cette zone haute et médiane va générer une instabilité, car, sous son effet, la pente va avoir tendance à s'incliner de plus en plus. Par cette instabilité et les déplacements collectifs résultants, le dépôt recherche son angle d'équilibre (l'angle de repos), lequel se situe proche de 35° dans ce type de matériel. L'instabilité et la recherche de l'équilibre produisent un transport du matériel qui atteint ses valeurs maximales dans la zone médiane du talus, c'est ce que nous avons mesuré. Le matériel devient alors un peu plus trié (homométrique) car ces déplacements contribuent à enfouir les petits éléments en profondeur par effet du tamisage. Autour de 35°, les matériaux acquièrent leur stabilité et ne se déplacent plus guère. Juste à l'aval, la pente est sous le contrôle d'un autre mécanisme, la chute des blocs en provenance directe de la paroi. Ces blocs s'immobilisent par suite de la perte d'énergie qu'ils subissent sur des pentes de plus en plus faibles. Ils finissent par s'arrêter lorsqu'ils rencontrent une surface composée d'autres blocs de taille voisine à la leur, car les frottements deviennent trop élevés pour qu'ils puissent continuer leur course. Ceci est vrai seulement quand le manteau neigeux est absent à la surface. La discontinuité notée dans le profil représente donc un point de rupture dynamique séparant une pente d'accumulation-transport située à l'amont, et une pente d'accumulation pure située à l'aval (fig. 37).

Fig. 37. Le « modèle biphasé » appliqué aux talus d'éboulis sans cohésion. Grisé du bas : taux de dépôt (S) diminuant vers le bas du talus d'éboulis. En haut, profil type d'un talus d'éboulis, avec le segment où domine le transport des fragments (T) jusqu'au point de rupture (marqué ici P avec un pointillé vertical). En bas, en aval de P, les fragments arrivant directement de la paroi, par chutes individuelles ou avalanches, ne sont pas remobilisés et restent stables. D'après Francou, 1988 ; 1991 et Francou et Manté , 1990.



Ce point de passage d'un segment à l'autre se traduit par une forte perturbation dans la croissance de la taille des blocs vers le bas.

Que, dans la partie basse, les fragments tendent à être plus sphériques et à s'arrêter perpendiculairement à la pente montre, en première approximation, qu'ils se sont immobilisés au terme d'une longue trajectoire depuis la paroi rocheuse sans subir de déplacement une fois déposés. En revanche, dans la zone plus inclinée située en amont du point de rupture, ils sont pris dans un mouvement de masse, raison pour laquelle ils tendent à s'aligner parallèlement à la pente. Ce type d'alignement s'observe couramment dans des coulées où les matériaux se déplacent en masse : c'est une façon pour eux de minimiser les forces de frottement qu'ils subissent avec leurs voisins.

Notons enfin que les avalanches chargées peuvent déposer leurs produits à la base des talus. Cela est attesté par le très mauvais tri des matériaux. Cependant, la préservation du point de rupture dans la géométrie du profil prouve que ces avalanches sont peu fréquentes car, dans le cas contraire, il aurait été masqué sous leur dépôt. Nous verrons en effet plus loin que les cônes d'avalanches n'ont pas du tout le même profil que celui que nous venons de décrire.

Quant aux mécanismes qui assurent le transport des matériaux sur la partie haute du talus et qui visent à les stabiliser sur leur angle de repos, ils ont été décrits dans la littérature et sont de deux types (Bertran et al., 2004) : 1) il s'agit soit de coulées sèches rapides (mètre/seconde) connues sous la dénomination de grain flows ; ces déplacements en masse sont typiques des matériaux granulaires (sans matrice fine), ils se déclenchent sur des pentes raides (plus de 35°), se maintiennent par les chocs que les matériaux exercent les uns sur les autres et prennent fin sur des pentes plus faibles que celles où ils ont pris naissance ; 2) soit, le plus souvent, de petits réajustements – dénommés de façon générique reptation particulière (ou talus shift en anglais) – par lesquels des fragments en état de déséquilibre réagissent à de multiples perturbations par des déplacements de faible ampleur (quelques cm à dm) mais fréquents : ces perturbations peuvent être l'impact d'une pierre, le passage d'un animal ou d'un randonneur, des variations de températures, le poids de la neige, etc.

Mais de nombreux types d'éboulis ne se conforment pas à ce modèle...

Voyons pourquoi. Au cours de la construction des éboulis, deux types de mécanismes conjuguent leurs actions : ceux qui sont liés aux chutes de pierres depuis la paroi, d'une part, et ceux qui remanient les matériaux une fois déposés, d'autre part. Il arrive que ces mécanismes remaniant les premiers dépôts soient très importants, au point d'oblitérer les caractères directement associés aux chutes de pierres. Par exemple, l'extension des talus au-delà de la trajectoire des pierres venues de la paroi est un fait communément observé. Nous nous étendrons plus loin sur l'action des avalanches chargées, en leur dédiant le chapitre 8, car cette variante de dépôts se rencontre très souvent dans le milieu que nous étudions. Citons trois autres cas très fréquents en haute montagne.

• Les éboulis fluants

Ce sont des talus d'éboulis qui construisent dans leur partie aval une série de bourrelets qui, en se multipliant, donnent naissance à des glaciers rocheux. Les matériaux de l'éboulis se déforment en masse suite à la présence d'une certaine quantité de glace : on dit qu'ils « fluent ». La glace résulte de l'ensevelissement de névés résiduels au cours de l'été et du regel des eaux de fonte au contact d'une masse de glace maintenue à température négative dans les éboulis. Comme les glaciers rocheux, les éboulis fluants relèvent des pergélisols* riches en glace.

La glace, qui remplit tous les vides existant entre les blocs et les cailloux, ou qui forme des bancs massifs, assure la cohésion du matériel d'éboulis et finit par lui donner un comportement

mécanique viscoplastique (voir chapitre 9 sur les glaciers rocheux). Les figures de fluage les plus répandues sont les bourrelets de plusieurs mètres de haut arqués vers l'aval qui accidentent le pied des talus d'éboulis. Par ce mouvement de masse, de la matière est prélevée à la partie médiane des talus, si bien que ceux-ci peuvent prendre un profil convexe (et non concave comme d'ordinaire). Les vitesses de fluage mesurées en surface au pied des talus sont de l'ordre de quelques centimètres

*Pergélisol (ou permafrost en anglais) se dit pour une paroi rocheuse ou un dépôt de débris dont la température en profondeur se maintient plus d'une année à une valeur inférieure à 0 °C. Beaucoup de pergélisols abritent d'importants volumes de glace, sous forme diffuse comme dans un béton (glace interstitielle) ou sous forme de grosses lentilles ou de bancs massifs (glace lenticulaire ou en strates). Avec le réchauffement du climat, cette glace peut fondre et libérer les roches qu'elle cimente, ce qui donne lieu à des mouvements de masse, écroulements de parois ou glissements en masse d'amas de débris, qui peuvent prendre des formes catastrophiques, comme c'est le cas depuis quelques années dans les Alpes au cours des étés caniculaires. Le pergélisol est fréquent dans les Alpes au-dessus de 2 600 m-3 000 m, selon l'exposition, d'abord sous une forme discontinue, puis continue à plus haute altitude (3 500 m-3 800 m).

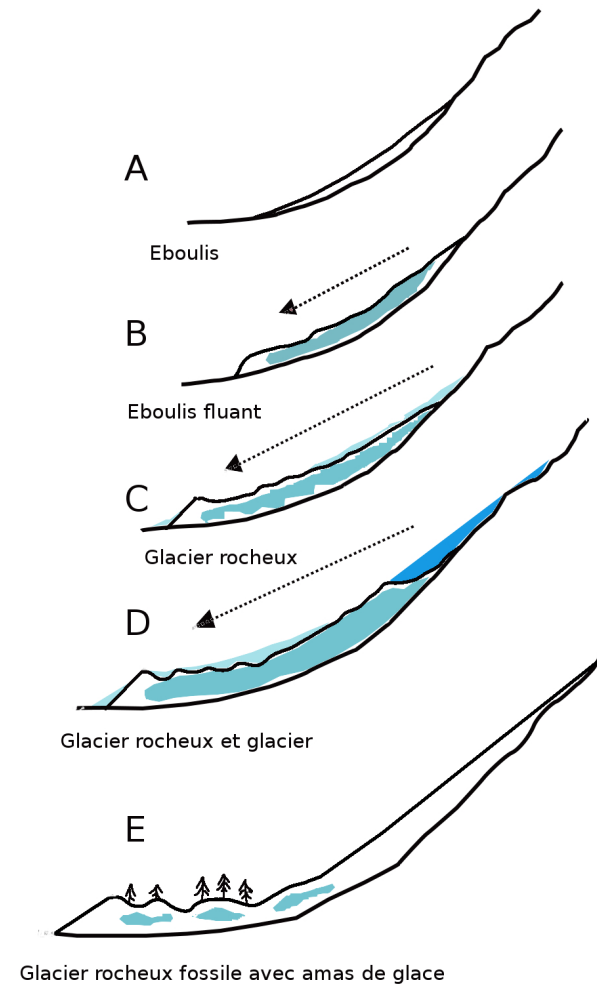


Fig. 38. Évolution d'un talus d'éboulis vers un éboulis fluant (A-B), puis vers un glacier rocheux (C) éventuellement surmonté d'un petit glacier suite à un climat devenant favorable au développement du pergélisol et des glaciers (C-D). Stade final avec le glacier rocheux fossile (E) dans lequel la glace a fondu ou parvient à se maintenir sous forme de quelques amas épars. En bleu clair : la glace enfouie. Bleu foncé : le glacier en surface. La « moraine de névé » du Lautaret est de nos jours interprétée comme un petit glacier rocheux parvenu au stade E. Francou, 1988.

à quelques décimètres/an. Le tri du matériel est très perturbé car les blocs continuent à se déplacer vers l'aval après leur premier dépôt par les chutes de pierres. La séquence présentée à la figure 38 montre comment se forment les éboulis fluants au cours d'une période où le climat se refroidit (A-B), puis comment ils peuvent se déployer en glaciers rocheux (C-D) quand ce type de climat froid se maintient, et finalement comment ils s'immobilisent et se fixent dès lors que le climat se réchauffe et que le pergélisol devient fragmentaire (E). À la fin, il reste un glacier rocheux inactif surmonté d'un éboulis encore partiellement actif. C'est ce qu'il s'est produit au col du Lautaret à 2 000 m il y a environ 13 000-11 000 ans (Tardiglaciaire final) quand le climat s'est refroidi pendant une quinzaine de siècles, avant de se réchauffer par la suite au milieu de l'Holocène, laissant en héritage la moraine de névé aujourd'hui inactive du col du Lautaret (voir le chapitre 10).

De nombreux éboulis fluants passant à des glaciers

rocheux sont actifs dans les Alpes internes (stade D de la figure 38). C'est le cas par exemple du glacier rocheux du Brec de Chambeyron en haute Ubaye, dont le front est situé à près de 2 600 m (fig. 39).

- Les éboulis soliflués

Cette catégorie renvoie à des talus d'éboulis remaniés par la solifluxion* (Francou et Héty, 1989). Il faut, pour déclencher la solifluxion, une grande quantité de matrice fine de la taille des limons et des argiles (< 50 µm). Les matériaux de cette taille sont réputés gélifs, car s'y forment pendant l'hiver, sous l'action du gel durable affectant le sol, de minces strates de glace, ce qui a pour conséquence de les faire gonfler. Au printemps, ces glaces fondent, les matériaux s'affaissent verticalement, ce qui contribue à les déplacer vers le bas de quelques centimètres. Quand ils sont saturés d'eau, les matériaux peuvent se liquéfier et engendrer de petites coulées boueuses longues de quelques mètres. Les éboulis soliflués se rencontrent donc dans les roches qui fournissent par altération une fraction fine abondante : c'est, par exemple, le cas des schistes lustrés dans les Alpes internes, qui forment les reliefs du haut Queyras ou de la haute Ubaye (fig.40). Ces talus passent à l'aval à des coulées de solifluxion qui transportent le matériel d'éboulis vers le fond des vallons à une vitesse de quelques centimètres/an (Bertran et al., 1993 ; Coutard et al., 1996). Cette catégorie d'éboulis n'existe pas à Laurichard, comme sur la plupart des versants du massif des Écrins (sauf localement), car les produits d'altération des granites et des roches métamorphiques appartiennent à la catégorie des sables. Les sables sont des matériaux trop grossiers pour gonfler au gel, ils ne sont donc pas propices à produire de la solifluxion.

*La solifluxion en milieu périglaciaire est un mécanisme qui déplace lentement (cm/an) les fragments à la surface des éboulis ou de tout autre dépôt de pente sous l'action des cycles de gel-dégel journaliers à saisonniers affectant le sol sur plusieurs centimètres à décimètres d'épaisseur. Ses formes visibles sont des lobes ou des coulées de quelques dizaines de mètres de long plus ou moins emboîtées ou se chevauchant les unes les autres. Leur épaisseur est en général de moins de 2 m dans les Alpes. On utilise aussi des termes plus précis que celui de solifluxion : on parle de cryoreptation quand c'est le gel/dégel qui produit le déplacement, et de gélifluxion quand la quantité d'eau accroît le mouvement en faisant franchir aux matériaux leurs limites de plasticité/liquidité.

Fig. 39. Glacier rocheux du Brec de Chambeyron, en haute Ubaye. On peut y voir un glacier rocheux actif, surmonté d'un éboulis fluant recouvert partiellement d'un petit glacier en amont, celui qui occupe le couloir Bujon. Ce glacier date du « petit âge glaciaire », mais devrait disparaître au cours des prochaines décennies avec le réchauffement du climat. Dans la séquence montrée à la figure 38, ce complexe détritique correspond au stade D (Ph. B. Francou).





Fig. 40. Éboulis soliflués dans les schistes lustrés de la région du col Agnel, dans le haut Queyras. Noter les coulées organisées en lobes qui se déplacent vers le lac (Ph. B. Francou).

• Les éboulis ruisselés

On dénomme ainsi des talus d'éboulis affectés avec une certaine fréquence par des laves torrentielles* provoquées par des averses pluvieuses intensives en été (Francou et Hétu, 1989). Dans les parois, les couloirs agissent comme des collecteurs raides où le flux de ces averses est concentré. Ils sont alors nettoyés des débris qui les encombrant par ruissellement. Les produits transportés alimentent les éboulis de petites laves torrentielles, qui sont facilement repérables à leur matériel plus fin et à leurs levées latérales en relief sur la surface des talus. Dans le bas, ces laves construisent des cônes alluviaux aplatis (fig. 41).

Par leurs répétitions, ces laves contribuent à exporter le matériel d'éboulis vers le fond des vallons, mais aussi à inciser les corniches rocheuses et les matériaux fins du sommet des talus au moyen de chenaux qui s'encastrent dans les éboulis. Ces talus ont été parfois signalés comme marquant une transition entre

un climat périglaciaire où le gel est sévère et durable et des conditions plus chaudes accompagnées d'une intensification des processus torrentiels : c'est le cas actuellement en Écosse selon Hinchliffe et Ballantyne (2009) et dans les Alpes orientales selon Krautblatter et Moser (2009).

Dans le massif du Combeynot, la fréquence de ces laves pendant la période où la combe a été surveillée (1979-2000) a été très faible, de l'ordre d'un événement par décennie. L'un d'eux a été observé par Francou (1988) le 9 août 1983 sur le versant nord de la combe à la suite d'une averse intensive ayant précipité, à proximité du col du Lautaret, un total de 16 mm en 2 heures, avec un pic de 10 mm/h. Contrairement à ce qui est dit parfois, ces laves ne sont pas liées à la fonte de la neige au printemps, fût-elle très rapide, mais il faut des averses pluvieuses pour parvenir aux concentrations qu'exige le départ de ces laves dans un matériau aussi poreux que les éboulis.

* Les laves torrentielles sur éboulis sont des coulées de débris (debris flows en anglais, ou mudflow pour désigner des coulées boueuses) au matériel très grossier et peu trié, issues de couloirs raides, qui se déplacent à une vitesse de l'ordre du mètre/seconde. Elles sont déclenchées pendant la saison estivale par des averses pluvieuses intensives. Leur relief montre des levées caractéristiques sur les bords et des bourrelets caractéristiques au centre. Dans les grands systèmes torrentiels, les laves peuvent dépasser le kilomètre en longueur et balayer toute la surface des cônes de déjection. Elles font partie, avec les avalanches, des risques majeurs dans les régions de montagne, car de nombreux villages sont implantés sur des cônes de déjection.

Fig. 41. Lave récente sur un éboulis de la haute Clarée vers 2 500 m (Ph. B. Francou).



En conclusion, la famille des talus d'éboulis est très vaste, on pourrait y consacrer un livre entier ! Il faut faire des études fouillées pour les distinguer les uns des autres et en faire une typologie. Mais certains mécanismes, comme le fluage des talus, les laves torrentielles ou les coulées de solifluxion, sont faciles à observer et à identifier à l'œil nu. C'est le cas aussi des avalanches de neige chargées de débris.

Cônes d'avalanches et talus d'éboulis : qu'est-ce qui les différencie ?

Dans une chaîne comme les Alpes, cette famille de dépôts est aussi commune que les talus d'éboulis. À première vue, ces formes paraissent identiques, mais une analyse fine montre qu'elles sont différentes tant par leur physionomie que par leur fonctionnement. Vincent Jomelli y a consacré une partie de sa thèse de doctorat (1997), qui s'est déroulée dans le massif des Écrins, en incluant la combe de Laurichard.

Qu'est-ce qu'une avalanche chargée de débris ?

Ce type d'avalanche se déclenche en paroi dans les couloirs, mais aussi, plus rarement, sur les talus eux-mêmes. Il mobilise une neige dense, coulante, car chargée d'eau. L'avalanche prend la forme d'une masse de neige compacte au centre, rigide, avec des levées sur les bords comme dans les laves torrentielles, accompagnée par la formation de boules de tout calibre. Ces écoulements complexes se produisent de préférence au printemps et parfois à l'automne lorsque le manteau neigeux est saturé d'eau de fonte. La puissance de ces avalanches est considérable car la densité de la neige y est élevée et le raclage du substrat peut emporter de gros volumes de débris rocheux : beaucoup sont des avalanches de fond (fig. 42).



Fig. 42. Grosses avalanches de fond chargées de débris tombées au printemps sur un cône du versant est du Combeynot à proximité de la « liche des chamois ». Noter que ces avalanches sont parfois très chargées des sédiments arrachés aux couloirs (Ph. B. Francou).

Elles peuvent atteindre le pied des versants et s'arrêter sur des pentes très faibles, inférieures à 10° (fig. 43). Ou bien elles peuvent s'arrêter à mi-hauteur des cônes existants. La taille des cônes produits par ces avalanches est proportionnelle à celle des couloirs qui leur donnent naissance (facteur qui conditionne les volumes de neige accumulés), et à leur pente moyenne (facteur grâce auquel elles peuvent acquérir de l'énergie).

Parmi les avalanches chargées, il y a aussi ces coulées de neige de volume plus modeste qui ne raclent pas le substrat rocheux, mais qui déplacent les fragments rocheux accumulés antérieurement par les chutes de pierres. Cette remobilisation s'opère parfois jusqu'au pied des talus, comme nous l'avons vu plus haut. Une analyse réalisée sur une vingtaine de culots d'avalanches de neige humide chargées en matériaux rocheux peu de temps après leur dépôt fait apparaître un type de sédiment particulier. Les cailloux mobilisés par l'avalanche sont éjectés vers la surface pendant la phase

d'écoulement. Ces mouvements n'entraînent pas de tri longitudinal ni de positionnement spécifique des débris, contrairement à ce que l'on observe dans les laves torrentielles. On note cependant un lien entre la taille maximale des débris rocheux transportés par l'avalanche et la masse de neige mise en mouvement : plus celle-ci est importante, plus la taille des cailloux tend à être élevée (Jomelli et Bertran, 2001). Par la suite, la fonte de la neige provoque souvent, mais pas toujours, des déplacements de débris. Lorsque le dépôt d'avalanche est d'aspect chaotique, ces déplacements ont lieu vers l'aval ou vers l'amont de la pente. Les distances parcourues sont faibles, inférieures à 10 cm le plus souvent, mais des valeurs maximales de 1 m ont été mesurées. La fonte occasionne également une modification de l'orientation et de l'inclinaison des blocs. On observe un basculement des débris le long de la pente et une modification aléatoire de l'orientation initiale (Jomelli, 1999b).

Fig. 43. Base de cônes d'avalanches qui dévalent tout le versant nord du Combeynot jusqu'au fond de la combe, dans son secteur aval. Pente quasi nulle et matériel non trié avec de nombreux « blocs perchés ». Traces, également, de laves torrentielles (Ph. B. Francou).

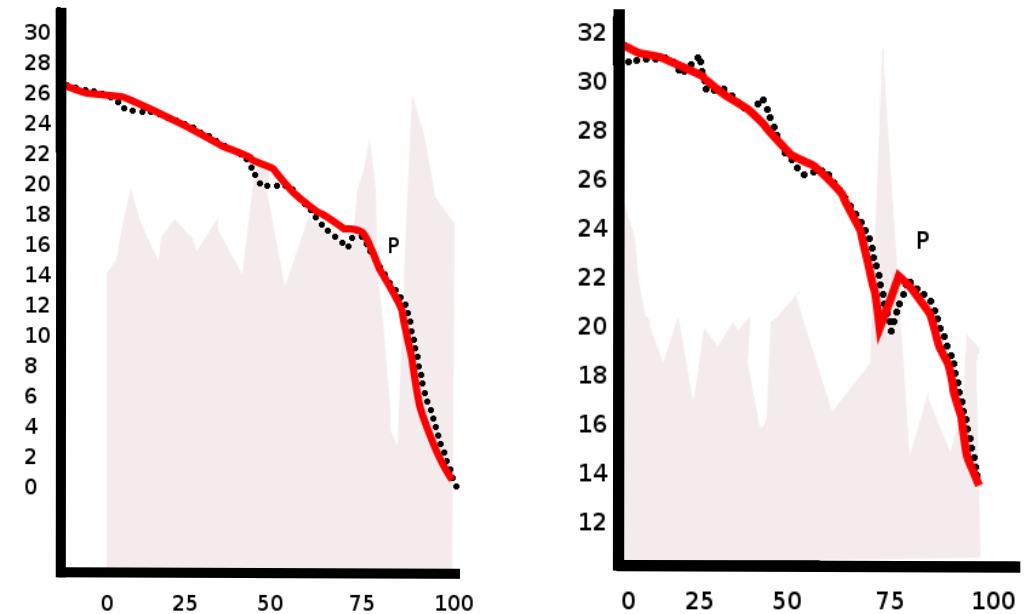
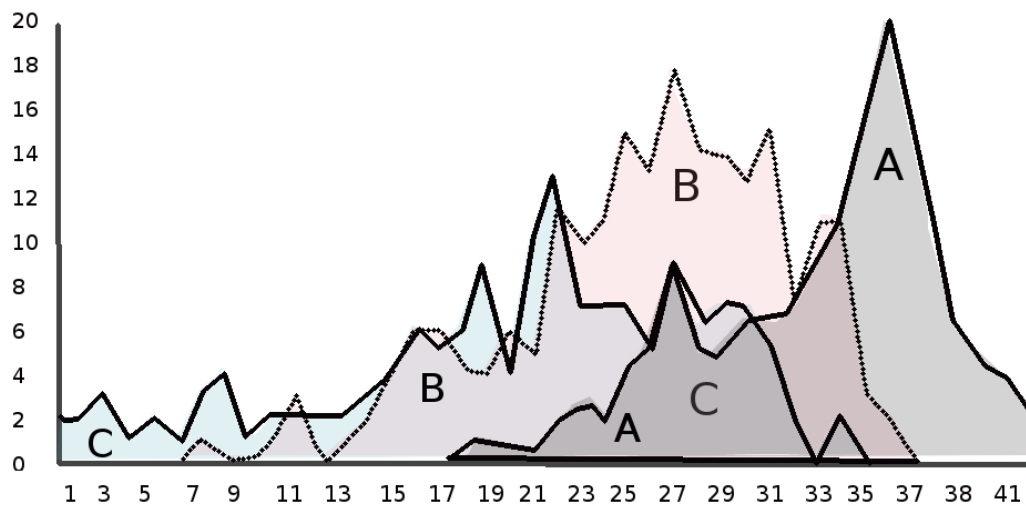


Quels sont les signes distinctifs des dépôts mis en place par les avalanches ?

Pour l'étude de ces dépôts, nous nous référons ici à l'article de Jomelli et Francou (2000). L'analyse géométrique des profils et les mesures granulométriques ont été conduites avec les mêmes méthodes que pour les éboulis (chapitre 7). Elles ont été réalisées sur un échantillon de 15-20 talus d'éboulis, et le même nombre de talus mixtes (talus fonctionnant en même temps comme des éboulis et des dépôts d'avalanches) et de cônes d'avalanches. Le but de ce travail était de différencier les trois groupes selon des critères rigoureux en utilisant des méthodes statistiques. Sans entrer dans les détails, les résultats ont fait apparaître une différence importante dans la distribution des valeurs de pente.

- Des pentes plus faibles que les éboulis
- Contrairement aux talus d'éboulis, les cônes d'avalanches ont des pentes plus faibles, entre 20°

Fig. 44. Fréquence des pentes relevées sur des talus d'éboulis (A), des cônes mixtes (B) et des cônes d'avalanches (C) ; 15-20 individus échantillonnés pour chaque type de dépôt. En abscisse, valeurs de pente en degrés ; en ordonnée, nombre absolu des segments de pente. Jomelli et Francou, 2000.



et 30° en général, comprenant aussi des valeurs très basses, inférieures à 10° (fig. 44).

Les talus mixtes se différencient des deux autres types, avec la valeur de pente la plus représentée à 27° et de nombreuses valeurs pouvant dépasser les 30° jusqu'à 35°.

L'ajustement des profils des talus d'éboulis à une fonction spline cubique avait montré qu'ils possèdent deux segments distincts, séparés par un point de rupture situé vers 33°-34° de pente quand la paroi dominante est encore massive (chapitre 7). Les cônes d'avalanches quant à eux ont un profil également segmenté, mais le passage de la concavité supérieure, plus appuyée que celle des éboulis, à la concavité inférieure, nettement plus marquée, se produit plus bas, à des valeurs de pente inférieures à 20° (fig. 45a).

Les zones atteintes par les avalanches chargées sont

Fig. 45a et 45b. Profil d'un cône d'avalanches, à gauche, et d'un cône mixte, à droite. Le profil brut apparaît en pointillés noirs. L'ajustement à une fonction spline est en rouge, sa dérivée seconde est marquée en grisé. Sur les ordonnées, valeurs de pente en degrés, sur les abscisses, distance fractionnée depuis le haut (0) en %. La lettre P indique le point de rupture dans le profil. Dans sa partie supérieure, le cône d'avalanches est nettement moins incliné (26°-18°) que l'éboulis, et également moins incliné que le cône mixte (30°-22°). Jomelli et Francou, 2000.

indiquées par la fréquence des blocs perchés : ce sont des fragments qui se déposent sur les blocs en place une fois que la neige des avalanches dans lesquelles ils avaient été transportés a fondu (Jomelli, 1997). Ces zones à blocs perchés concernent surtout la partie moyenne des cônes, plus rarement leur base. Ces cônes s'étendent en général en aval jusqu'au fond des vallons où ils se font entailler en terrasses par les torrents. La grande extension des cônes vers le bas, alors que les avalanches actuelles n'atteignent que très rarement ces secteurs, indique que les avalanches pouvaient avoir dans le passé une ampleur et une puissance plus grandes. Cette question a été approfondie par Jomelli (1997 ; 1999a), qui a supposé que des avalanches plus puissantes s'étaient produites avec une plus grande fréquence lors des périodes plus froides et plus neigeuses du « petit âge glaciaire » et qu'elles étaient responsables de la construction de la base de ces cônes. Jomelli & Pech (2004) ont ensuite utilisé la lichénométrie* pour dater le dépôt des blocs sur un échantillon de 25 cônes d'avalanches du massif des Écrins. Les résultats ont montré que des périodes de forte activité des avalanches se sont produites avant 1650 ap. J.-C. et entre 1730 et 1830 ap. J.-C., c'est-à-dire en plein « petit âge glaciaire » (XIV^e- XIX^e siècle ap. J.-C.). C'est donc pendant ces périodes que se sont construites les vastes extensions de faible pente situées à l'aval des cônes actuels. Autrement dit, ces derniers fonctionnent à présent avec des avalanches en moyenne moins puissantes qui s'arrêtent le plus souvent sur la zone médiane des cônes. Aussi, le point de rupture dans le profil qui sépare la partie actuellement active du cône de celle qui ne l'est plus pourrait avoir une signification climatique. Ce lien entre variation des distances d'arrêt et conditions climatiques a été récemment mis en

*La lichénométrie est une méthode de datation qui utilise la croissance de certains lichens – le plus souvent appartenant à la famille *Rhizocarpon geographicum* – pour dater des surfaces et des dépôts, comme par exemple des moraines glaciaires ou des roches polies par les glaciers. Il faut d'abord établir une courbe de calibration de la croissance de ce lichen à partir d'objets-supports datés historiquement. Ensuite, mesurer le diamètre des surfaces (thalles) de ce lichen sur de nombreux individus présents sur le dépôt que l'on veut dater et y effectuer un traitement statistique.

évidence de façon indépendante par des chercheurs de l'Irstea (ex Cemagref) à partir de l'analyse de documents historiques portant sur un grand nombre d'avalanches déclenchées au cours du XX^e siècle et à l'échelle des Alpes françaises (Eckert et al., 2010).

- Du matériel peu trié

Comme toujours sur les cônes d'avalanches, les classements des débris en fonction de leur taille sont apparus très mauvais quelle que soit la zone du cône considérée et il n'y a pas de croissance de la taille des blocs vers le bas, comme sur les talus d'éboulis, ni en surface ni en profondeur (Bertran et Jomelli, 2000). Seule la partie basse, plus ancienne, montre des fragments de taille plus grande. Ces blocs sont en général abondamment recouverts de lichens de la famille *Rhizocarpon geographicum*, dont les surfaces atteignent ou dépassent des diamètres de 30 mm, ce qui atteste de l'ancienneté du dépôt.

- Les cônes mixtes font un peu « bande à part »

On aura retenu de ce qui précède qu'entre les talus d'éboulis et les cônes d'avalanches existent d'autres dépôts, les « cônes mixtes » (éboulis à avalanches, ou en anglais transition deposits), qui ont des traits intermédiaires : longue extension concave vers l'aval, pas de points de rupture là où on l'attend sur les talus (Fig. 45b), mauvais tri des matériaux, blocs perchés nombreux, mais tendance à la croissance de la taille des fragments vers le bas, ce qui montre que les chutes de pierres font aussi partie des mécanismes d'édification de ces dépôts. C'est l'allure générale de la paroi, son ampleur et la superficie des couloirs la parcourant qui déterminent les types de dépôts qui vont se construire au pied, talus d'éboulis, cônes mixtes ou cônes d'avalanches.

Glaciers rocheux

Avant de présenter les résultats acquis dans la combe de Laurichard, donnons quelques informations générales sur les glaciers rocheux, car le public a souvent peu conscience de la place qu'ils occupent dans les paysages alpins d'altitude. D'abord un peu d'histoire...

Généralités sur les glaciers rocheux

Signalés de façon anecdotique dès la fin du XIX^e siècle par des auteurs, les glaciers rocheux ont fait l'objet d'une première étude par Capps dès 1910. Sur la base d'observations faites en Alaska, l'auteur propose le terme *rock glaciers* pour nommer ces accumulations détritiques que l'on trouve sur de nombreux versants périglaciaires et qui ont une certaine ressemblance avec les coulées volcaniques. Plusieurs, particulièrement spectaculaires, parviennent jusqu'aux zones couvertes par la

Fig. 46. Vue automnale du glacier rocheux de Laurichard depuis les flancs de la Pyramide du même nom. Le saupoudrage de neige souligne bien la morphologie du glacier rocheux et met en évidence les conditions froides, car très ombragées, qui règnent aux racines du glacier rocheux, au pied de la paroi du Roc noir de Combeynot. (Ph. X. Bodin, 2006).



forêt. Dans les années 1950, les glaciers rocheux font l'objet de mentions ponctuelles dans diverses montagnes du globe, comme par exemple dans les Andes du Chili par Lliboutry (1955), qui voit les glaciers rocheux comme des formes de décrépitude des glaciers. Il faut ensuite attendre que paraisse l'article fondateur de Wahrahaftig et Cox (1959), toujours sur la base d'observations réalisées en Alaska. Ces deux auteurs abordent les questions des origines de glaciers rocheux, de leur composition et de leurs relations avec le climat. Mais c'est surtout dans les Alpes, plus précisément en Suisse, que leur étude systématique est entreprise sur la base de relevés de vitesses, de sondages géophysiques, de carottages et de mesures de températures sur toute leur épaisseur (première synthèse dans Haerberli, 1985). Une décennie plus tard est publié le livre de Barsch (1996) sur les glaciers rocheux, un travail de référence même si de nombreuses avancées scientifiques ont eu lieu depuis.

Dans les Alpes françaises, les premières mentions de ces formes, à l'époque non encore dénommées glaciers rocheux, remontent à Faure-Muret (1949), qui les répertorie sous le terme vague de pseudo-moraines, tandis que les premières mesures en surface sont réalisées dans les Alpes du Sud par Michaud (1950), reprises plus tard par Pissart (1964). Il a toutefois fallu attendre le début des années 1980 pour que des travaux plus complets y soient consacrés, notamment avec les thèses de Francou (1981, 1988) et d'Evin (1983). Ces auteurs ont notamment contribué à faire émerger, en parallèle avec les recherches menées en Suisse, l'hypothèse selon laquelle les glaciers rocheux étaient liés à la présence d'un pergélisol (permafrost en anglais) riche en glace, ce dernier pouvant se maintenir dans les matériaux détritiques sur des périodes longues,

de l'ordre de plusieurs décennies, siècles, voire millénaires. Francou (1988) démontre la relation qui existe entre les éboulis et les glaciers rocheux : certains talus d'éboulis et cônes d'avalanches se déforment sur toute leur épaisseur et développent à leur pied des bourrelets (dits bourrelets de fluage), dont la multiplication au cours du temps donne des glaciers rocheux (voir chapitre 7, figure 38).

Le glacier rocheux de Laurichard est un cas d'école, tant par la morphologie qu'il présente (fig. 46) que par l'environnement périglaciaire auquel il appartient. Ce caractère exemplaire a justifié l'intérêt que les scientifiques lui ont porté depuis la fin des années 1970. Avant de détailler les résultats de ces travaux, arrêtons-nous sur les caractéristiques générales des glaciers rocheux telles qu'elles sont rapportées par la littérature scientifique.

• À quoi ressemble un glacier rocheux* ?

Pour un œil exercé, un glacier rocheux constitue une forme facilement reconnaissable dans les paysages de la haute montagne. Sa morphologie ressemble à celle de coulées volcaniques ou à certains glissements de terrain (fig. 47) :

- une forme générale de lobe, de langue ou de spatule de quelques dizaines de mètres à plusieurs centaines de mètres de largeur et de longueur (les plus longs peuvent atteindre plusieurs kilomètres de développement !), pour une épaisseur totale apparente de l'ordre de 20 m à 50 m le plus souvent ;

- une surface couverte de débris rocheux, souvent grossiers, avec des blocs de plusieurs décimètres à plusieurs mètres de diamètre, et ce sur plusieurs mètres (jusqu'à 7 m) d'épaisseur ;



Fig. 47. Glacier rocheux du Marinet en haute Ubaye. Son front encore actif déforme la tourbière située en aval et en amont du lac (Ph. B. Francou, 1988).

- cette surface « rugueuse » s'accompagne en profondeur d'un tri granulométrique, les matériaux les plus fins sont progressivement « tamisés » vers le bas, entre les éléments grossiers vers le niveau en profondeur où se trouve la glace ;

- des rebords constitués d'un talus incliné entre 40° (partie supérieure, « poussée » par l'avancée de la masse du glacier rocheux) et 35° (pied du talus, à l'angle de repos des débris rocheux) tronquant brutalement la surface du glacier rocheux ;

- des rides, sillons et bourrelets bien marqués, soit étirés parallèlement à la pente, quand elle est forte, soit arqués perpendiculairement à celle-ci lorsque le mouvement ralentit et que le matériel semble être comprimé ;

- parfois des combinaisons complexes de coulées distinctes les unes des autres, donnant l'impression qu'il en existe plusieurs générations superposées et emboîtées.

Dans les situations favorables à la production de

*Rappelons que les glaciers rocheux doivent être distingués des coulées de solifluxion (ou de gélifluxion), moins volumineuses, plus superficielles (1 à 2 m d'épaisseur) et dont le mouvement est produit par des cycles de gel-dégel saisonniers

Controverses : origine « glaciaire » et les tenants de l'origine « périglaciaire »

Un aspect des recherches sur les glaciers rocheux a fait l'objet de controverses : l'origine de la glace. Se sont ainsi opposés, dans les années 1980 et 1990, les tenants d'une origine glaciaire et les tenants d'une origine périglaciaire. Les premiers, comme par exemple Bryan Whalley (1974) au Royaume-Uni, soutenaient que les glaciers rocheux étaient en fait des formes de décrépitude de glaciers, avec comme étape intermédiaire les glaciers noirs (ou glaciers couverts). Les autres, représentés par Wilfried Haeberli (1985) en Suisse, apportaient des arguments fondés sur des carottages montrant que la formation de la glace dans le sol et sa conservation relevaient de mécanismes propres aux pergélisols. Un certain consensus se dégage de nos jours autour du fonctionnement des glaciers rocheux et du rôle du contexte climatique dans lequel ils évoluent : ils sont considérés comme des indicateurs de la présence d'un pergélisol riche en glace. Les glaciers rocheux constituent ainsi la manifestation, pas exclusive, mais la plus spectaculaire, de la présence du pergélisol en haute montagne.

débris fins (les schistes, par exemple), les glaciers rocheux présentent une morphologie beaucoup moins prononcée, plus lisse et plus délicate à percevoir dans les paysages (voir par exemple Ikeda et Matsuoka, 2006). En dépit de ces différences d'aspect, la nature et le fonctionnement de ces glaciers rocheux constitués de matériaux fins sont proches de ceux que l'on trouve dans les roches délivrant de gros blocs, comme les granites, gneiss, quartzites et calcaires massifs (fig. 48). L'intérêt pour ces glaciers rocheux aux débris fins est d'autant plus justifié que le seul cas connu et étudié

à ce jour de glacier rocheux qui se soit effondré, celui du Bérard en Ubaye, dans les Alpes de Haute-Provence, appartient à cette catégorie (Bodin et al., 2016). Les médias ont justement souligné à cette occasion le risque que pouvait représenter ce type d'effondrement pour les populations locales, même s'ils n'ont pas, à l'époque, compris qu'il s'agissait d'un glacier rocheux, et non d'un glacier couvert...

• Quelles conditions faut-il réunir pour avoir des glaciers rocheux ?

Sur cette question, les publications scientifiques insistent sur deux points : 1) disponibilité d'une grande quantité de débris grâce aux agents d'érosion propres aux milieux glaciaires/périglaciaires ; 2) formation de glace dans la masse des débris.

Les premiers chapitres de ce Cahier ont montré que la fourniture de débris en milieu périglaciaire

Fig. 48. Contraste entre un glacier rocheux de petite taille constitué de débris fins (calcschistes crétacés), au premier plan, et, au second plan, un volumineux glacier rocheux de granulométrie très grossière (quartzites triasiques). Combe du Lac rouge, avec Tête de la Cassille au second plan, haute Clarée (Ph. X. Bodin, 2008).



dépend de la vulnérabilité des roches à la gélifraction. Ce détachement des blocs rocheux par les alternances de gel-dégel subies par la paroi rocheuse est fortement relié à la densité de la fracturation de la roche, comme nous l'avons vu plus haut au chapitre 3. Du fait de leur fissuration, les granites, les calcaires massifs ou les quartzites se débitent en gros blocs et produisent peu de débris fins. Ces roches génèrent les glaciers rocheux les plus nombreux et les plus volumineux. Ce prérequis géologique est nécessaire au développement des glaciers rocheux, mais toutefois pas suffisant. Il faut aussi que ces masses de débris s'accumulent dans des conditions climatiques favorables pour que la glace se forme en leur sein. Dans le massif du Mont-Blanc ou l'Oberland bernois, montagnes très humides, les glaciers descendent à basse altitude (moins de 2 500 m) et occupent (ou ont occupé) l'espace où auraient pu se développer, du fait d'un contexte climatique favorable, des glaciers rocheux. Tandis que, dans les massifs alpins internes, où la ligne d'équilibre glaciaire, du fait de précipitations neigeuses moins importantes, est repoussée au-dessus de 3 000-3 300 m, comme en Briançonnais, dans les hauts Queyras/ haute Ubaye, en Vanoise, au Valais ou en Engadine, l'étage périglaciaire se dilate sur plus de 500 m de dénivelée, entre approximativement la ligne d'équilibre glaciaire et l'isotherme 0 °C moyenne de l'air (proche de 2 500 m). Les glaciers étant peu répandus ou cantonnés aux plus hauts versants, en leur absence le gel hivernal peut alors pénétrer profondément dans les sols et les parois, et la glace peut s'y former durablement sur les versants aux expositions favorables, de préférence les ubacs. Les conditions périglaciaires, c'est-à-dire favorisant le gel du sol (et non la présence de glaciers en

surface), dominantes sur ces massifs relativement secs, y expliquent la fréquence des glaciers rocheux.

L'origine de la glace fait l'objet de discussions. D'abord, il existe plusieurs processus possibles conduisant à la formation de glace dans le sol, si elle est d'origine périglaciaire, ou à son enfouissement, si elle est d'origine glaciaire. Ensuite, il est difficile d'observer directement cette glace enfouie sous les décombres. On manque aussi de traceurs physiques fiables indiquant l'origine de cette glace une fois formée. Pour simplifier, les principaux processus de formation de la glace des glaciers rocheux généralement évoqués sont les suivants :

- le plus simplement observable est l'enfouissement, tout au long de l'été, des névés et culots de neige persistants depuis l'hiver précédent sous les chutes de pierres ; une fois enfouis, les névés se transforment peu à peu en glace en subissant un compactage sous le poids des sédiments superficiels et un regel en profondeur grâce au maintien de températures négatives (voir chapitre 4) ;

- le regel des eaux de surface s'infiltrant dans le matériel rocheux a été évoqué à de nombreuses reprises ; il faut cependant garder à l'esprit que la température doit être suffisamment basse en profondeur pour que le regel, qui s'accompagne d'un important dégagement de chaleur latente*¹, puisse s'opérer ; on comprend que cela puisse être le processus dominant dans les régions froides (Arctique, Tibet) où ce sont souvent des glaciers « froids*² » qui donnent naissance aux glaciers rocheux ;

- l'épaississement de la couverture détritique d'un glacier noir dont la glace change progressivement de nature, de massive à

*¹Le passage de l'eau de l'état liquide à l'état solide dégage de la chaleur, appelée chaleur latente de congélation : elle s'élève à 334 000 joules par kilo dans les conditions normales de température et de pression (0 °C et 1 atm). À noter que, lorsque la pression augmente, la congélation intervient à plus basse température.

*²Les glaciers froids sont des glaciers dont la glace est à température négative jusqu'au lit rocheux. Ils s'opposent aux glaciers « tempérés » dont la glace est à température de fusion. Les glaciers dans les Alpes sont tempérés sauf à haute altitude (> 3 800 m - 4 000 m) où les glaciers deviennent froids.

Fig. 49 (à droite). Observations faites dans la rimaie temporaire du glacier rocheux de Laurichard, à la suite de la canicule de l'été 2003. Vitesses élevées et fonte importante ont permis de révéler la rimaie, qui est habituellement comblée de neige et couverte de débris. Ces observations illustrent les différents éléments constituant la structure interne du glacier rocheux. A : couche superficielle de débris grossiers sans glace, d'une épaisseur de quelques décimètres aux racines à 5-6 m au front ; B : corps de glace massive et très pure aux racines (observation au niveau de la rimaie), et probablement beaucoup plus riche en débris à l'aval. Épaisseur : 15-30 m ; C : neige et débris comblant le fond de la rimaie et cachant le reste du corps gelé en profondeur (ph. X. Bodin).

*La rimaie est une crevasse profonde qui se trouve entre le sommet du glacier et la paroi rocheuse dominante. Cette cassure marque le début du mouvement de la glace.

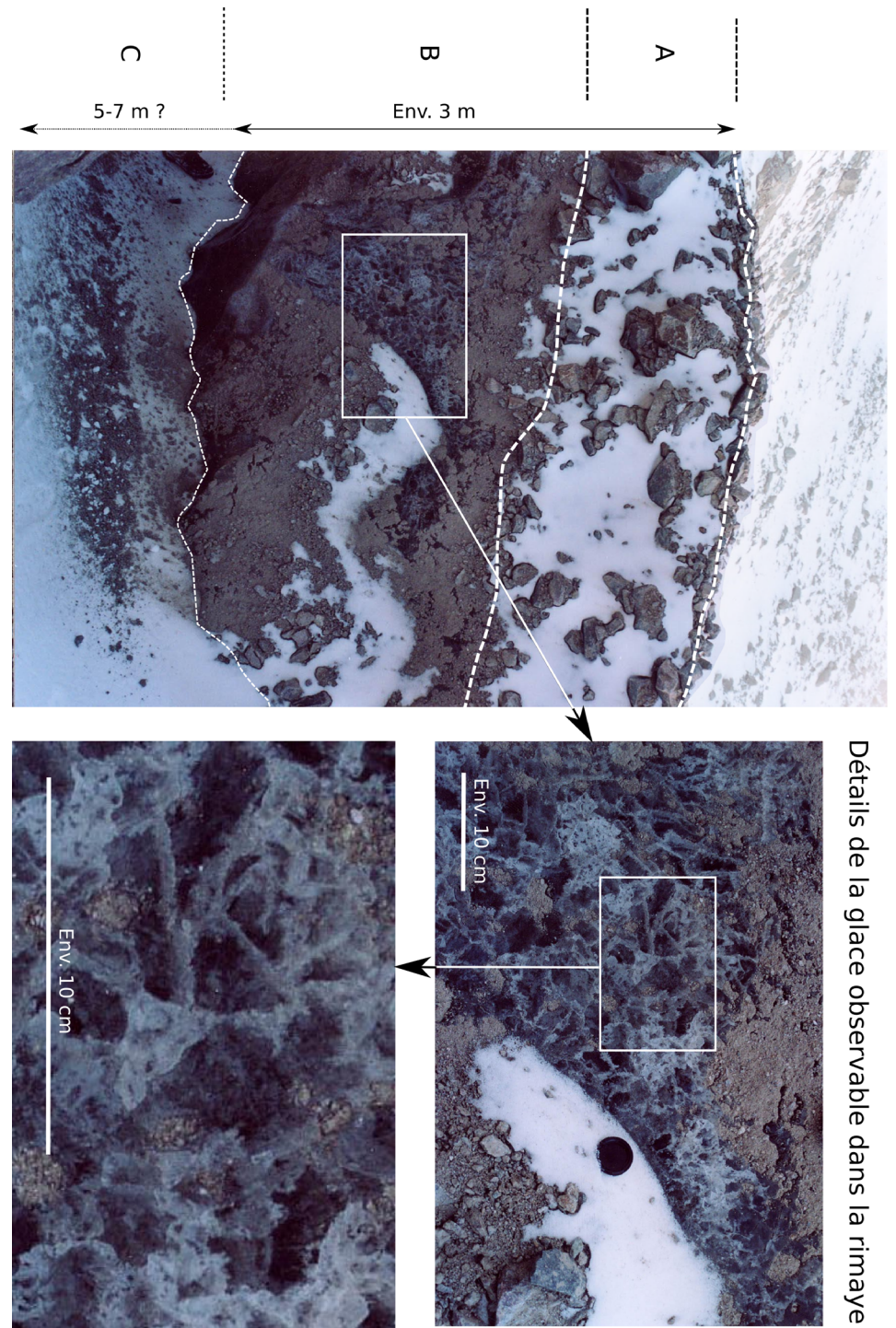
interstitielle ; un tel continuum suggère toutefois que les conditions ambiantes froides prévalent en surface jusqu'au front, car on voit rarement dans les régions tempérées des glaciers noirs évoluant progressivement en glaciers rocheux, sauf à haute altitude.

- De quoi les glaciers rocheux sont-ils composés ?

Il est difficile d'accéder directement à la glace d'un glacier rocheux et d'y mener des observations. Cela a été pourtant le cas à Laurichard en 2003, dont l'été caniculaire a permis de dégager la rimaie* supérieure du glacier rocheux principal. La figure 49 présente les observations qui y ont été faites et qui restent exceptionnelles à l'échelle des décennies de surveillance.

La plupart du temps, on a recours à des techniques géophysiques (sondages géoélectriques, radars à pénétration de sol) pour détecter et caractériser la glace, mais ces techniques, pour riches d'enseignements qu'elles soient, ne parviennent pas à identifier les strates superposées qui composent les glaciers rocheux. De plus, elles n'offrent pas d'informations complémentaires sur d'autres paramètres importants, tels que les températures ou encore la présence de discontinuités, qui sont souvent les endroits où se produisent les principales contraintes de cisaillement dans le matériau glacé en mouvement.

Depuis, avec les travaux de Haeberli et de son équipe (Haeberli, 1985) sur le glacier rocheux Gruben dans le Valais suisse, et d'autres études, comme celle, récente, de Krainer et al. (2015) sur le Lazaun dans l'Ötztal, il a été possible d'approcher ces questions directement à l'aide de sondages carottés. Ces derniers ont révélé la



Détails de la glace observable dans la rimaie

Que découvre-t-on sous la surface d'un glacier rocheux ?

Les observations faites à l'occasion de l'ouverture de la rimaye du glacier rocheux de Laurichard durant l'été 2003 illustrent bien la structure interne typique des glaciers rocheux (fig. 49). Ainsi, sous la couche superficielle composée de blocs qui atteint fréquemment 4-5 m d'épaisseur, prend place un corps gelé composé d'un mélange de glace et de débris. La glace peut prendre une forme « interstitielle » (diffuse entre les matériaux rocheux) ou plus massive (bancs de plusieurs mètres d'épaisseur). Ce corps gelé, assimilé à un « béton de glace », atteint couramment 20 à 30 m d'épaisseur, voire davantage. La couche superficielle, épaisse en général de quelques mètres, est composée de débris très grossiers (blocs) libres de glace. Elle gèle et dégèle saisonnièrement, et est pour cela qualifiée de « couche active ». Quant à la base des glaciers rocheux, elle est souvent constituée d'une « semelle » de débris rocheux qui ont roulé depuis le haut du talus latéro-frontal et qui se retrouvent enfouis par l'avancée du glacier rocheux, à l'image d'un « tapis roulant ». Mais les glaciers rocheux peuvent aussi reposer directement sur la roche en place ou sur des sédiments préexistants, comme des moraines glaciaires ou même d'anciens glaciers rocheux, ou bien terminer dans des pentes raides et voir tous les matériaux du front terminer leur course en bas du versant.

composition de ces glaciers rocheux sur toute leur épaisseur. On a ainsi appris que le volume d'un glacier rocheux est occupé pour 30 % à 60 % par de la glace, le reste étant composé de débris rocheux de taille très variable, depuis les sables jusqu'aux blocs métriques, avec des vides occupés soit par de l'air, soit par de l'eau liquide. Cela signifie que la glace peut remplir la plus grande partie des espaces vides contenus dans les matériaux*. Quand il y a de la glace en excès par rapport aux vides, on parle de « sursaturation » et les blocs ne frottent plus les uns contre les autres, mais sont « enrobés » dans de la glace. De fortes teneurs en glace sont connues pour changer le comportement mécanique d'une masse de débris, qui se rapproche alors de celui, viscoplastique, de la glace massive que l'on trouve dans les glaciers ordinaires.

- Activité des glaciers rocheux, vitesses de déplacement et relation avec le climat

Fondée en grande partie sur des critères morphologiques, c'est-à-dire observables sur le terrain ou à partir de photographies aériennes, la typologie classique des glaciers rocheux les subdivise selon leur degré d'activité, c'est-à-dire les mouvements dont ils sont affectés et qui dépendent de leur contenu en glace :

- un glacier rocheux actif contient de la glace en quantité suffisante pour que la masse de débris gelés se déforme et progresse le long des versants. Il se manifeste généralement dans le paysage par les caractéristiques morphologiques décrites plus haut (bourrelets et sillons marqués, rupture nette entre surface et talus latéro-frontal, front formé d'un talus d'éboulis...);

*Rappelons qu'une masse de débris hétérogène – un éboulis par exemple – renferme environ 30 % de vide, valeur qui représente la porosité d'entassement.

Glaciers rocheux et « glaciers noirs » : une confusion à éviter !

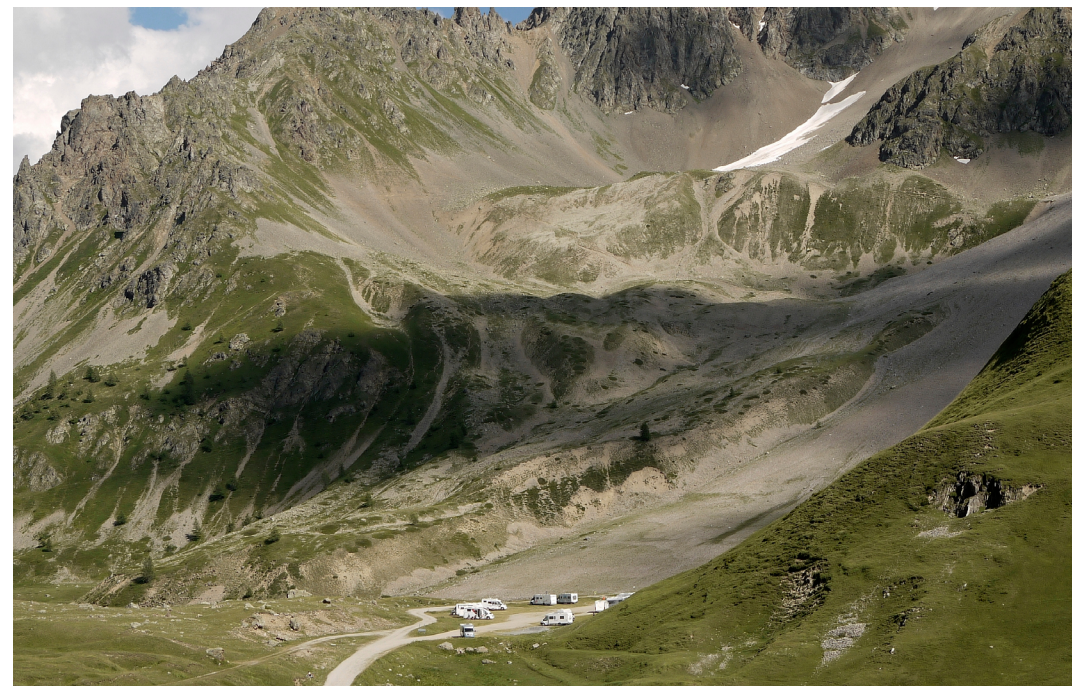
Les glaciers rocheux se distinguent des glaciers « noirs » ou « couverts », d'abord d'un point de vue morphologique. Autant les glaciers rocheux présentent une allure généralement reconnaissable, avec leurs bourrelets, leurs sillons et leurs fronts externes très inclinés, autant les glaciers noirs sont davantage caractérisés par une topographie chaotique faisant alterner buttes coniques et dépressions. Surtout, la couverture des glaciers noirs n'a que quelques décimètres d'épaisseur et au-dessous la glace est pure, non chargée de blocs ou d'autres types de sédiments, comme sur les glaciers « blancs » classiques (fig. 51). Enfin, il y a très souvent une continuité directe entre glaciers « noirs » et glaciers « blancs », ces derniers se couvrant d'amont en aval d'une couverture morainique superficielle qui gagne en importance et en épaisseur. Certains glaciers rocheux sont en continuité avec des glaciers blancs ou des glaciers noirs, mais cela reste peu fréquent : on voit plutôt des glaciers développés « sur le dos » des glaciers rocheux, sans lien génétique apparent entre eux. Le massif des Écrins possède les trois catégories de glaciers, les « blancs », les « noirs » et les « rocheux », et la toponymie a distingué les deux premières (glacier Blanc et glacier Noir), mais n'a pas encore nommé les glaciers rocheux, comme on peut le voir sur les cartes de l'IGN.

- un glacier rocheux inactif peut contenir de la glace mais ne présente pas de mouvements, soit parce que la glace a en grande partie fondu, soit du fait de changements intervenus dans les conditions d'alimentation en débris ou en glace. Sa morphologie est similaire au glacier rocheux actif mais avec des traits moins marqués : pente du front adoucie, rupture entre surface et talus latéro-frontal moins tranchée, allure générale plus « affaissée » ;

- un glacier rocheux fossile a perdu sa glace par suite de sa fonte, et ne présente donc pas de mouvements, bien que sa morphologie puisse se conserver de façon très reconnaissable sur le très long terme (plus de 10 000 ans), seulement atténuée par la perte du volume de glace, la colonisation végétale (dont les lichens) et l'altération des blocs (fig. 50).

Il est communément admis que les glaciers rocheux actifs présentent des vitesses allant de quelques centimètres à quelques mètres par an, avec des pointes plus importantes dans certains cas exceptionnels, comme des glaciers rocheux

Fig. 50. Glacier rocheux du Lautaret, un glacier rocheux inactif, peut-être fossile. La morphologie émoussée, l'allure affaissée de la forme, la faible pente du talus latéral et frontal ainsi que l'abondance de végétation, y compris arbustive, à sa surface, constituent autant de signes trahissant l'immobilité de ce glacier rocheux. Cependant, on ne peut exclure la présence de glace résiduelle en profondeur dans celui-ci, car les sources de la Guisane qu'il alimente à son front sont constamment froides (1 °C à 4 °C) (Ph. X. Bodin, 2007).



du Valais, en Suisse, où les vitesses peuvent dépasser plusieurs dizaines de mètres par an (Delaloye et al., 2013). Les travaux menés ces deux dernières décennies ont montré que les vitesses peuvent varier fortement d'une année à l'autre, et que ces fluctuations sont à relier avec les températures de surface à l'échelle de quelques années. En plus des températures de surface, le manteau neigeux semble jouer un rôle important, d'abord par son effet d'isolant thermique, ensuite par le fait qu'il libère de l'eau lors de sa fonte. Ce dernier aspect, l'influence de l'eau liquide sur les mécanismes de déformation des glaciers rocheux, constitue actuellement une piste de plus en plus étudiée pour comprendre les effets du réchauffement climatique sur la dynamique des glaciers rocheux (voir plus loin).

• Quelle est l'extension des glaciers rocheux dans les Alpes internes ?

Les travaux d'inventaire des glaciers rocheux entrepris dans les Alpes françaises depuis 2009 par les services RTM* , conjointement avec les scientifiques, ont permis de quantifier ce qui apparaissait auparavant comme une évidence fondée seulement sur l'observation (Evin, 1987) : les glaciers rocheux sont omniprésents dans les paysages alpins, notamment dans les Alpes internes ! Ainsi, pour le seul département des Hautes-Alpes où se trouve la combe de Laurichard, on dénombre pas moins de 280 glaciers rocheux « frais », c'est-à-dire actifs ou non actifs pouvant encore contenir de la glace. Dans le Briançonnais et le Queyras, ils couvrent souvent plus de 30-40 % de la surface des hauts cirques entre 1 800 m et 3 000 m d'altitude. Pour ces plus de 3 200 glaciers rocheux

inventoriés dans toutes les Alpes françaises, une analyse des données a souligné les principales caractéristiques suivantes (Marcer et al., 2017) :

- les glaciers rocheux frais couvrent une surface inférieure – pour le moment ! – à celle des glaciers, avec 83 km², qui monte à 257 km² si l'on y ajoute les formes sans glace (dites « fossiles ») ;

- les glaciers rocheux se concentrent dans les régions les plus sèches, comme certains secteurs de Vanoise ou les Alpes du Sud (Briançonnais, Queyras, haute Ubaye, Mercantour) ;

- ils sont fréquents dans certains types de roches, notamment celles qui fournissent des débris grossiers (granites, gneiss, quartzites, calcaires massifs, gabbros, etc.) ;

- ils sont situés à plus haute altitude sur les versants adret, typiquement 2 700-2 900 m, tandis qu'ils descendent plus bas en ubac, autour de 2 500-2 700 m.

Fig. 51. Glacier Noir de Bonne Pierre, au pied du dôme des Écrins, versant de la Bérarde. Couche de pierres de moins d'un mètre d'épaisseur posée sur de la glace pure. La partie aval est couverte de débris, alors que la partie amont, sur une portion de plus en plus exigüe, reste un glacier blanc (Ph. B. Francou).



*Restauration des Terrains en Montagnes : services départementaux de restauration des terrains en montagne (Office national des forêts), qui sont en charge de la gestion des risques naturels (avalanches, glissements de terrain, torrentialité, chutes de blocs...).

- A-t-on une idée de l'âge des glaciers rocheux ?

Quand on connaît les vitesses superficielles d'un glacier rocheux comme celui de Laurichard et que l'on suppose constantes ces vitesses au cours du temps, une estimation même grossière du volume des matériaux déplacés depuis le début permet de conclure à une durée de vie couvrant plusieurs millénaires. L'étude récente, déjà mentionnée, de Krainer et al. (2015) est allée plus loin. Le carottage effectué dans le glacier rocheux du Lazaun en Autriche a révélé la présence de nombreux restes organiques qui ont pu être datés au radiocarbone. L'âge ^{14}C de ces restes indique les périodes où le glacier rocheux était actif. Ainsi, le Lazaun aurait commencé à se former il y a environ 10 000 ans et aurait maintenu, depuis cette date, son activité. Le glacier rocheux a toutefois marqué une « pause » de 500 ans, il y a environ 4 000 ans, en raison d'une période chaude et sèche où les conditions de fonte ont prévalu sans néanmoins faire disparaître totalement la glace. L'installation d'un climat plus froid et humide, il y a 3 500 ans, a permis à la glace de se former de nouveau (voir chapitre 10). Les données montrent également que la glace formée au cours de ces derniers 2 000 ans n'a pas été préservée du fait de la fonte accrue des récentes années.

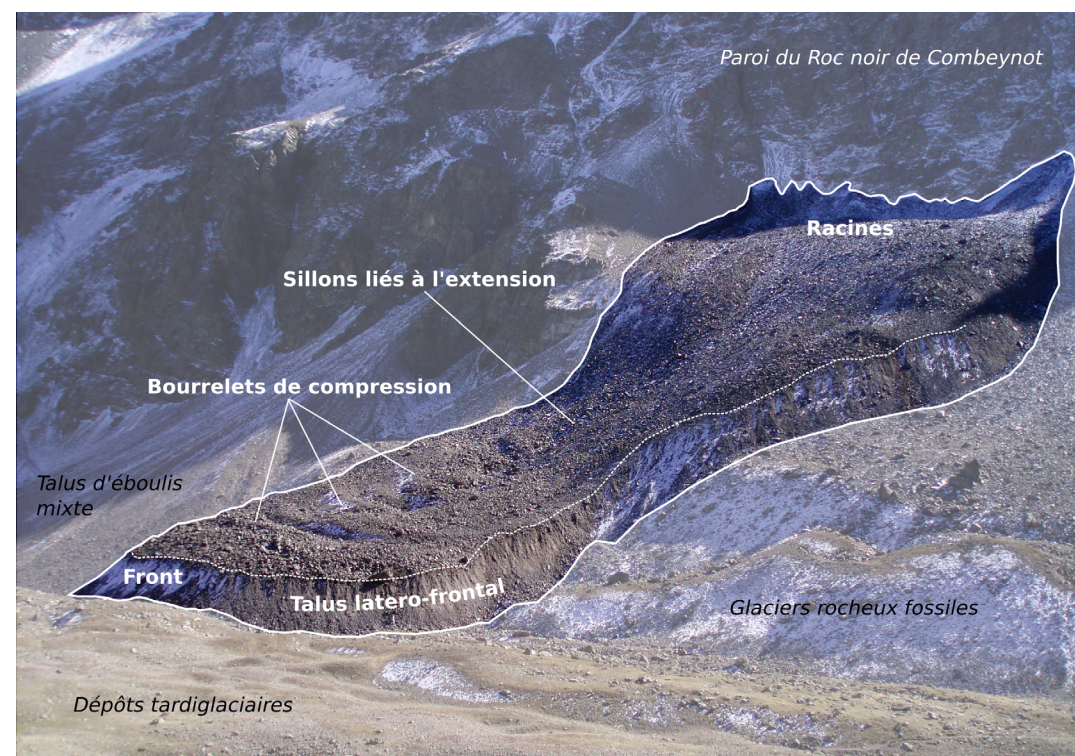
Cette étude confirme ce dont on se doutait (Evin et Beaulieu, 1985) : la plupart des grands glaciers rocheux sont nés il y a 10 000 ans au début de l'Holocène quand les derniers glaciers ont déserté les cirques glaciaires entre 2 000 m et 3 000 m d'altitude (voir chapitre 10). Ils ont connu ensuite « des hauts et des bas » selon les fluctuations du climat durant cette période, et ont pu donner naissance à plusieurs générations s'empilant les

unes sur les autres. Les glaciers rocheux peuvent être vus par conséquent comme des formes complexes à longue durée de vie, qui persistent même lorsque la glace perd de son volume ou disparaît, à l'inverse des glaciers classiques. L'observation du paysage dans les parages du col du Lautaret permet de se convaincre qu'en devenant inactifs les glaciers rocheux ne disparaissent pas, à l'inverse des glaciers dont il ne subsiste que les moraines comme ultimes traces.

Résultats des études faites sur le principal glacier rocheux de Laurichard

Le glacier rocheux principal de la combe de Laurichard (nom de code : RGL1, car il y en a trois autres dans la combe) possède les caractéristiques morphologiques typiques des glaciers rocheux (fig. 52) :

Fig. 52. Caractéristiques morphologiques du glacier rocheux n° 1 de Laurichard (RGL1). Les racines sont vers 2 650 m, le front à 2 450 m (Ph. X. Bodin).



- une langue d'une longueur de 600 m pour 100-200 m de large, et une épaisseur apparente de 15-20 m, globalement scindée en trois sections de pente relativement homogène : une section peu inclinée sur les racines (partie haute vers 2 650 m en contact avec la paroi du Roc noir), raide dans la partie médiane (jusqu'à plus de 30°) et peu inclinée vers le front à 2 450 m ;

- des bordures latérales et frontales marquées par un talus raide où les débris sont inclinés à leur « angle critique » en haut (environ 40°), et à leur « angle de repos » (35°) sur l'éboulis au pied, car l'avancée du glacier rocheux par éboulement de la partie supérieure tend à « rajeunir » en permanence le front ;

- des formes en surface indiquant le mouvement général du glacier rocheux, avec des sillons longitudinaux, qui font penser à un mécanisme d'étirement de la masse de débris dans la partie centrale raide, et avec des bourrelets et des sillons arqués, perpendiculaires au sens d'écoulement, dans la partie terminale à faible

pente, que l'on peut associer à un mouvement de compression ;

- en surface, une couche de blocs très instables dans certains secteurs où le mouvement est important. Cheminer sur le glacier rocheux est souvent hasardeux, car le terrain donne l'impression de se dérober sous les pieds !

- Études faites sur RGL1 et système de mesure mis en place au fil des ans

En 1979, pour la première fois en France, Bernard Francou et Louis Reynaud, du LGGE (aujourd'hui Institut des géosciences de l'environnement), initient un programme de suivi de la dynamique du glacier rocheux en marquant une cinquantaine de blocs rocheux bien ancrés dans la surface du glacier rocheux le long de sept profils (fig. 53).

À l'aide d'un théodolite à distance-mètre et réflecteur laser, ils mesurent régulièrement au cours des années suivantes la position de ces blocs et déterminent ainsi les vitesses d'une campagne de mesures à la suivante. Leurs travaux ont été publiés dans un article qui montre des vitesses en surface de l'ordre de 40 cm/an sur les racines (A), 50-90 cm/an dans la partie raide centrale (B et C) et 30 cm sur les bourrelets du front (Francou et Reynaud, 1992). Conformément à ce qui est mesuré couramment sur les glaciers classiques (non rocheux), les vitesses les plus rapides apparaissent un peu en amont (50 m environ) des pentes les plus raides. Les auteurs notent aussi une variabilité des vitesses à l'échelle de ces quelques années et posent la question, aujourd'hui au cœur de nombreux programmes de recherche sur les glaciers rocheux, du rôle de la variabilité du climat sur ces fluctuations de vitesses.

Fig. 53. Disposition des lignes de blocs transversales (A, B, C, D, E, F) et de la ligne longitudinale (L) suivies par Francou et Reynaud (1992) sur le glacier rocheux de Laurichard en 1979. Ces lignes sont rétablies par visée à chaque séance de mesure à partir des points fixes, et les déplacements des rochers peints sont mesurés avec une précision centimétrique. Dessin d'après photo de B. Francou.

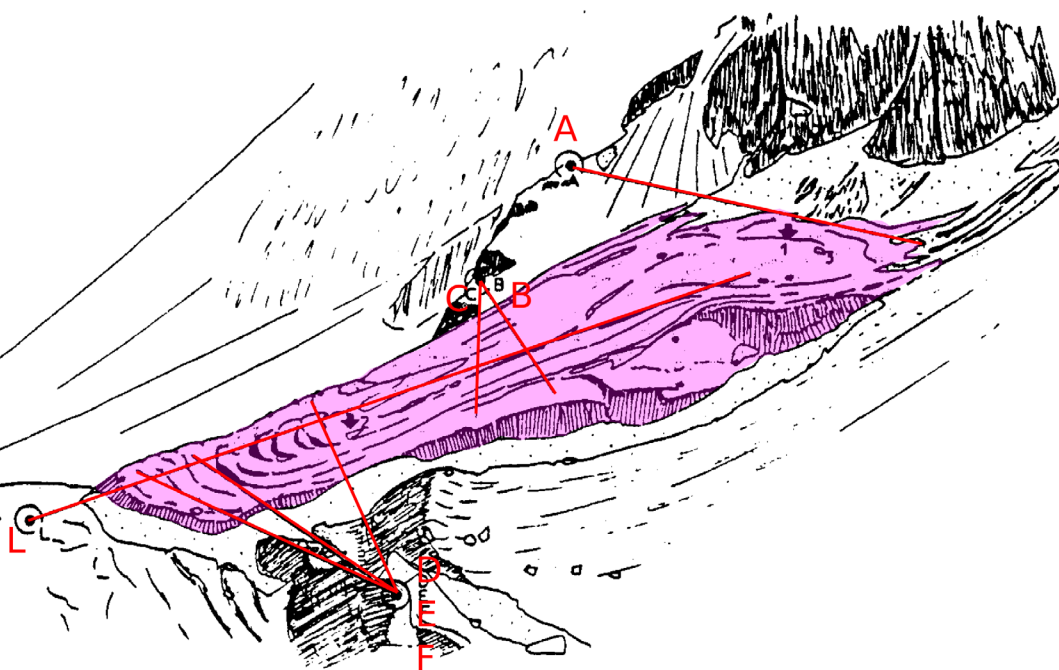


Fig. 54, 55 (double page suivante). Mesures topographiques au GPS différentiel à la surface du glacier rocheux en 2017. Premières mesures de résistivité électrique sur la partie supérieure du glacier rocheux en 1986, avec la Meije au fond (Ph. B. Francou et X. Bodin).





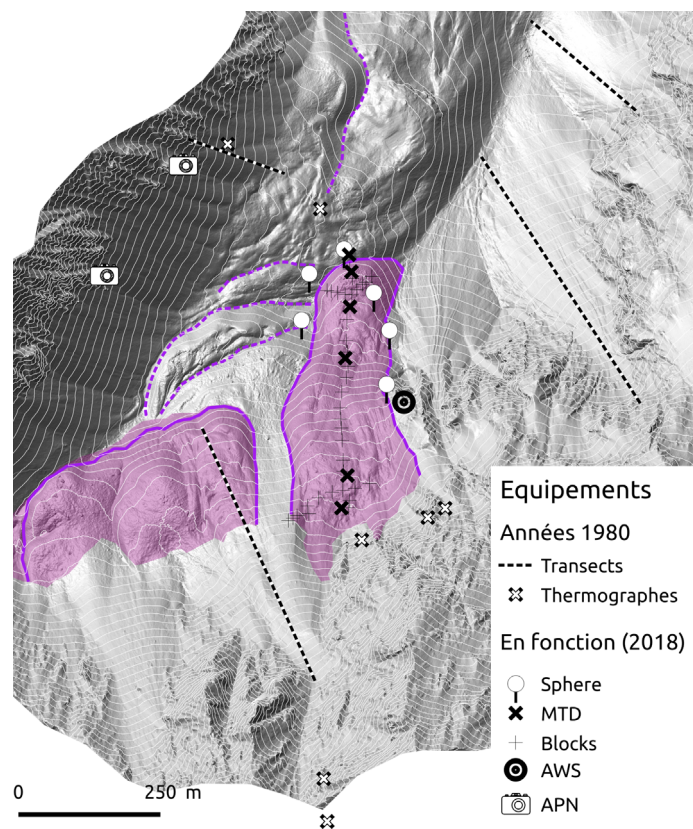
Dès les années 1980, les mêmes auteurs réalisent des sondages géoélectriques au niveau des racines et du front pour rechercher des niveaux ayant la résistivité de la glace. Ils mesurent une différence de résistivité apparente notable entre le haut du glacier rocheux (~800 k Ω .m aux racines) et le bas (~50 k Ω .m au front), qu'ils interprètent comme une teneur en glace plus importante en amont qu'en aval et la présence d'une couche de blocs superficielle sans glace de 4 à 5 m d'épaisseur, plus développée au front qu'en haut (Francou et Reynaud, 1992).

Fig. 56 (à gauche). Observation du béton de glace constituant le glacier rocheux en 2003, une année particulièrement sèche où le névé estival a disparu et laissé apparaître une rimaye (Ph. B. Francou et X. Bodin).

Mesurer la résistivité pour identifier des corps riches en glace

Établir la résistivité d'un terrain consiste à le faire parcourir par un courant électrique et à mesurer sa conductivité. On injecte le courant avec une électrode, et on récupère le signal quelques mètres plus loin avec une autre électrode, en mesurant la résistance avec un ohmmètre. Le terrain est supposé être constitué de couches superposées de résistivité différente. On compare la résistivité obtenue avec celle, typique, de matériaux connus. La glace pure est connue pour avoir une résistivité élevée, supérieure à 1 000 k Ω .m (1 000 000 ohm-mètre). Par comparaison, on mesure d'ordinaire une résistivité inférieure à 100-50 k Ω .m dans des éboulis. La différence de résistivité entre la glace et le matériel d'éboulis est donc assez forte pour pouvoir identifier les niveaux glacés et estimer la quantité de glace qu'ils contiennent.

Fig. 57. Équipements installés dans la combe de Laurichard.
 APN : appareil photo numérique automatique. AWS (automatic weather station) : station météorologique automatique. MTD (miniature temperature datalogger) : capteur-enregistreur de température au sol. Sphère pour le géopositionnement des modèles 3D. Transects : relevés effectués le long des profils longitudinaux d'éboulis et de cônes d'avalanches (voir chapitres 7 et 8).



Une partie de ces résultats a été confirmée par l'observation directe de la glace dans la rimaye faite au cours de l'été caniculaire 2003 (fig. 54, 55, 56).

En 1999, grâce à l'appui d'Hervé Cortot et du service scientifique du Parc national des Écrins, les mesures sont intégrées aux suivis réalisés par le Parc et deviennent annuelles. Sous la responsabilité de Martial Bouvier au Parc, les mesures sont, depuis, réalisées par des agents du Parc, tandis qu'Emmanuel Thibert, à l'Irstea, en assure la coordination et le traitement. Les principaux changements ont été de ne conserver que les lignes A et L (en 1994) et de rajouter des blocs peints en amont de la ligne L (L14

à L17, en 2002) du fait du mouvement général des marques vers l'aval, ainsi qu'une nouvelle ligne 0 sur la langue terminale en 2008.

Le suivi du glacier par ces mesures annuelles a été complété, depuis le début des années 2000, par plusieurs dispositifs de mesure (fig. 57) :

- De nouvelles mesures pour documenter la structure interne du glacier rocheux ont été réalisées par des méthodes géophysiques (résistivité électrique) en 2004, 2007 et 2009, et fournissent des informations semi-quantitatives (Bodin et al., 2009) sur la profondeur du « toit » du niveau gelé, son épaisseur et sa teneur en glace.

- En 2003, sept capteurs-enregistreurs autonomes de température ont été installés sur le glacier rocheux, et mesurent, toutes les heures depuis, la température du sol, ou plutôt de l'air entre les blocs constituant la surface (Bodin et al., 2015).

- Une station météorologique enregistre depuis 2004, deux fois par heure, les principaux paramètres météorologiques, incluant le rayonnement solaire global et la température du sol (Bodin, 2007).

- Des campagnes de levé par lidar* terrestre ont été faites en 2005, 2006, 2011 et 2013, et complétées en 2015 et 2017 par de la photogrammétrie terrestre (Bodin et al., 2008 ; Bodin, 2011, Bodin et al., 2018). Quatre sphères visibles disposées sur et autour du glacier rocheux servent au « calage » (géoréférencement) de ces jeux de données très précises, de l'ordre du centimètre.

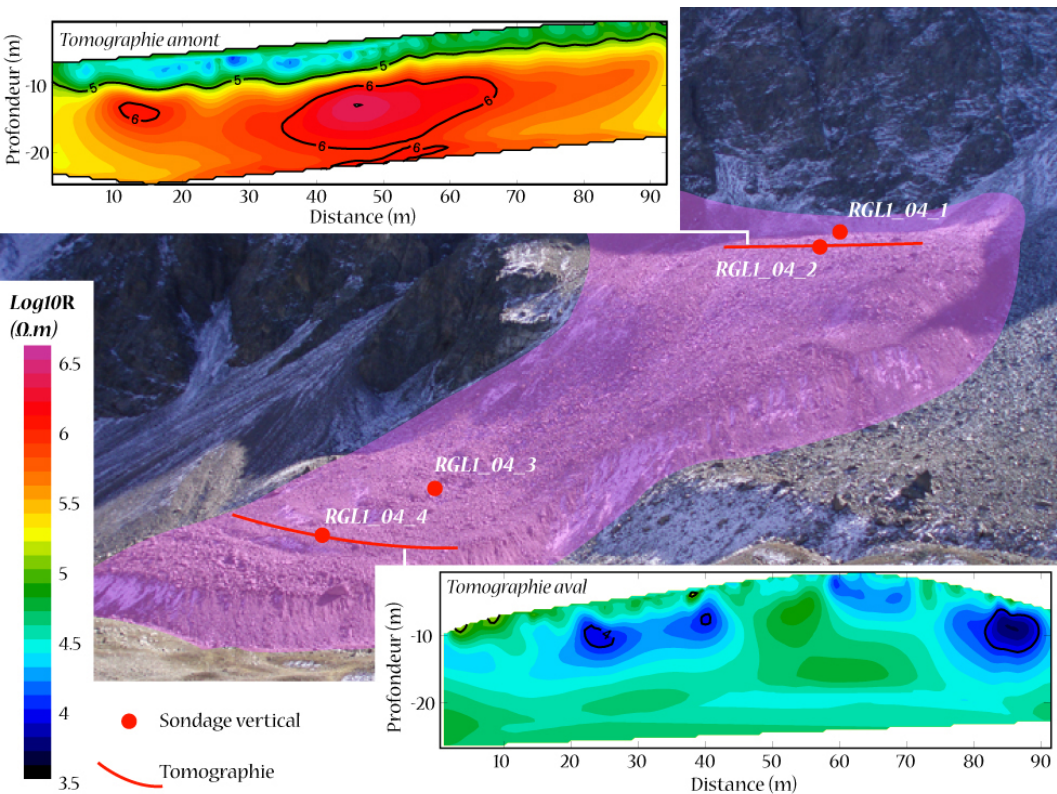
- Depuis 2013, deux appareils photo automatisés prennent six photos par jour depuis la Pyramide de Laurichard.

*Le lidar (Light Detection And Ranging) est une technique de mesure à distance utilisant les propriétés d'un faisceau de lumière renvoyé vers son émetteur. L'appareil permet de produire un modèle 3D du relief avec une résolution de quelques centimètres.

- La glace mise en évidence par les mesures géophysiques

L'observation exceptionnelle faite dans la rimaye au cours de l'été caniculaire 2003 mise à part, les données utilisables pour caractériser la glace constituant le glacier rocheux de Laurichard restent des informations indirectes : ce sont principalement des sondages de résistivité électrique (Fig. 58). Confirmant les mesures initiales faites en 1986 par sondages verticaux (Francou et Reynaud, 1992), les tomographies électriques (méthode permettant une visualisation plus complète que les sondages verticaux) réalisées en 2004,

Fig. 58. Tomographies électriques effectuées sur le glacier rocheux de Laurichard en 2004 (tracé du profil, de 2 x 45 m, en rouge), et emplacement des sondages électriques verticaux effectués au cours de la même campagne. Échelle des résistivités à gauche (colonne), avec, en violet-rouge, les résistivités les plus fortes, indiquant la présence de glace, et, en bleu, les résistivités les plus faibles (Bodin, 2007).

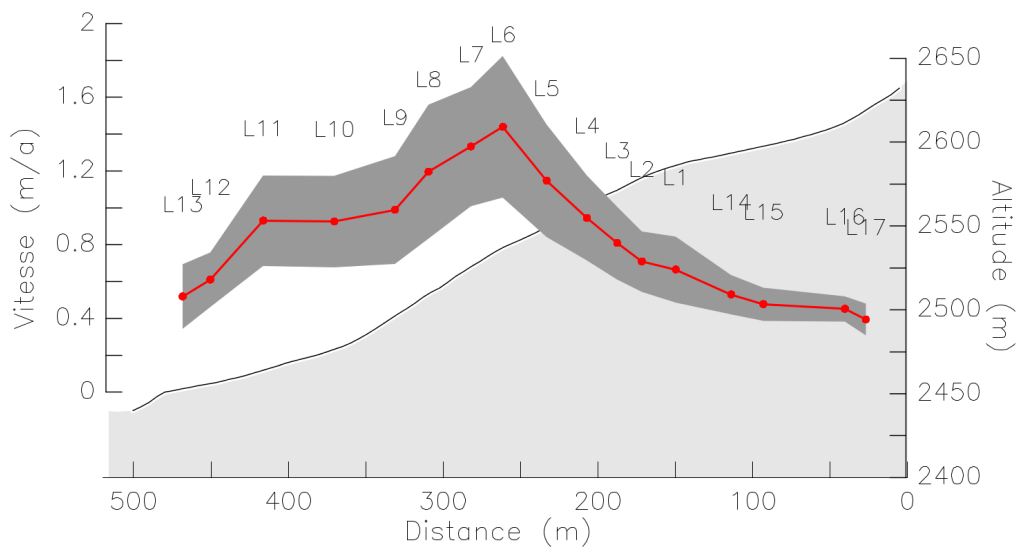


2007 et 2009 montrent de façon détaillée des niveaux de résistivité très élevés (plusieurs centaines de $k\Omega.m$) aux racines du glacier rocheux, ce qui indique la présence d'un corps de glace massive épais de 10-15 m, sous une couche de débris superficielle sans glace de 1 m à 2 m d'épaisseur (Bodin et al., 2009). Il est probable qu'une partie de cette glace se forme à partir des culots d'avalanches qui se font peu à peu ensevelir sous les chutes de pierres au cours de l'été, comme indiqué au chapitre 4. Les données géophysiques récoltées sur la langue terminale du glacier rocheux suggèrent quant à elles que la masse de débris, très riche en glace à l'amont, se transforme vers l'aval avec, d'une part, l'épaississement de la couche de débris superficielle sans glace et, d'autre part, une baisse de la teneur en glace, dont le corollaire est une augmentation de la teneur en eau et en débris rocheux. Cette transformation de la structure interne vers l'aval est attribuable aux conditions climatiques plus défavorables dans cette partie basse du glacier rocheux : altitude plus basse, meilleure exposition à l'insolation directe.

- Les vitesses de surface et leur variabilité

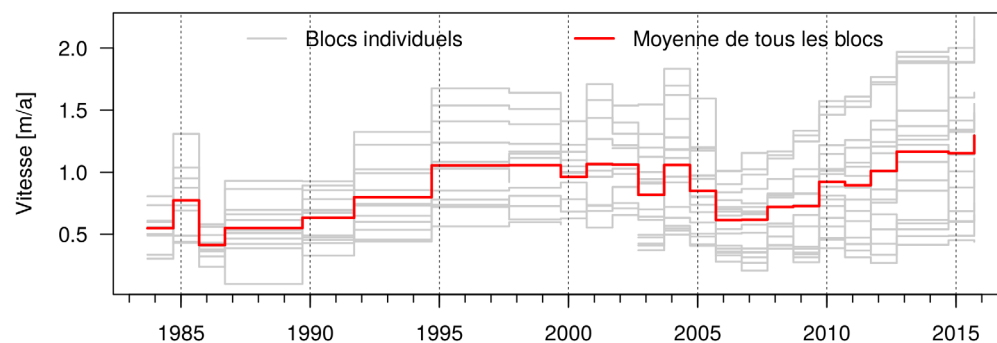
Grâce aux mesures des blocs, on connaît précisément les déplacements de surface du glacier rocheux de Laurichard, tant en fonction des lieux (secteurs les plus rapides, secteurs les plus lents) qu'en fonction du temps (périodes où ces déplacements sont plus lents ou plus rapides). Concernant le premier aspect, les vitesses passent en moyenne de 0,40 m/an au niveau des racines du glacier rocheux à 1,4 m/an dans sa partie la plus raide, pour diminuer ensuite à 1 m/an puis 0,50 m/an au front (fig. 59). Cette courbe montre deux

Fig. 59. Profil de vitesse moyen le long de la ligne longitudinale L (ligne rouge et ordonnée de gauche) depuis les racines à 2 650 m (à droite, 0 sur l'abscisse) jusqu'au front à 2 450 m d'altitude (à gauche, 500 m sur l'abscisse). Le grisé foncé enveloppant cette ligne rouge représente la variabilité des vitesses selon les années : celle-ci est égale à un écart type des valeurs mesurées entre 1983 et 2006. La courbe bordant le grisé clair et l'ordonnée de droite donne l'inclinaison des pentes le long du profil de la ligne L. On voit que la vitesse et sa variabilité sont maximales un peu en amont des pentes les plus raides (L6 et L7) et qu'elles ne décroissent qu'à proximité immédiate du front (L12, L13).
Extrait de Bodin, 2007.



facettes de la déformation de la masse de débris : d'une part l'influence de l'augmentation de la pente qui conduit à l'accélération des vitesses, d'autre part l'effet de butée engendré par la partie terminale, qui vient ralentir le flux en provenance de l'amont. Cette dynamique se traduit, dans la morphologie du glacier rocheux, par des figures d'étirement quand les vitesses augmentent (bourelets parallèles à la pente), et au contraire des figures de compression lorsque qu'elles diminuent (bourelets transverses à convexité tournée vers l'aval).

Quant à la variabilité des vitesses, c'est-à-dire leurs fluctuations d'une année à l'autre, on constate, si l'on se base sur la vitesse moyenne enregistrée sur les blocs de la ligne L, qu'elle est forte (fig. 60). Ainsi, de faibles vitesses ont été observées au début des mesures (1986-1989) et autour de 2005-2007, avec environ 0,50 m/an, alors que des vitesses plus élevées se sont produites après 2012, avec plus de 1 m/an. Ces vitesses peuvent donc

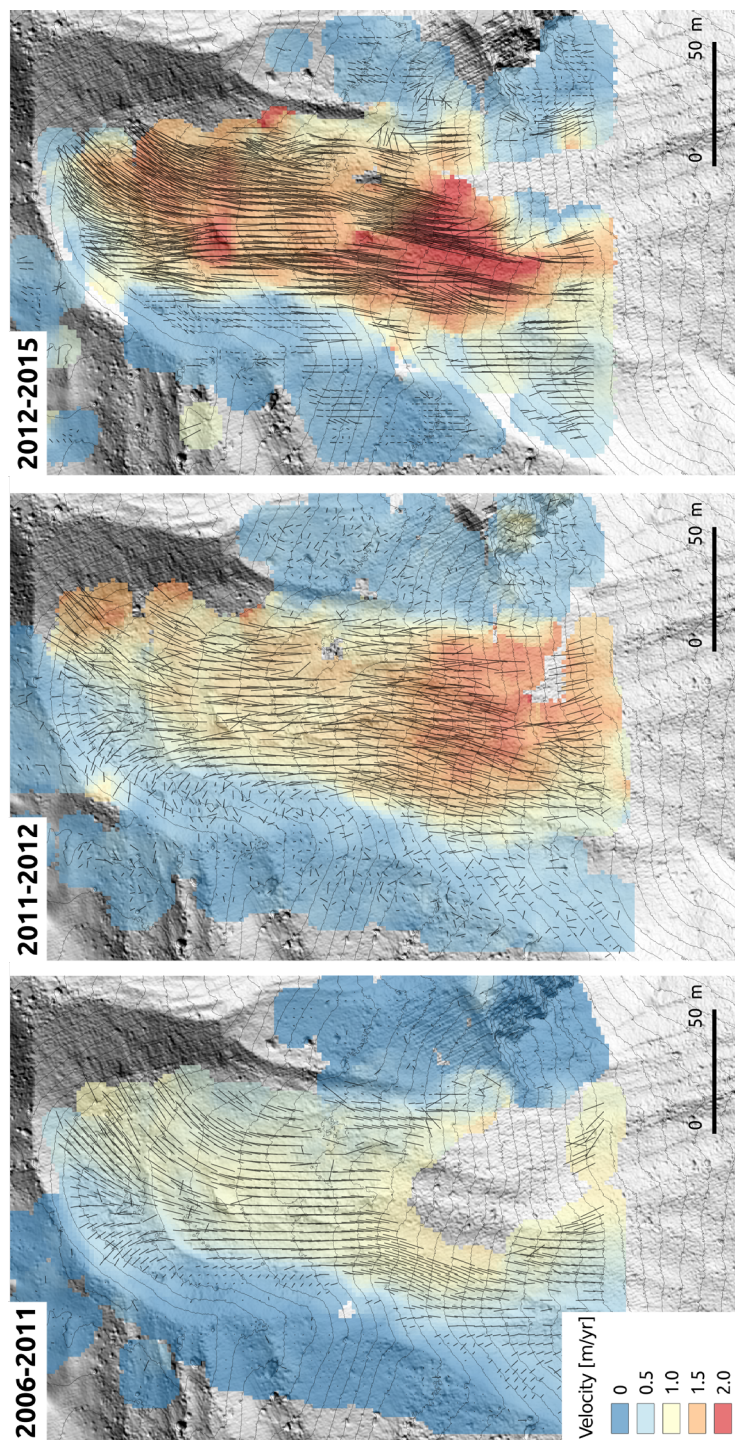


varier en moyenne du simple au double ! Même sur deux années consécutives, comme par exemple entre 2003-2004 et 2004-2005, la variation peut atteindre 40 % (Bodin et al., 2009). Une telle variabilité est une surprise, car on pensait, jusqu'aux années 1990, que les glaciers rocheux étaient des formes réactives plutôt à des échelles de temps longues, de l'ordre de la décennie.

Les mesures annuelles des blocs donnent une idée du mouvement cumulé sur l'ensemble de la période écoulée depuis la précédente mesure (les mesures sont généralement réalisées en septembre), ce qui ne permet pas de connaître les possibles fluctuations à l'intérieur d'une année. Or, certains travaux de recherche, notamment en Suisse (Kenner et al., 2017), suggèrent que des variations au cours d'une année peuvent être importantes. C'est pour approfondir cette question des variations saisonnières de vitesse qu'a été mis en place le dispositif de suivi par photogrammétrie automatique. Le traitement des données, actuellement en cours, devrait permettre prochainement de produire et analyser des cartes de déplacement espacées de seulement quelques jours ou quelques semaines (Bodin et al., 2017).

Fig. 60. Évolution des vitesses sur la ligne L du glacier rocheux de Laurichard depuis le début des mesures (1983). La courbe rouge représente la moyenne des vitesses mesurées sur tous les blocs de la ligne L. Les courbes grises représentent celles relevées sur chacun des blocs. On discerne, entre 1995 et 2005, une période de vitesses plutôt élevées, de même après 2010, mais avec une forte variabilité selon les blocs. Extrait de Bodin et al., 2015.

Fig.61. Champs de déplacement à la surface du glacier rocheux, calculés par corrélation d'images, à partir des données de lidar terrestre et sur les périodes 2005-2006 et 2006-2011.



Le suivi annuel des blocs rend compte de la vitesse de la surface du glacier rocheux là où se trouvent les blocs mesurés, et laisse donc de côté les surfaces qui en sont dépourvues. C'est bien ce qu'ont montré les résultats du suivi par lidar terrestre entrepris, en complément des levés annuels par théodolite puis par GPS, à partir de 2005. On observe ainsi que la langue du glacier rocheux, dans la région frontale, connaît un mouvement tournant sur sa droite, déviant ainsi de la direction générale nord-sud de la pente le long de laquelle sont alignés les blocs suivis, pour emprunter un axe nord-est plus conforme à celui du fond de la combe (fig. 61). Une part significative du mouvement du glacier rocheux n'était donc pas prise en compte par les levés topographiques annuels. Ceci a été corrigé par l'ajout d'une ligne oblique en 2008. Et, là aussi, la combinaison du lidar terrestre avec les données issues de la photogrammétrie automatique permettra sans doute d'avancer vers une meilleure compréhension de la dynamique du glacier rocheux (Bodin et al., 2018).

Ces cartographies à haute résolution des déplacements à la surface du glacier rocheux, réalisées à partir des levés lidar, apportent de précieuses informations, complémentaires du suivi topographique à long terme. Comme évoqué précédemment, des détails de la dynamique de déformation du glacier rocheux y apparaissent, tels que le changement de direction d'écoulement de la langue, la quasi-immobilité de son flanc gauche, les vitesses très élevées à droite de la forte pente médiane, où se produisent aussi parfois des détachements superficiels de débris. Si la compréhension fine des processus en jeu (fluage de la glace, glissements superficiels, cisaillements

Fig. 62. Comparaison de l'évolution des conditions climatiques dans l'air et au niveau du sol avec les vitesses à la surface du glacier rocheux de Laurichard sur la période 2000-2007. Le graphique du haut montre les écarts à la moyenne mensuelle (période 1960-1991) des températures de l'air et des précipitations mesurés à la station Météo-France du Monétier-les-Bains. Le graphique du bas met en correspondance les vitesses relevées sur le glacier rocheux de Laurichard (courbe en marches d'escalier) avec les températures de la surface du sol au Laurichard (période 2004-2007), complétées par la série de températures au sol mesurées par Delaloye et al. (2008) dans le Valais. D'après Bodin et al., 2009.

internes, etc.) dans la dynamique d'écoulement du glacier rocheux reste encore incomplète, il est toutefois possible de dresser un premier état des connaissances à partir des données à notre disposition.

- Comment interpréter la variabilité des vitesses superficielles au regard de l'évolution des conditions climatiques ?

Comme celui de la combe de Laurichard, quasiment tous les glaciers rocheux suivis dans les Alpes ont connu une accélération de leurs mouvements superficiels au cours de la décennie 1990 (voir par exemple Delaloye et al., 2008). Après un premier pic de vitesse entre 2000 et 2004, les années qui ont suivi, 2005-2007, ont marqué une baisse des vitesses. Par la suite, à partir de 2008, les vitesses ont augmenté de nouveau et les précédents records

ont été battus depuis 2012. Que signifient ces fluctuations de vitesse, qui tendent à être synchrones sur la plupart des glaciers rocheux mesurés dans les Alpes ?

Tout d'abord, si l'on compare l'évolution des températures de l'air avec les vitesses du glacier rocheux, aucun lien évident n'apparaît (fig. 62). En effet, comme évoqué précédemment, l'impact de la température de l'air sur l'état thermique du sol est très fortement dépendant de l'effet isolant du manteau neigeux. Les années chaudes pour le pergélisol, comme par exemple l'année hydrologique 2003-2004* , correspondent à la combinaison d'étés chauds et d'hivers enneigés, alors que les années froides sont le résultat d'hivers peu enneigés, comme l'ont été les années 2004-2005 et 2005-2006. Les vitesses annuelles du glacier rocheux suivent remarquablement bien ce schéma, avec des valeurs élevées lors d'années où le sol est chaud, et des valeurs faibles lorsqu'il est froid.

Par ailleurs, comme l'ont montré Bodin et al. (2009), lorsqu'on compare ces mêmes vitesses à l'épaisseur de neige relevée à la station météorologique la plus proche, celle de la Toura dans le domaine skiable des Deux Alpes, il apparaît que c'est l'enneigement au mois de décembre qui contrôle une part significative du mouvement (fig. 63). Cette relation est cohérente dans la mesure où décembre connaît une forte variabilité de l'enneigement : certaines années voient le manteau neigeux s'installer en novembre-décembre, ce qui empêche le sol de geler en profondeur, tandis que d'autres voient l'édification d'un manteau neigeux important retardée vers janvier-février, auquel cas le gel peut pénétrer profondément dans le sol.

*Une année hydrologique dans les Alpes s'étend du 1er septembre d'une année n au 31 août de l'année n + 1.

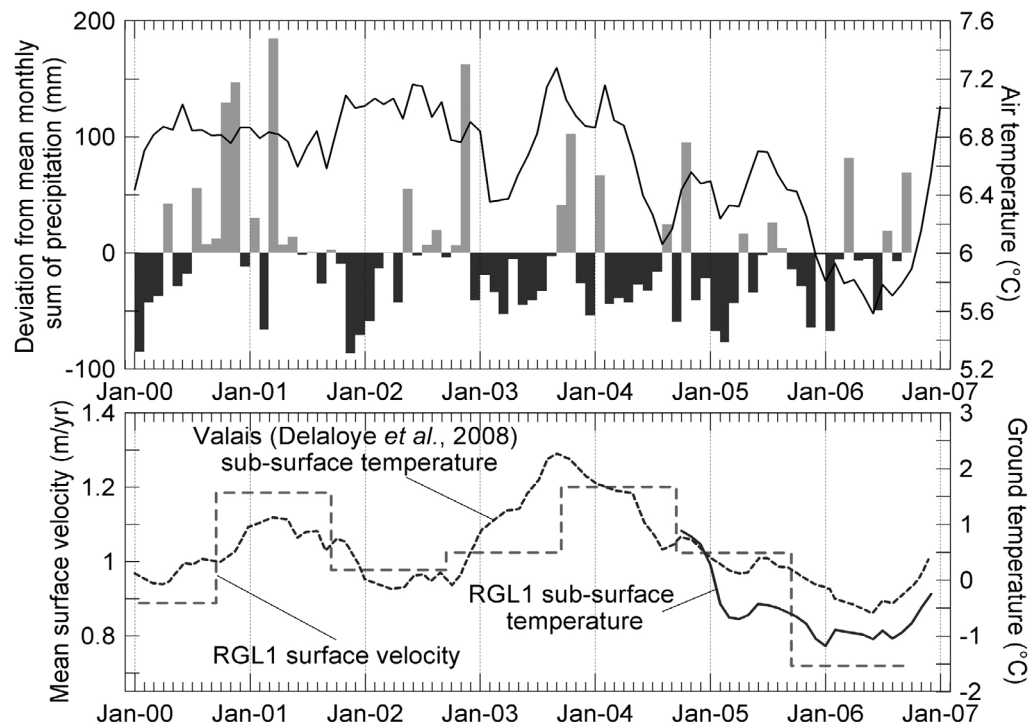
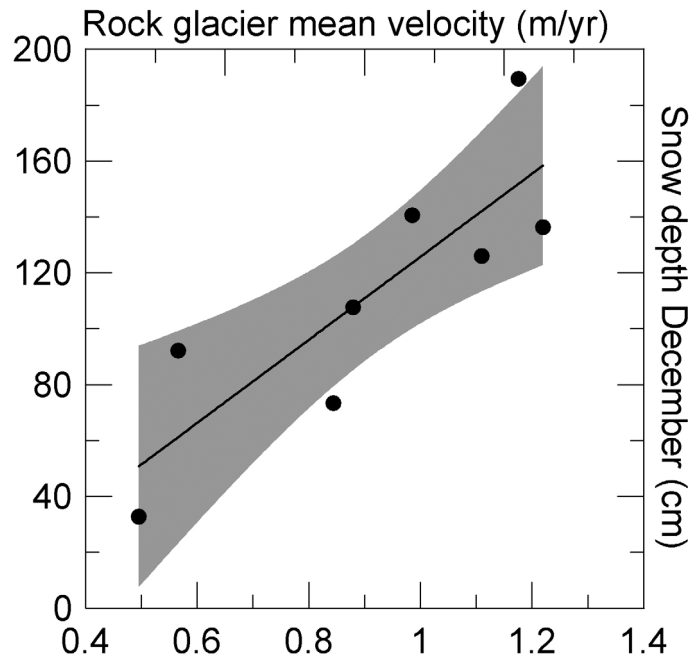


Fig.63. Relation entre les vitesses moyennes du glacier rocheux de Laurichard en m/an (abscisse) et la hauteur de neige en décembre (en cm) mesurée à la station Météo-France de la Toura, sur la période 2000-2007. Sur cette courte période, plus la hauteur de neige a été importante en décembre, plus les vitesses moyennes du glacier rocheux l'année qui suit ont été élevées. Compte tenu du rôle isolant que joue le manteau neigeux vis-à-vis des températures de surface, on en déduit que la profondeur de gel influe sur les vitesses. Celles-ci tendent à diminuer quand le gel pénètre profondément dans le matériel du glacier rocheux. Les mécanismes qui sont derrière cette relation ne sont pas encore identifiés. D'après Bodin et al., 2009.



Par ailleurs, Kenner et al. (2017) ont montré, sur d'autres glaciers rocheux, que les vitesses fluctuent également selon les saisons. Pour expliquer ces fluctuations, en plus des conditions thermiques, intervient la teneur en eau du sol. On peut donc penser que l'effet du réchauffement climatique sur la dynamique du glacier rocheux de Laurichard (et ailleurs dans les Alpes et dans le monde) pourrait s'opérer à deux échelles de temps. Sur le long terme, on devrait voir les conditions thermiques, associées à l'enneigement, jouer sur les vitesses, celles-ci s'accéléralent ou ralentissant selon la typologie des années que l'on a définie plus haut. Sur les périodes plus courtes, le glacier rocheux de Laurichard pourrait subir une évolution plus rapide si sa dynamique était influencée par la présence d'eau liquide dans le corps gelé. En effet, la charge en eau peut augmenter à la fois par fonte de la

glace, celle-ci étant favorisée par le fait que cette glace est déjà à une température proche du seuil de fusion (0 °C), et par l'apport des précipitations liquides tombant en saison chaude.

Il reste, on le voit, encore bien des zones d'ombre dans la compréhension du fonctionnement des glaciers rocheux et de leurs réponses à l'évolution du climat dans le futur. Gageons que les observations qui se poursuivent dans la combe de Laurichard permettront d'avancer sur ces questions. L'enjeu est important, car certains glaciers rocheux fondant rapidement pourraient se déstabiliser et constituer un risque pour les populations situées à l'aval, comme on l'a vu dans le cas du glacier rocheux de Bérard en 2006 (Bodin et al., 2016) ou celui du col du Lou (Schoeneich et al., 2017).

Replacer la combe de Laurichard dans le contexte des variations climatiques du passé : une brève histoire des vingt derniers millénaires

Une rapide observation du paysage depuis le col du Galibier montre que les formes qui s'étagent le long des vallons et des versants, du col du Lautaret à 2 000 m jusqu'aux parois du Combeynot à plus de 3 000 m d'altitude, se sont mises en place en plusieurs phases et sur des durées de temps longues (fig. 64).

À l'échelle des Alpes, la chronologie des principales étapes qui ont ponctué le retrait des glaciers depuis le dernier maximum glaciaire est à présent assez solide – car reposant sur une grande quantité de datations – pour que l'on puisse s'y référer et proposer un scénario des événements majeurs qui se sont produits depuis une vingtaine de millénaires dans la région du col du Lautaret. Afin de se

repérer dans ces événements, on se reportera à la chronologie des fluctuations glaciaires depuis 18 000 ans établie par Maisch et al. (1999) pour la Suisse (fig. 65).

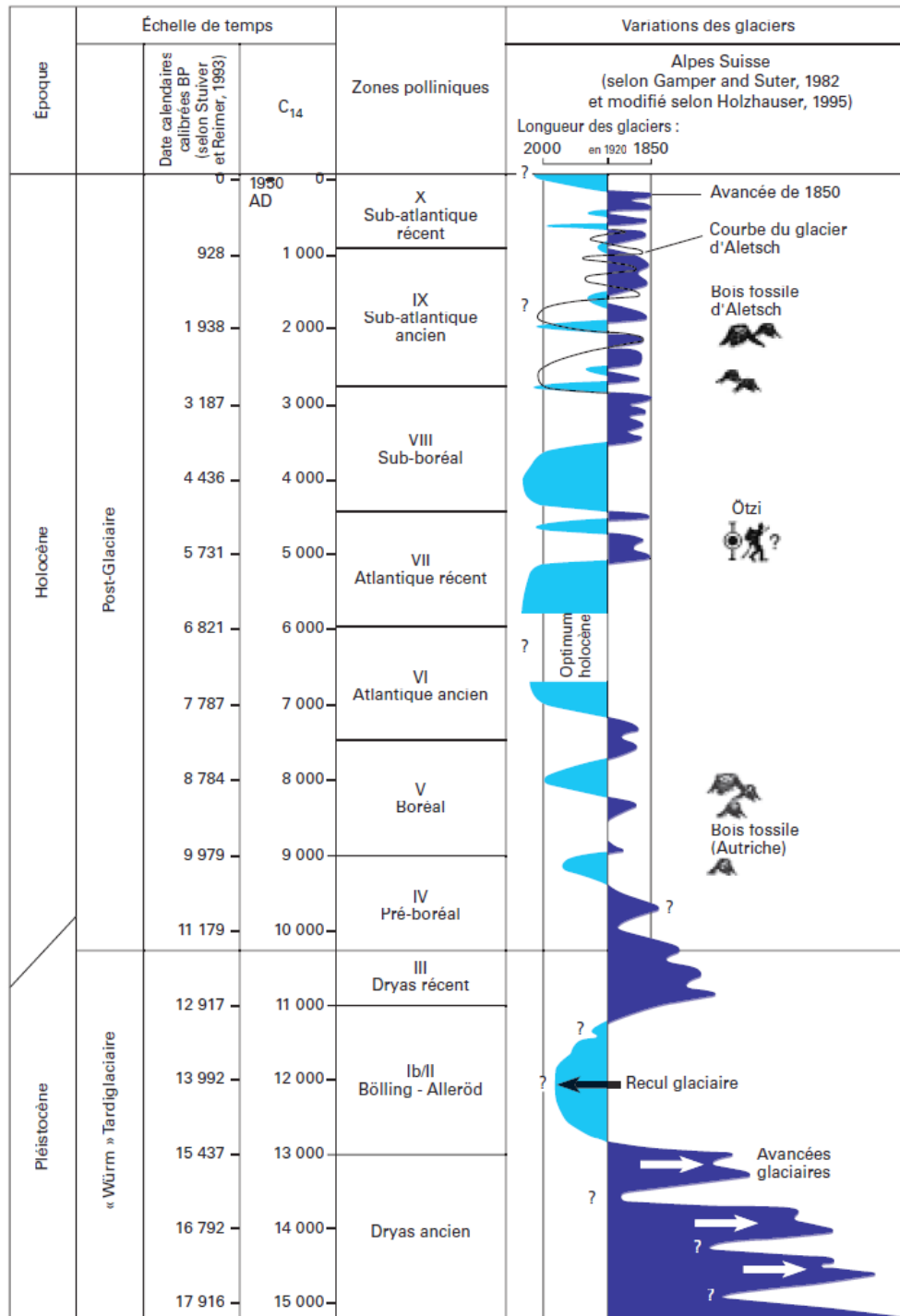
Comme préalable au déroulement de la chronologie des avancées et des reculs glaciaires, rappelons en quelques paragraphes les causes principales des variations climatiques qui en sont à l'origine.

À l'origine des variations climatiques à diverses échelles de temps.

À l'échelle de la dizaine/centaine de millénaires, la succession des périodes glaciaires/interglaciaires est rythmée par les variations cycliques de la distance Terre-Soleil selon les saisons. La déformation de l'orbite de révolution de la Terre autour du Soleil (une ellipse plus ou moins aplatie), les variations d'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre et sa position sur l'orbite de révolution selon les saisons définissent des cycles de l'ordre de 100 000 ans, 42 000 ans et 23 000 ans respectivement. Le dernier en date des grands cycles glaciaires de 100 000 ans est celui dénommé Würm en Europe, qui a débuté il y a 115 000-8 000 ans et s'est achevé il y a moins de 20 000 ans. La période transitoire dite tardiglaciaire qui a suivi nous a fait basculer, en moins de dix millénaires, dans l'interglaciaire chaud dans lequel nous vivons et qui porte le nom d'Holocène. Il y a 11 000 ans, la Terre, dont l'orbite autour du Soleil décrit une ellipse légèrement aplatie, était au périhélie, soit située plus près du Soleil lors du solstice d'été de l'hémisphère Nord, raison pour laquelle cet hémisphère recevait davantage d'énergie. Ce mouvement,

Figure 64. Vue depuis le col du Galibier sur les diverses générations de formes présentes entre 2 000 m et 3 100 m sur le versant nord du Combeynot au-dessus du Lautaret (2 050 m). De gauche à droite : 1. « Moraine de névé » ancienne (2 040 m). 2. Glacier rocheux ancien du Lautaret (2 050 m). 3. Moraine du glacier du Combeynot, datant du « petit âge glaciaire » (2 650 m). 4. Glacier rocheux ancien de l'extrémité de la combe de Laurichard (2 070 m). 5. Glacier rocheux actif de la combe de Laurichard (2 600 m). 6. Paroi nord du Roc noir de Combeynot (3 106 m). 7. Pyramide de Laurichard (2 772 m) (Ph. B. Francou).





dit de précession, est responsable de la date des changements de saison. Cette quantité d'énergie a décliné au cours des dix millénaires suivants dès lors que l'été boréal a glissé vers l'aphélie (Terre située au plus loin du Soleil). Le cycle de précession complet étant proche de 23 000 ans, il s'est donc produit depuis 11 000 ans, soit depuis le début de l'Holocène, un demi-cycle de précession.

À une échelle de temps plus courte, celle des siècles, c'est l'activité elle-même du Soleil qui peut provoquer des variations du climat, mais de plus faible ampleur : par exemple, les minima d'activité solaire ont toujours été des périodes un peu plus froides (de l'ordre de -1 °C au maximum), comme par exemple entre 1650 et 1715 de notre ère où les taches solaires avaient disparu, ce qui prouve que l'activité solaire était à un faible niveau. Ces variations peuvent être accentuées par la circulation océanique profonde (la circulation dite thermohaline) qui, selon son degré d'activité dans l'Atlantique Nord, redistribue des quantités variables de la chaleur reçue par la Terre au niveau des tropiques vers les hautes latitudes.

À l'échelle des décennies, des baisses de température de l'ordre de 0,5 °C à 1 °C peuvent être provoquées par de puissantes éruptions volcaniques qui envoient des aérosols sulfatés par la haute atmosphère, lesquels, en se combinant avec la vapeur d'eau, forment un voile continu contribuant à renvoyer vers l'espace une partie non négligeable de l'énergie venue du Soleil. C'est l'effet parasol, qui ne dure que quelques années et peut affecter de façon inégale les deux hémisphères.

Depuis 1850, la hausse de la température globale (océans et continents) a atteint à ce jour 1°C (plus

Fig. 65 (page précédente). Chronologie des glaciers dans les Alpes suisses depuis 18 000 ans (fin du Pléistocène et Holocène). Sur les deux colonnes de gauche, les âges calendaires et ceux donnés par le radiocarbone (Before Present). Au centre, les zones déterminées par l'analyse des pollens et leur dénomination. À droite, les fluctuations de glaciers autour de leur position acquise en 1920. Extrait de Francou et Vincent, 2007, simplifié d'après Maisch et al., 1999.

de 2 °C dans les Alpes). Elle est due essentiellement à l'accentuation de l'effet de serre provoquée par les activités humaines, les causes naturelles étant beaucoup plus ténues. Cette hausse de la température globale depuis le début de l'ère industrielle au XIX^e siècle pourrait atteindre 2 °C à 6 °C d'ici la fin du XXI^e siècle suivant les quantités de gaz à effet de serre que nous allons continuer à injecter dans l'atmosphère.

Du dernier maximum glaciaire (Würm tardif) au retrait des glaciers des grandes vallées alpines

Revenons en arrière jusqu'à la dernière période glaciaire. On sait que le dernier maximum glaciaire dans les Alpes s'est produit entre 30 et 19 ka BP.

Au maximum de cette phase glaciaire du Würm tardif, soit entre 28 et 24 ka BP, les grands glaciers débordaient à l'extérieur des Alpes sur leurs piémonts, avec une ligne d'équilibre glaciaire* se situant 1 000 m à 1 500 m plus bas que pendant le « petit âge glaciaire » (voir plus loin), soit autour de 1 200 m-1 700 m d'altitude selon les régions (Ivy-Ochs, 2015). En conséquence, il y avait aussi de petits glaciers sur les sommets des Préalpes de Chartreuse et du Vercors, ces petits glaciers locaux dominant les principaux courants de glace alimentés par les massifs centraux (Écrins, Vanoise, massif du Mont-Blanc) et serpentant le long des grandes vallées alpines, comme celle de l'Isère.

Avant 19-18 ka BP, ces immenses langues glaciaires ont quitté les piémonts (la région de Voiron ou de Sisteron), laissant en reculant de grands lacs,

Comment mesure-t-on les âges absolus et comment les exprime-t-on ?

Dire que le dernier maximum glaciaire s'est produit entre 30 et 19 ka BP signifie qu'il est survenu entre 30 000 ans et 19 000 ans avant le temps présent (BP : Before Present) fixé à 1950. Les dates sont données ici en âges calendaires, c'est-à-dire qu'elles ont fait l'objet d'une calibration quand elles provenaient de la désintégration du carbone 14 (¹⁴C), laquelle n'est pas rigoureusement linéaire en fonction du temps. Les techniques de datation absolue utilisent des isotopes radioactifs, donc instables, dont les temps de désintégration et les variations qu'ils subissent sont connus. Sur la matière organique, on emploie couramment le carbone 14 (¹⁴C) dont la demi-vie, proche de 5 700 ans, permet de dater des objets âgés de moins de 50 000 ans. Sur des cailloux ou de la glace, on s'appuie sur d'autres isotopes, comme le béryllium 10 (¹⁰Be), qui est formé, comme le ¹⁴C, à la suite du bombardement d'atomes par des rayons cosmiques de haute énergie venant de l'espace. Le ¹⁰Be a une demi-vie plus longue, de l'ordre de 1,4 million d'années. La datation par uranium-thorium mesure le rapport isotopique du thorium (²³⁰Th) et de l'uranium (²³⁴U). Le premier ayant une demi-vie de 75 000 ans, cette méthode a une sensibilité optimale pour cette période de temps. Mais beaucoup d'objets vivants ou inertes portent des indications de périodicité saisonnière, donc annuelle, comme par exemple les arbres et leurs anneaux (les cernes), ou certains sédiments argileux finement stratifiés tapissant le fond des lacs glaciaires (les varves). Un comptage direct suffit à les dater, à condition qu'il n'y ait pas d'interruptions !

Ligne d'équilibre glaciaire

C'est la ligne joignant, sur un glacier, les points où, au cours d'une année, l'accumulation, provenant du cumul des chutes de neige, est tout juste compensée par l'ablation, constituée surtout par de la fonte : le bilan y est donc nul. Dit plus simplement, c'est l'altitude au-dessus de laquelle on rencontre majoritairement des glaciers. L'altitude de la ligne d'équilibre relevée à la fin de l'été est variable d'une année sur l'autre, mais sa moyenne sur plusieurs années permet de définir une tendance. Dans le massif des Écrins la ligne d'équilibre est proche de 2 900-3 200 m selon l'exposition et elle a tendance à s'élever depuis trente ans, conformément au déficit de masse qui affecte tous les glaciers de la région.

certaines encore présents comme le lac du Bourget, d'autres colmatés par des alluvions, comme la plaine de Grenoble ou du Grésivaudan. Le retrait a été très rapide, malgré quelques ré-avancées, car on estime qu'il y a 17-16 ka environ 80 % des volumes de glace du dernier maximum würmien avaient disparu. Au cours de millénaires qui ont suivi, les périodes de retrait ont dominé, entrecoupées de quelques phases de stabilisations ou de ré-avancées, celles-ci parfois assez marquées pour déposer des cordons morainiques intermédiaires encore conservés et datables.

On désigne de Tardiglaciaire la période entre 19 ka et 11,5 ka BP, durant laquelle les glaciers ont

peu à peu quitté les grandes vallées alpines et se sont repliés par étapes vers les hauts cirques montagneux à plus de 2 000 m d'altitude. Entre 15,5 et 13,5 ka BP environ prennent place deux périodes de réchauffement dénommées Bölling-Alleröd. Ce climat plus tempéré est sans doute lié à la mise en place de la circulation océanique profonde (dite « thermohaline ») dans l'Atlantique Nord qui étend le Gulf Stream vers le nord. Le mouvement de reflux glaciaire s'accélère et chasse les derniers glaciers des vallées principales. Le Lautaret, qui fonctionnait lors du maximum comme un col de transfluence glaciaire (une partie des glaces du bassin de la Romanche, mieux alimenté, était transférée vers le bassin de la Guisane), se libère définitivement de ses glaces. On le sait grâce aux tufs qui se mettent en place à côté du Jardin alpin (fig. 66) et dont la datation la plus ancienne, réalisée à partir du rapport uranium/thorium ($^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$), a donné environ

Qu'est-ce qu'une moraine ?

On appelle moraine (mot d'origine savoyarde devenu d'usage international) un dépôt d'origine glaciaire en forme de cordon plus ou moins continu, parallèle à l'axe de la vallée (moraine latérale) ou transverse et formant un arc (moraine frontale). Ces cordons ont été édifiés par le glacier, qui transporte de nombreux débris, soit en surface, soit au contact entre la glace et le lit rocheux, et les dépose à son front, là où la glace disparaît. Bien conservés et datés, ces dépôts permettent de reconstituer l'extension des glaciers et, avec un peu de chance, le volume des glaces à une époque déterminée.



Fig. 66. Jardin alpin vu depuis la Pyramide de Laurichard (Ph. B. Francou).

14 ka BP (Latil et al., 2012 ; Carcaillet et al., 2018). Les auteurs qui en ont fait l'étude estiment que le début du dépôt des tufs est sans doute antérieur de 1 000 à 2 000 ans à cette date, ce qui placerait le retrait des glaces de l'axe du col autour de 15 ka BP. Cette même tufière, très riche en restes de plantes fossilisées, indique qu'ensuite, vers 11 ka-10 ka BP, soit au début de l'Holocène (notre interglaciaire), croissent sur le site des pins à crochets (*Pinus uncinata*), ainsi que des aulnes et autres feuillus, sans qu'il soit possible de parler véritablement de forêt.

Mais, avant d'en arriver là, se produit, sur environ deux millénaires, entre 13,5 ka et 11,5 ka, un net refroidissement du climat responsable d'une crue glaciaire importante qui remplit de glace les hautes vallées et les vallons secondaires, laissant des traces profondes dans les paysages alpins au-dessus de 1 800 m-2 000 m. Concluant le Tardiglaciaire, cette période, dénommée Dryas récent*, est de nos jours bien documentée à l'échelle de la chaîne alpine.

*Le Dryas récent est une période de refroidissement brutal d'une durée de deux millénaires qui s'est manifestée en Europe et dans de nombreuses régions de l'hémisphère Nord jusqu'aux basses latitudes il y a 13,5-11,5 ka, juste avant l'Holocène, notre interglaciaire. Une majorité de chercheurs pensent que ce « coup de froid » a été dû à un brusque ralentissement de la circulation océanique profonde dans l'Atlantique Nord (circulation thermohaline), probablement consécutif à un apport massif d'eau douce lié à la fonte brutale de la calotte des Laurentides.

Moraines de la combe et glaciers rocheux du col du Lautaret, héritages laissés par la dernière poussée glaciaire, celle du Dryas récent (environ 13,5 ka-11,5 ka BP)

Francou (1988), dans sa thèse, attribue le glacier rocheux des sources de la Guisane (dit « glacier rocheux du Lautaret ») et la « moraine de névé » qui lui est proche au Dryas récent. C'est le cas également du glacier rocheux débouchant de la combe de Laurichard quelques centaines de mètres en contrebas du captage d'eau (fig. 67).

Dans les Alpes suisses et autrichiennes, cette période est connue pour avoir construit un ensemble de moraines remarquable très riche en gros blocs dénommé « stade d'Egesen » (Mayr et Heuberger, 1968). Les glaciers rocheux du Lautaret ont été attribués en 1988 par Francou à cette réavancée glaciaire par référence aux travaux réalisés par Cousteaux (1983) sur les pollens recueillis dans

Fig. 67. Glaciers rocheux du Lautaret, d'âge Dryas récent, situés à peu de chose près à la même altitude. De gauche à droite : A) le glacier rocheux formé à l'entrée de la combe de Laurichard ; B) le petit glacier rocheux de la Bergerie ; C) le glacier rocheux du Lautaret ; D) la « moraine de névé » du Lautaret (Ph. B. Francou).



diverses tourbières du massif des Écrins proche. Ces études ont montré qu'à cette date se produisirent, vers 2 000 m, à la fois un net recul des arbres, une progression d'un type de végétation steppique froide à base d'Artemisia, et une descente importante des fronts glaciaires.

Nous l'avons appelé stade du Lautaret et son attribution au Dryas récent, bien qu'encore non datée ici, ne fait guère de doute. Lors de cette époque de descente généralisée des fronts glaciaires et d'expansion des glaciers rocheux, une langue de glace d'une quarantaine de mètres d'épaisseur au maximum et de près de 2 km de long remplissait la combe, comme en témoigne la moraine latérale visible sur une cinquantaine de mètres rive droite entre 2 300 m et 2 350 m.

La ligne d'équilibre de ce petit glacier se situait vers 2 400 m, soit 600 m plus bas environ que son altitude actuelle dans le massif des Écrins en versant nord. Quand il a commencé à se replier, ce glacier était très chargé en débris rocheux en surface, comme le montre la topographie chaotique qu'il a laissée au fond de la combe en rive gauche : c'était à proprement parler un « glacier noir ». Les conditions climatiques vers 2 000 m étaient favorables à la formation d'un pergélisol dans la moraine frontale, puisque cette dernière a évolué en glacier rocheux. La présence de ce glacier rocheux actif, comme celle de ses semblables à la même altitude, suggère à cette époque (fin du Dryas récent) des conditions thermiques au niveau du col similaires à celles qui règnent aujourd'hui vers 2 650 m en Ubaye. Ces conditions impliquent une température moyenne annuelle de l'air (TMAA) proche de -1,2 °C. Si cela est exact, on en déduit que cette dernière crue glaciaire a eu lieu avec des TMAA plus basses d'environ 3,6 °C que celles qui règnent actuellement.

Que sait-on ailleurs dans les Alpes des températures au Dryas récent ? Des auteurs suisses et autrichiens ont travaillé sur le climat du Dryas récent dans les Alpes en datant les moraines du stade d'Egesen. Ils suggèrent que la TMAA était à cette époque 3,5 °C à 5,0 °C plus basse que de nos jours. L'incertitude vient des valeurs que l'on donne aux précipitations, lesquelles auraient pu être légèrement ou substantiellement (jusqu'à 30 %) plus basses qu'aux temps actuels à cette altitude (Ivy-Ochs et al., 2009). Les résultats de part et d'autre des Alpes sont donc cohérents. Il est probable que les glaciers rocheux du Lautaret se soient mis en place à la fin du Dryas récent et qu'ils aient continué à fonctionner au début de l'Holocène jusqu'au moins à la fin du Préboréal* quand les glaciers ont entamé leur recul en direction des hauts cirques.

Au Tyrol, en Autriche, des moraines datées attestent que les conditions froides du Dryas récent ont perduré au moins jusque vers 10,5 ka BP, mille ans pendant lesquels les glaciers rocheux ont pu maintenir leur progression. La plupart des glaciers rocheux en général inactifs qui remplissent les cirques glaciaires au-dessus de 2 000 m dans le Briançonnais, le Queyras et la haute Ubaye datent de cette période charnière du Tardiglaciaire et de l'Holocène, soit du Dryas récent-Préboréal. Les conditions périglaciaires qui prévalaient alors, comparables à celles qui règnent aujourd'hui au-dessus de 2 600 m, ont permis de mobiliser une grande quantité de débris depuis les parois rocheuses, ce qui, outre la présence du pergélisol, est nécessaire pour que se développent de vastes glaciers rocheux (voir chapitre précédent).

L'étude de Krainer et al. (2015), déjà citée, confirme l'ancienneté des glaciers rocheux que

*Le Préboréal est daté environ de 10,5 ka à 9 ka BP. C'est une période au climat frais mais plus clément que celui du Dryas récent, favorable à l'extension des pins et de certains feuillus jusqu'à 2 000 m. Elle marque le début de l'Holocène, notre interglaciaire.

l'on rencontre autour de 2 000 m et qui sont parfois encore actifs : le forage du Lazaun, dans le sud du Tyrol, a montré que ce glacier rocheux a commencé à se développer il y a environ 10 000 ans.

Plus près du Lautaret, les dates au ^{10}Be obtenues par Cossart et al. (2010) sur divers affleurements rocheux de la haute vallée de la Clarée montrent qu'il s'est produit un fort recul des glaciers après la crue glaciaire du Dryas récent, soit après 11,5 ka BP. Ce recul, dans un climat encore assez froid et sec, va permettre la construction de vastes glaciers rocheux. Plus loin au sud, au Chambeyron (haute Ubaye), Evin et Beaulieu (1985) ont estimé que le glacier rocheux situé au pied du glacier du Marinnet datait du Tardiglaciaire, mais qu'il avait pu être réactivé ensuite pendant les périodes les plus froides de l'Holocène.

Fort recul des conditions glaciaires et périglaciaires après 10 ka BP et jusqu'à environ 4 ka BP : période de l' « optimum climatique atlantique »

Les travaux réalisés dans tous les massifs alpins, en ajoutant à ceux déjà cités la thèse de Le Roy (2012) portant sur les Alpes françaises (et en partie le massif des Écrins), montrent qu'il ne s'est plus produit d'expansion glaciaire comparable à celles du Tardiglaciaire pendant les sept millénaires suivants. Les datations effectuées sur des bois fossiles et des analyses dendrochronologiques (étude et interprétation climatique des cernes des troncs d'arbres) dans diverses parties des Alpes attestent que les glaciers sont remontés très haut dans les cirques et ont fini par disparaître ou par atteindre une taille plus réduite que celle qu'ils ont eue à la fin du XX^e siècle, ceci en raison d'une ligne d'équilibre glaciaire qui s'est repliée jusqu'à une altitude 200 m plus élevée. Quelques périodes plus froides ont ponctué cette remontée des glaciers, mais de trop courte durée pour provoquer de réelles poussées glaciaires. Les glaciers rocheux semblent s'être stabilisés vers la fin du Préboréal ou au plus tard autour de 8 ka BP. Certains, au cours des millénaires suivants, vont fondre pour une large part en perdant leur volume de glace (mais sans reculer, comme les glaciers !), d'autres vont maintenir un peu de glace en profondeur, comme le Lazaun en Ötztal, qui dégèle en partie, gardant toutefois un noyau de glace profondément enterré.

On ne sait pas à quoi pouvait ressembler la combe de Laurichard il y a 6 000 ans. Peut-être

les petits glaciers rocheux fossiles en forme de lobes en ubac, recouverts en amont par les glaciers rocheux actifs, sont-ils un héritage de la fin de la période froide du début de l'Holocène, tout comme les bourrelets de fluage au pied des éboulis de l'adret (fig. 68) ?

Cela peut être aussi le cas du glacier rocheux des Clochettes, qui occupe la partie supérieure du glacier rocheux du Lautaret à 2 350 m. Si ces glaciers rocheux dataient bien des premiers millénaires succédant au Dryas récent, ils se seraient recouverts de végétation et leurs formes se seraient émoussées pendant l'« optimum climatique atlantique » qui a suivi, ce qui est vraisemblable mais devra être démontré sur la base de datations. Les phénomènes périglaciaires ont dû avoir une activité moindre dans la combe pendant ces millénaires de climat chaud, avec une progression de la végétation sur les éboulis. Dans la tufière du Lautaret, les conifères continuent à dominer au Préboréal, mais laissent ensuite de plus en plus de place

Fig. 68. Bourrelet de fluage ancien à la base des éboulis du versant sud de la combe de Laurichard (Ph. B. Francou).



aux feuillus, bouleaux, aulnes verts et saules (Latil et al., 2012). La quasi-disparition des arbres au profit d'une végétation à dominante graminéenne n'intervient qu'après 8 ka BP, mais les circonstances de ce remplacement ne sont pas claires : climat ou présence de l'homme qui commence à déboiser ?

Reprise de conditions plus froides après 4 ka BP : Subboréal/Subatlantique et « petit âge glaciaire* »

Partout dans les Alpes et dans les autres régions du monde, les conditions deviennent plus froides après 4 ka BP et les glaciers tendent à repartir de l'avant (Solomina et al., 2015). Il faut y voir la conséquence du demi-cycle orbital de précession (voir plus haut).

Ainsi, entre 4 ka BP et le « petit âge glaciaire* » (XIV^e-XIX^e siècle de notre ère), les périodes relativement froides ont dominé, tandis que les périodes plus clémentes ont été courtes. Le glacier d'Aletsch, en Suisse, enregistre bien ces fluctuations séculaires du fait de sa grande taille : il a avancé entre 3,0 ka BP et 2,6 ka BP, puis autour de 600 ap. J.-C. et enfin pendant le « petit âge glaciaire » (1 350-1 850 ap. J.-C.), tandis qu'il a reculé au cours de la période romaine et autour de l'An Mil où se place le « petit optimum climatique médiéval » (Holzhauser, 1997 ; voir aussi Francou et Vincent, 2007). Dans le massif des Écrins, sur le complexe glaciaire de Bonne Pierre, les cordons morainiques externes par rapport à ceux du « petit âge glaciaire » sont datés au ¹⁰Be par Le Roy (2012) vers 4,2-3,9 ka BP pour les premiers, et autour de 3,2 ka BP pour les seconds. Ce dernier stade est connu à l'échelle des Alpes comme celui de Löbben (~3,7-3,3 ka BP).

*Le « petit âge glaciaire » est une période entre le début du XIV^e siècle et la fin du XIX^e siècle où le climat a connu un refroidissement marqué à l'échelle mondiale. Par rapport au XX^e siècle, les températures moyennes auraient été inférieures d'un peu moins de 1 °C, et par rapport à la période relativement clémente qui a précédé (950-1250), appelée le « petit optimum médiéval », celles-ci auraient baissé d'environ 0,5 °C. De là, avec en même temps une augmentation des précipitations, les glaciers ont connu une forte avancée, avec parfois des dégâts sur les cultures et les habitations dans certaines parties des Alpes, comme la vallée de Chamonix ou la haute vallée du Rhône. Les raisons ayant occasionné ce « coup de froid » sur près de six siècles, avec des périodes plus sévères que d'autres, sont sans doute plurielles : baisse de l'éclairement solaire, possibles modifications dans la circulation océanique profonde, succession de grandes éruptions volcaniques à caractère explosif ayant voilé la haute atmosphère pendant quelques années.

Dans la combe, les glaciers rocheux, qui avaient peut-être fondu, repartent de l'avant et forment ceux qui nous apparaissent aujourd'hui actifs. C'est le cas, entre autres, du glacier rocheux étudié plus haut (RGL1). Francou (1988) a estimé, en se basant sur les vitesses et les taux de sédimentation actuels, que ce glacier rocheux n'a pas pu atteindre sa taille d'aujourd'hui seulement au cours des cinq siècles écoulés du « petit âge glaciaire », mais qu'il lui a fallu au minimum 3 000 ans pour y parvenir. De même, le glacier rocheux déjà cité du Lazaun dans le sud du Tyrol, sur la base des datations absolues effectuées sur le matériel organique prélevé au cours du forage, montre qu'il a subi une réactivation à partir d'environ 3,5 ka BP. Il est probable que ce soit aussi le cas de nombreux glaciers rocheux qui paraissent aujourd'hui très frais dans leurs formes et qui peuvent avoir conservé une activité dans leur partie amont. Il peut en résulter l'étagement de plusieurs générations de glaciers rocheux, dont les plus anciennes dateraient de la fin du Tardiglaciaire, et dont les plus récentes se seraient formées il y a trois à quatre millénaires (fig. 69). Cela doit donc nous inciter à une certaine prudence avant de conclure qu'un glacier rocheux a perdu toute activité et qu'il est devenu fossile !



Conclusions

Les questions scientifiques non résolues, dont nous avons mentionné quelques-unes, montrent qu'il reste encore beaucoup de travail à réaliser dans la combe de Laurichard ! L'un des axes de travail futurs serait de donner plus de fondements à cette histoire climatique plurimillénaire que nous avons esquissée au chapitre 10.

Par ailleurs, les observations faites de façon continue au cours des trente dernières années devraient constituer une référence historique pour voir comment cette petite unité morphologique va évoluer au cours des décennies futures, qui vont être dominées par l'intensification du réchauffement atmosphérique en altitude. En effet, tous les modèles climatiques, quels que soient les scénarios d'émission de gaz à effet de serre considérés, prévoient un climat plus chaud qu'aujourd'hui dans le délai très court qui nous sépare de la fin du siècle. On pourrait donc sortir très vite de la variabilité que le climat a connue depuis une dizaine de millénaires, ce qui nous

Fig. 69. À gauche, glacier rocheux inactif du versant nord de la combe de Laurichard (RGL ancien), qui tend à se faire recouvrir par un glacier rocheux actif (RGL actuel). Ces glaciers rocheux anciens de la combe, en partie gagnés par la végétation et les lichens, pourraient dater du début de l'Holocène, tandis que les seconds se sont formés lors du refroidissement du climat dans la seconde partie de l'Holocène (Ph. B. Francou).

plongerait dans une situation inédite à cette échelle de temps.

Enfin, nous l'avons vu, la combe de Laurichard présente un intérêt qui dépasse largement cette petite unité géographique. Elle peut être considérée comme une sorte de laboratoire qui nous permet de mieux comprendre le fonctionnement des milieux périglaciaires que l'on trouve dans les Alpes entre 2 000 m et 3 000 m, soit entre la limite supérieure de la végétation et l'étage des glaciers.

Pour toutes ces raisons, ces recherches qui se poursuivent dans la combe de Laurichard, avec le soutien du jardin du Lautaret, constituent un enjeu important pour la communauté scientifique qui travaille sur l'environnement de la haute montagne et sur l'impact du changement climatique.

Références bibliographiques

Barbieri A., 1970, « Étude pétrographique de la partie orientale du massif des Écrins-Pelvoux : les granites. Aperçu de la géochronométrie du massif, Alpes françaises », thèse de 3e cycle, université Grenoble-I (non publiée).

Barsch D., 1996, *Rock-glaciers. Indicators for the Present and the Former Geoecology in High Mountain Environments*, Springer, 331 p.

Bertran P., Clément B., Courbouleix S., Coussot Ph., Coutard J.-P., Jomelli V., Hétu B., Fabre R., Francou B., Le Bissonnais Y., Meunier M. et Texier J.-P., 2004, *Dépôts de pente continentaux, dynamique et faciès. Quaternaire, hors-série n° 1, AFEQ*, 259 p.

Bertran P., Francou B. et Pech P., 1993, « Stratogénèse associée à la dynamique des coulées à front pierreux en milieu alpin. Observations faites au sommet de la Mortice (Alpes françaises méridionales) », *Géographie physique et Quaternaire*, 47/ 1, pp. 93-100.

Bertran P., Hétu B., Texier J.-P. et Van Steijn H., 1997, « Fabric characteristics of subaerial slope deposits », *Sedimentology*, 44/1, pp. 1-16.

Bertran P. et Jomelli V., 2000, « Post-glacial colluvium in Western Norway: Depositional processes, facies and paleoclimatic record », discussion, *Sedimentology*, 47/5, pp. 1053-1068.

Bertran P. et Texier J.-P., 1994, « Structures sédimentaires d'un cône de flots de débris (Vars, Alpes françaises méridionales), *Permafrost and Periglacial Processes*, 5, pp. 155-170.

Bodin X., 2007, « Géodynamique du pergélisol alpin : fonctionnement, distribution et évolution récente.

L'exemple du massif du Combeynot (Hautes-Alpes) », thèse de doctorat, université Paris-Diderot : 272 p. (non publiée).

Bodin X., 2011, « Apport des données de lidar terrestre pour le suivi et l'analyse du déplacement d'un glacier rocheux (glacier du Laurichaud, Hautes-Alpes, France) », collection Edytem « Images et modèles 3D en milieux naturels », vol. 12, pp. 77-84.

Bodin X., 2013, « Present status and development of rock glacier complexes in south-faced valleys (45° N, French Alps) », *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, vol. 36/1, pp. 27-38. DOI 10.4461/GFDQ.2013.36.2

Bodin X., Jaillet S. et Schoeneich Ph., 2008, « High-resolution DEM extraction from Terrestrial LIDAR topometry and surface kinematics of the creeping Alpine permafrost: the Laurichard rock glacier case study (Southern French Alps) » in Kane D. L., Hinkel K. M. (eds.), *Ninth International Conference on Permafrost*, University of Alaska, Fairbanks, USA, vol. 1, pp. 137-142.

Bodin X., Krysiecki J.-M., Schoeneich Ph., Le Roux O., Lorier L., Echelard Th., Peyron M. et Walpersdorf A., 2016, « The 2006 collapse of the Bérard rock glacier (Southern French Alps) », *Permafrost and Periglacial Processes*, DOI: 10.1002/ppp.1887

Bodin X., Schoeneich Ph., Deline Ph., Ravanel L., Magnin F., Krysiecki J.-M. et Echelard Th., 2015, « Mountain permafrost and associated geomorphological processes: recent changes in the French Alps », *Journal of Alpine Research-Revue de géographie alpine*, 103/2. DOI : 10.4000/rga.2885

Bodin X., Thibert E., Fabre D., Ribolini A., Schoeneich Ph., Francou B., Reynaud L. et Fort M., 2009, « Two decades of responses (1986-2006) to climate by the

Laurichard rock glacier, French Alps », *Permafrost and Periglacial Processes*, 20/4, pp. 331-344.

Bodin, X., Thibert, E., Sanchez, O., Rabatel, A., et Jaillet, S., 2018, "Multi-Annual Kinematics of an Active Rock Glacier Quantified from Very High-Resolution DEMs: An Application-Case in the French Alps", *Remote Sensing* 10, 547, DOI:10.3390/rs10040547.

Capps S. R. Jr., 1910. « Rock glaciers in Alaska », *The Journal of Geology*, 18/4, pp. 359-375.

Carcaillet C., Latil J.-L., Abou S., Ali A., Ghaleb B., Magnin F., Roiron P. et Aubert S., 2018, « Keep your feet warm? A cryptic refugium of trees linked to a geothermal spring in an ocean of glaciers », *Global Change Biology*, 24/6, pp. 2476-2487. DOI: 10.1111/gcb.14067

Carson M. A., 1977, « Angles of repose, angles of shearing resistance and angles of talus slopes », *Earth Surface Processes and Landforms*, 2/4, pp. 363-380.

Church M., Stock R. F. et Ryder J. M., 1979, « Contemporary sedimentary environments on Baffin Island, N.W.T., Canada: Debris slope accumulations », *Arctic and Alpine Research*, 11/4, pp. 371-401.

Cossart E., Fort M., Bourlès D. L., Carcaillet J., Perrier R., Siame L. L. et Braucher R., 2010, « Climatic significance of glacier retreat and rockglaciers re-assessed in the light of cosmogenic dating and weathering rind thickness in Clarée valley (Briançonnais, French Alps) », *Catena*, 80/3, pp. 204-219.

Coutard J.-P. et Francou B., 1989, « Rock temperature measurements in two Alpine environments: implications for frost shattering », *Arctic and Alpine*

Research, 21/4, pp. 399-416.

Coutard J.-P., Ozouf J.-C. et Gabert P., 1996, « Modalités de la cryoreptation dans les massifs du Chambeyron et de la Mortice, haute Ubaye, Alpes françaises du Sud », *Permafrost and Periglacial Processes*, 7/1, pp. 21-51.

Coûteaux M., 1983, « Fluctuations glaciaires de la fin du Würm dans les Alpes françaises, établies par des analyses polliniques », *Boreas*, 12/1, pp. 35-56.

Delaloye R., Perruchoud E., Avian M., Kaufmann V., Bodin X., Hausmann H., Ikeda A., Kääh A., Kellerer-Pirklbauer A., Krainer K., Lambiel C., Mihajlovic D., Staub B., Roer I. et Thibert E., 2008, « Recent interannual variations of rock glacier creep in the European Alps », in Kane D. L., Hinkel K.M. (eds.), *Ninth International Conference on Permafrost*, University of Alaska, Fairbanks, USA, pp. 343-348.

Eckert N., Baya H. et Deschatres M., 2010, « Assessing the response of snow avalanche runout altitudes to climate fluctuations using hierarchical modeling : application to 61 winters of data in France », *Journal of Climate*, 23/12, pp. 3157-3180.

Evin M., 1983, « Structure et mouvement des glaciers rocheux des Alpes du Sud », thèse de 3e cycle, Institut de géographie alpine, Grenoble, 343 p. (non publiée).

Evin M., 1987, « Dynamique, répartition et âge des glaciers rocheux des Alpes du Sud », thèse d'État, Institut de géographie alpine, 309 p.

Evin M. et de Beaulieu J. L., 1985, « Nouvelles données sur l'âge de la mise en place et les phases d'activité du glacier rocheux de Mariné I (haute Ubaye, Alpes du Sud françaises), Méditerranée, 56/4, pp. 21-30.

Faure-Muret A., 1949, « Les rock-streams ou pseudo-

moraines du massif de l'Argentera-Mercantour », *Compte rendu sommaire de la Société géologique de France*.

Francou B., 1977, « La "moraine de névé" du Lautaret : nouvelle interprétation », *Bulletin de l'Association de géographes français*, 445-446, pp. 247-253.

Francou B., 1981, « Géodynamique des éboulis et formes associées de la combe de Laurichard », thèse de 3e cycle, université scientifique et médicale de Grenoble, 153 p. (non publiée).

Francou B., 1982, « Chutes de pierres et éboulisation dans les parois de l'étage périglaciaire », *Revue de géographie alpine*, 70/3, pp. 279-300.

Francou B., 1983, « Régimes thermiques de sols de l'étage périglaciaire et leurs conséquences géomorphologiques. Exemple de la combe de Laurichard, Alpes du Briançonnais, France », *Géographie physique et Quaternaire*, 37/1, pp. 27-38.

Francou B., 1983, « Géodynamique des dépôts de pied de paroi dans l'étage périglaciaire », *Revue de géologie dynamique et de géographie physique*, 24/5, pp. 411-424.

Francou B., 1988, *L'Éboulisation en haute montagne. Andes et Alpes*, 2 vol., thèse d'État, université Paris-VII, Editec, Caen, 696 p.

Francou B., 1990, « Stratification mechanisms in slope deposits in high subequatorial mountains », *Permafrost and Periglacial Processes*, 1/3-4, pp. 249-263.

Francou B., 1991, « Pentes, granulométrie et mobilité des matériaux le long d'un talus d'éboulis en milieu alpin », *Permafrost and Periglacial Processes*, 2/3, pp. 175-186.

Francou B., 1993, Hautes Montagnes. Passion d'explorations, Masson, Paris, 202 p.

Francou B., 1994, « Les chutes de pierres sur les éboulis recouverts de neige : contribution à l'étude d'un mécanisme », *Biuletyn Peryglacjalny*, 33, pp. 29-48.

Francou B. et Bertran P., 1997, « A multivariate analysis of clast displacement rates on stone-banked sheets, Cordillera Real, Bolivia », *Permafrost and Periglacial Processes*, 8/4, pp. 371-382.

Francou B., Fabre D., Pouyaud B., Jomelli V. et Arnaud Y., 1999, « Symptoms of degradation in a tropical rock glacier, Bolivian Andes », *Permafrost and Periglacial Processes*, 10/1, pp. 91-100.

Francou B. et Héty B., 1989, Éboulis et autres formations de pente hétérométriques : contribution à une terminologie géomorphologique, Caen, Centre de géomorphologie du CNRS, « Notes et comptes rendus du groupe de travail "Régionalisation du Périglaciaire" », 14, pp. 11-69.

Francou B. et Manté C., 1990, « Analysis of the segmentation in the profile of Alpine talus slopes », *Permafrost and Periglacial Processes*, 1/1, pp. 53-60.

Francou B. et Reynaud L., 1992, « 10-year surficial velocities on a rock glacier (Laurichard, French Alps) », *Permafrost and Periglacial Processes*, 3/3, pp. 209-213.

Francou B. et Vincent C., 2007, *Les Glaciers à l'épreuve du climat*, IRD Éditions et Belin, Paris, 274 p.

Francou B. et Vincent C., 2015, *Quoi de neuf sur la planète blanche ? Comprendre le déclin des glaces et ses conséquences*, Glénat, Grenoble, 143 p.

Gardner J. S., 1979, « The movement of material on

debris slopes in the Canadian Rocky Mountains », *Zeitschrift für Geomorphologie*, 23/1, pp. 45-47.

Gignoux M., 1946, « Une moraine de névé particulièrement typique près du col du Lautaret », *Compte rendu sommaire des séances de la Société géopolitique de France*, p. 57.

Haeberli W., 1985, « Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of Alpine rock glaciers », *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie*, 77, 142 p.

Hales T. C. et Roering J. J., 2007, « Climatic controls on frost cracking and implications for the evolution of bedrock landscapes », *Journal of Geophysical Research*, 112/F2. Fo2033 1029/2006JF000616

Hinchliffe S. et Ballantyne C. K., 2009, « Talus structure and evolution on sandstone mountains in NW Scotland », *The Holocene*, 19/3, pp. 477-486.

Holzhauser H., 1997, « Fluctuations of the Grosser Aletsch Glacier and the Gorner Glacier during the last 3200 years: new

Results », in Frenzel B. (ed.), « Glacier fluctuations during the Holocene », *Paläoklimaforschung/ Palaeoclimate Research*, 24.

Ikeda A. et Matsuoka N., 2006, « Pebbly versus bouldery rock glaciers: morphology, structure and processes », *Geomorphology*, 73/3-4, pp. 279-296.

Ivy-Ochs S., 2015, « Glacier variations in the European Alps at the end of the last glaciation », *Cuadernos de investigación geográfica*, 41/2, pp. 295-315.

Ivy-Ochs S., Kerschner H., Maisch M., Christl M., Kubik P. W. et Schlüchter C., 2009, « Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps », *Quaternary Science Reviews*, 28/21-22, pp. 2137-2149.

Jomelli V., 1997, « Géodynamique des dépôts d'avalanches : analyses morphométriques et sédimentologiques », thèse de doctorat, université Paris-Diderot : 252 p. (non publiée).

Jomelli V., 1999a, « Dépôts d'avalanches dans les Alpes françaises : géométrie, sédimentologie et géodynamique depuis le Petit Âge glaciaire », *Géographie physique et Quaternaire*, 53/2, pp. 199-209.

Jomelli V., 1999b, « Les effets de la fonte sur la sédimentation de dépôts d'avalanche de neige chargée dans le massif des Écrins (Alpes françaises) », *Géomorphologie. Relief, processus, environnement*, 5/1, pp. 39-57.

Jomelli V., 2000, « La combe de Laurichard : le Kärkevagge des Alpes françaises ou 20 ans de mesures géomorphologiques », *Environnements périglaciaires*, 7, pp. 41-46.

Jomelli V. et Bertran P., 2001, « Wet snow avalanche deposits in the French Alps : structure and sedimentology », *Geografiska Annaler*, 83/1-2, pp. 15-28.

Jomelli V. et Francou B., 2000, « Comparing the characteristics of rockfall talus and snow avalanche landforms in an Alpine environment using a new methodological approach: massif des Écrins, French Alps », *Geomorphology*, 35/3-4, pp. 181-192.

Jomelli V. et Pech P., 2004, « Effects of the Little Ice Age on avalanche boulder tongues in the French Alps (massif des Écrins) », *Earth Surface Processes and Landforms*, 29/5, pp. 553-564.

Kenner R., Phillips M., Pointner E., Limpach P. et Volken M., 2017, « Analysing the controlling factors for rock glacier velocity variations using airborne, surface and subsurface monitoring systems:

Ritigraben rock glacier, Western Swiss Alps », part II, accepté à *Permafrost and Periglacial Processes*.

Kirkby M. J. et Statham I., 1975, « Surface Stone Movement and Scree Formation », *The Journal of Geology*, 83/3, pp. 349-362.

Krainer K., Bressan D., Dietre B., Haas J. N., Hajdas I., Lang K., Mair V., Nickus U., Reidl D., Thies H. et Tonidandel D., 2015, « A 10,300-year-old permafrost core from the active rock glacier Lazaun, southern Ötztal Alps (South Tyrol, northern Italy) », *Quaternary Research*, 83/2. DOI: 10.1016/j.yqres.2014.12.005

Krautblatter M. et Moser M., 2009, « A nonlinear model coupling rockfall and rainfall intensity based \ newline on a four year measurement in a high Alpine rock wall (Reintal, German Alps) », *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9, pp. 1425-1432.

Lacombe J. C., 1970, « Étude pétrographique de la partie orientale du massif des Écrins-Pelvoux. Le complexe volcano-sédimentaire, Alpes françaises », thèse de 3e cycle, université de Grenoble (non publiée).

Latil J.-L., Cortot H., Carcaillet C. et Aubert S., 2012, « Les tufs du col du Lautaret – patrimoine, botanique et géologie : 14 000 ans d'histoire », *Les Cahiers illustrés du Lautaret n° 3, SAJF*, 76 p.

Lautridou J.-P. et Ozouf J.-C., 1982, « Experimental frost shattering: 15 years of research at the Centre de géomorphologie du CNRS », *Progress in Physical Geography. Earth and Environment*, 6/2, pp. 215-232.

Le Roy M., 2012, « Reconstitution des fluctuations glaciaires holocènes dans les Alpes occidentales : apports de la dendrochronologie et de la datation par isotopes cosmogéniques produits in situ », *sciences de la Terre*, thèse de doctorat, université de

Grenoble.

Lliboutry L., 1955, « Origine et évolution des glaciers rocheux », *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des sciences*, 240, pp. 1913-1915.

Luckman B. H., 2013, « Talus Slopes », in Elias S. A. (ed.), *Encyclopedia of Quaternary Science*, pp. 566-573.

Maisch M., Wipf F., Denneler B., Battaglia J. et Benz C., 1999, « Die Gletscher der Schweizer Alpen : Gletscherchstand 1850-aktuelle Vergletscherung-Gletscherschwund-Szenarien », NFP 31, final report of project 4031-033412, Zürich.

Marcer M., Bodin X. et Schoeneich Ph., 2016, « Permafrost distribution in the French Alps: statistical modelling using rock glacier inventory », *Proceedings of the XIth International Conference on Permafrost*, Potsdam, June 2016.

Mayr F. et Heuberger H., 1968, « Type areas of Late Glacial and Post-Glacial deposits in Tyrol, eastern Alps », in Richmond G. M. (ed), *Glaciation of the Alps*, University of Colorado Studies, Series in Earth Sciences, 7, pp. 143-165.

Michaud J., 1950, « Emploi de marques dans l'étude des mouvements du sol », *Revue de géomorphologie dynamique*, 1, pp. 180-189.

Perez F. L., 1993, « Talus movement in the high equatorial Andes: A synthesis of ten years of data », *Permafrost and Periglacial Processes*, 4/3, pp. 199-215.

Perez F. L., 1998, « Talus fabric, clast morphology, and botanical indicators of slope processes on the Chaos Crags (California Cascades), U.S.A. », *Géographie physique et Quaternaire*, 52/1, pp. 47-68.

Pissart A., 1964, « Vitesse des mouvements du sol au Chambeyron (Basses Alpes) », *Biuletyn Peryglacjalny*, 14, pp. 303-309.

Pissart A., 1987, *Géomorphologie périglaciaire*, Belgische Franqui Leerstoel, Rijksuniversiteit Gent, Faculteit van de Wetenschappen, 135 p.

Raczkowski W. 1981, "Differentiation of present-day gravitational processes in Dolina Pięciu Stawów Polskich, the High Tatra Mts., Poland", *Biul. Inst. Geol.*, 352, pp.139-151.

Rapp A., 1960a, « Recent Development of Mountain Slopes in Kärkevagge and Surroundings, Northern Scandinavia », *Geografiska Annaler*, 42/2-3, pp. 65-200.

Rapp A., 1960b, "Talus slopes and mountain walls at Tempelfjorden, Spitzbergen", *Norsk Polarinstitutt Skrifter*, 119, Oslo, 96 p.

Rovera G., 1990, « Géomorphologie dynamique et aménagement des versants en moyenne Tarentaise (Savoie, communes de Granier, Aime, Macôt-la-Plagne et Champagny) : une contribution à l'étude de l'érosion naturelle et anthropique des Alpes », thèse de doctorat, université de Grenoble.

Sass O. et Krautblatter M., 2007, « Debris flow-dominated and rockfall-dominated talus slopes: genetic models derived from GPR measurements », *Geomorphology*, 86/1-2, pp.176-192. Doi:10.1016/j.geomorph.2006.08.012

Schoeneich Ph., Bodin X., Marcer M. et Rybeyre C., 2017, « Étude géomorphologique et géophysique du glacier rocheux du col du Lou (Lanslevillard, Savoie) suite à la lave torrentielle du 14 août 2015 », *Technical Report (PDF)*. DOI: 10.13140/RG.2.2.14159.18089

Shakesby R. A., 1997, « Pronival (protalus) ramparts:

a review of forms, processes, diagnostic criteria and palaeoenvironmental implications », *Progress in Physical Geography. Earth and Environment*, 21/ 3, pp. 394-418.

Solomina O. N., Bradley R. S., Hodgson D. A., Ivy-Ochs S., Jomelli V., Mackintosh A. N., A. Owen, L. A., Wanner H., Wiles G. C., et Young N. E., 2015, « Holocene glacier fluctuations », *Quaternary Science Reviews*, 111, pp. 9-34.

Statham I., 1976, « A scree slope rockfall model », *Earth Surface Processes and Landforms*, 1/1, pp. 43-62.

Van Steijn H., Bertran P., Francou B., Héту B. et Texier J.-P., 1995, « Models for the genetic and environmental interpretation of stratified slope deposits : review », *Permafrost and Periglacial Processes*, 6/2, pp. 125-146.

Wahrhaftig C. et Cox A., 1959, « Rock glaciers in the Alaska Range », *Geological Society of America Bulletin*, 70/4, pp. 383-436.

Whalley, W.B., 1974, "Origin of rock glaciers", *J.Glaciol.* 13, pp. 323-324.

Wegman E. J. et Wright I. W., 1983, « Splines in statistics », *Journal of the American Statistical Association*, 78 (382).



Le jardin du Lautaret est une Unité Mixte de Service (UMS 3370, station alpine Joseph Fourier) de l'université Grenoble Alpes et du CNRS.

- au col du Lautaret : de multiples dispositifs d'observation et d'expérimentation dans le jardin et ses alentours ; le chalet Mirande, site inscrit aux monuments historiques depuis 1934 ; le chalet-laboratoire et ses espaces d'hébergement et de recherche, la Galerie de l'Alpe, bâtiment comprenant un laboratoire, dévolu à l'interface entre science et public.

- sur le campus univ. Grenoble Alpes : les bureaux de l'équipe en dehors de la saison estivale, l'arboretum paysager Robert Ruffier-Lanche ; les serres du jardin, dévolues à la recherche et à l'activité horticole printanière du Jardin.

www.jardinalpindulautaret.fr



Responsable de collection : Jean-Gabriel VALAY
Relecture : Jean Gabriel VALAY & Rolland DOUZET
Design graphique et mise en page : Maxime ROME
Jardin du Lautaret - SAJF, CS 40700, 38058 Grenoble cedex 9
Contact : jean-gabriel.valay@univ-grenoble-alpes.fr
www.jardinalpindulautaret.fr/

© Les cahiers illustrés du Lautaret, Grenoble, 2020
Tous droit de traduction, d'adaptation et de reproduction réservés pour tous pays.

Nombre d'exemplaires : 1000
imprimé par l'imprimerie les Ecureuils, Grenoble.





LES CAHIERS ILLUSTRÉS DU LAUTARET

sont une publication du jardin du Lautaret qui met à disposition du public des travaux originaux en lien avec ses activités.

Les auteurs

Bernard Francou

Géomorphologue et glaciologue, Bernard est directeur de recherche émérite à l'Institut de recherche pour le développement (IRD), Institut des géosciences de l'environnement (IGE), université Grenoble-Alpes.



Xavier Bodin

Géomorphologue, Xavier est chargé de recherche au CNRS, laboratoire Edytem (Environnements, dynamiques et territoires de la montagne), université Savoie-Mont-Blanc, Chambéry.



Vincent Jomelli

Géomorphologue, Vincent est directeur de recherche au CNRS, Laboratoire de géographie physique, Meudon-Paris.



La Galerie de l'Alpe



978-2-9535562-7-8/ISSN 2111-725X