

Distribution du pergélisol dans un versant instable, le cas de Tsarmine (Arolla, Evolène, VS)

par Christophe Lambiel¹, Emmanuel Reynard¹, Guillaume Cheseaux¹, Ralph Lugon²

Bull. Murithienne 122 : 89-102

Verteilung des Permafrosts in einem instabilen Abhang, der Fall Tsarmine (Arolla, Evolène, VS) – Die rechte, sehr abschüssige Seite des Arollatals (Val d'Hérens) wird von Gipfeln mit Höhen von gegen 3700 m abgeschlossen. Entsprechend liegt ein grosser Teil dieses Hangs im diskontinuierlichen Permafrost-Gürtel. Die Geomorphologie ist geprägt von Blockgletschern, Schutthalden und jungen Moränenablagerungen. Aufgrund der starken Hangneigung gibt es zahlreiche Hinweise auf Instabilitäten. Um die Verteilung des Permafrosts zu erforschen, wurden bei Tsarmine geoelektrische und thermische (BTS und Mini-Loggers) Messungen durchgeführt. Zu den Resultaten gehört die Erkenntnis, dass der Tsarmine-Gletscher unter einer Blockdecke im Gletschervorfeld noch vorhanden ist. Der letzte Gletschervorstoss, der auf die Kleine Eiszeit zurückgeht, hat die Geometrie des Blockgletschers unmittelbar neben dem grossen Moränenkomplex ziemlich durcheinander gebracht. Weiter südlich zeigt der Tsarmine Blockgletscher deutliche Zeichen von Instabilität. Eine Beschleunigung in jüngster Zeit muss der vermutet werden. Die auf Schutthalde über dem Blockgletscher durchgeführten Messungen bezeugen den Permafrost in der unteren Hanghälfte. Schliesslich könnte auch die grosse Schutthalde unterhalb von Blanche de Perroc an ihrer Basis und an den Rändern Permafrost aufweisen.

Schlüsselwörter Permafrost, Klima, Gletschervorfeld, Blockgletscher, Schutthalde

Permafrost distribution in an unstable slope, the case of Tsarmine (Arolla, Evolène, VS) – The very steep right side of the Val d'Arolla (Val d'Hérens, Swiss Alps) is dominated by peaks reaching the altitude of about 3700 m a.s.l. Thus, a large part of the slope belongs to the discontinuous mountain permafrost belt. Rock glaciers, scree slopes and morainic walls strongly mark the geomorphology. In order to study the permafrost distribution, DC resistivity (soundings, mapping) and thermal (BTS and mini-loggers) measurements were carried out in the site of Tsarmine. The measurements show that the Tsarmine glacier is still present under a block layer in a large part of the glacier forefield. During the Little Ice Age, its last advance considerably disturbed the geometry of the rock glacier located on the right side of this vast morainic complex. Further in the South, the Tsarmine rock glacier shows evident signs of instabilities.

A recent acceleration is even suspected. Measurements carried out on the scree slope dominating the rock glacier show that permafrost is present in the lower part of the slope. Finally, the huge scree slope located under the Blanche de Perroc may contain permafrost in its lower part and in the lateral margins.

Keywords Permafrost, climate, glacier forefield, rock glacier, scree slope

Distribution du pergélisol dans un versant instable, le cas de Tsarmine (Arolla, Evolène, VS) – La rive droite du Val d'Arolla (Val d'Hérens), très escarpée, est dominée par des sommets qui avoisinent les 3700 m d'altitude. Une large frange de ce versant est située dans la ceinture du pergélisol discontinu. Glaciers rocheux, éboulis et dépôts morainiques récents marquent fortement la géomorphologie. Du fait de la forte déclivité, les signes d'instabilités de terrain sont nombreux. Afin d'étudier la distribution du pergélisol, des mesures géo-électriques (sondages, traînés) et thermiques (BTS et mini-loggers) ont été effectuées au lieu-dit Tsarmine. On retiendra le fait que le glacier de Tsarmine est encore présent sous une couverture de blocs dans sa marge proglaciaire. Sa dernière avancée, qui remonte au Petit Age Glaciaire, a considérablement perturbé la géométrie du glacier rocheux qui jouxte ce vaste complexe morainique. Plus au sud, le glacier rocheux de Tsarmine montre des signes évidents d'instabilités. Une récente accélération de la formation est même suspectée. Les mesures réalisées sur l'éboulis qui domine ce glacier rocheux attestent la présence de pergélisol dans la moitié inférieure de la pente. Enfin, le vaste voile d'éboulis situé sous la Blanche de Perroc pourrait contenir du pergélisol à sa base ainsi que dans ses marges.

Mots clés Pergélisol, climat, marge proglaciaire, glacier rocheux, éboulis

¹ Institut de Géographie, Université de Lausanne, BFSH2-Dorigny, CH – 1015 Lausanne

² Institut universitaire Kurt Bösch, Alpes, environnement et société, Case postale 4176, CH – 1950 Sion 4



INTRODUCTION

Le pergélisol face au réchauffement climatique

Le pergélisol désigne les terrains proches de la surface terrestre dont la température ne remonte jamais au-dessus de 0°C. Si le réchauffement climatique en cours a des conséquences évidentes sur l'état de santé des glaciers, ses effets sur le pergélisol se laissent plus difficilement appréhender (HAEBERLI *et al.* 1993). Une des raisons en est l'absence de longues séries de mesures, le pergélisol n'étant étudié de manière systématique que depuis une quinzaine d'années. C'est pourquoi des réseaux de monitoring du pergélisol ont récemment vu le jour en Europe (PACE – Permafrost and Climate in Europe, cf. HARRIS *et al.* 2003) et en Suisse (PERMOS – Permafrost Monitoring in Switzerland, cf. VONDER MÜHLL *et al.* 2004). Ces réseaux consistent notamment à suivre l'évolution des températures du sous-sol à l'intérieur de forages creusés dans le pergélisol. L'observation des courbes de températures enregistrées permet d'estimer que les couches du pergélisol proches de la surface se sont réchauffées d'environ 1°C depuis la fin du XIX^e siècle et que ce réchauffement s'est propagé jusqu'à des profondeurs pouvant aller de 20 à 50 m selon les cas. Avant de disparaître complètement, un pergélisol peut cependant se maintenir à une température de 0°C durant plusieurs années, voire plusieurs décennies, étant donné la quantité de chaleur latente consommée lors de la fusion de la glace.

Si le régime thermique et la distribution spatiale du pergélisol semblent répondre très lentement aux variations climatiques, des études récentes ont identifié des changements importants dans la dynamique de certains terrains sédimentaires gelés en permanence. On observe en effet depuis quelques années une accélération notoire de certains glaciers rocheux, ces corps de débris rocheux gelés qui fluent vers l'aval à raison de quelques décimètres par année (p. ex. IKEDA *et al.* 2003; AVIAN & LIEB 2004; LAMBIEL & DELALOYE 2004a; ROER *et al.* 2004). Un des glaciers rocheux du vallon des Yettes Condjà (région du Mont Gelé, Nendaz, voir REYNARD *et al.* 1999) a ainsi vu ses vitesses de déplacement doubler en l'espace de trois ans. Ce comportement, qui semble général à l'échelle des Alpes, est probablement à mettre en relation avec le réchauffement climatique actuel. Cet exemple illustre les profonds changements qui sont en cours actuellement en haute montagne, et soulève la question de la stabilité des terrains soumis à des conditions de gel permanent. Même si les relations entre pergélisol et instabilités de terrain ont déjà fait l'objet de quelques études (par ex. ZIMMERMANN & HAEBERLI 1992, LUGON & MONBARON 1998, NÖTZLI *et al.* 2004), cette question demeure encore largement ouverte. Une des raisons provient de l'extraordinaire complexité des mécanismes régissant le régime thermique et la géométrie du pergélisol (voir par ex. DELALOYE 2004). Une autre raison est à rechercher dans le manque de données concernant la distribution du pergélisol

dans certains types de terrains comme les éboulis ou les parois rocheuses, les études menées jusqu'à ce jour s'étant surtout concentrées sur les glaciers rocheux, qui constituent les formes dominantes de la zone périglaciaire alpine. La prospection du pergélisol dans les terrains à forte déclivité a donc encore de beaux jours devant elle. C'est la raison pour laquelle il a été décidé d'étudier la répartition du pergélisol dans le versant de Tsarmine. L'étude de MORAND (2000), qui a inventorié les glaciers rocheux du Val d'Arolla, avait d'ailleurs montré l'intérêt que pouvait avoir une étude détaillée de la distribution du pergélisol dans la région de Tsarmine.

La région d'étude

Le site étudié est situé en rive droite du Val d'Arolla (Evolène), dans la moitié supérieure du versant qui s'étend entre Satarma (1800 m) et la crête qui relie la Petite Dent de Veisivi à la Dent de Perroc (3675 m) (fig. 1 et 2). Orienté à l'ouest, ce versant escarpé, qui porte communément le nom de « Tsarmine », présente une morphologie variée qui résulte de la combinaison de processus gravitaires, glaciaires, périglaciaires et fluviaux, comme

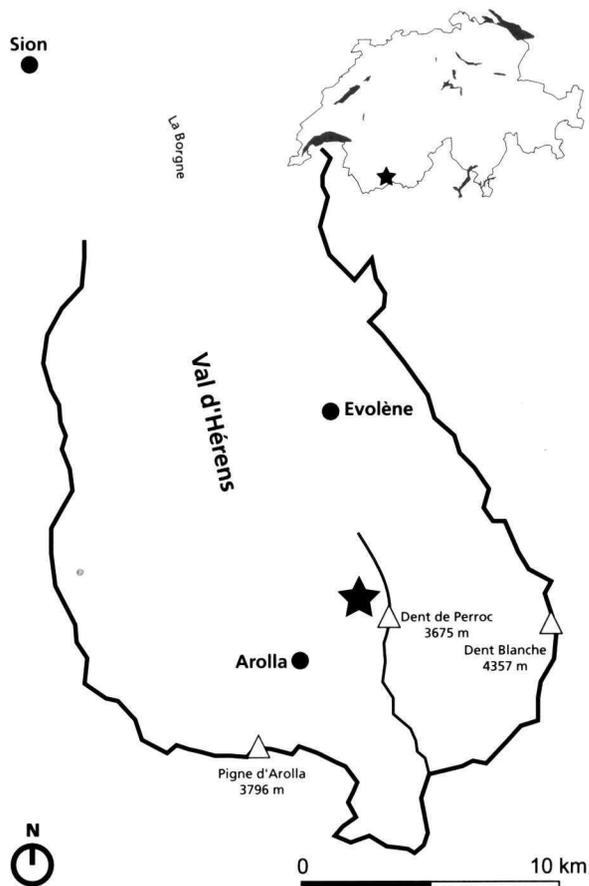


FIGURE 1 – Localisation de la zone d'étude.
★ Site d'étude de Tsarmine.

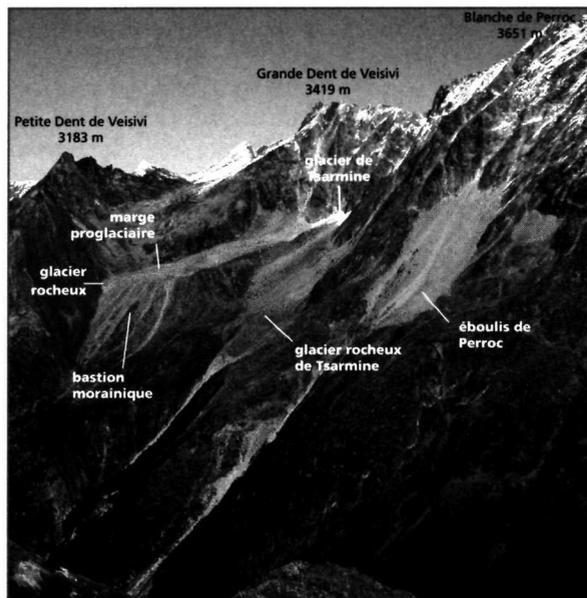


FIGURE 2 – Vue sur le versant de Tsarmine, avec les trois terrains prospectés. – PHOTO CHRISTOPHE LAMBIEL

en témoigne la **figure 3**. Taillées dans les gneiss granitiques d'Arolla, des parois de 500 à 700 m de hauteur dominant le versant. Une intense fracturation mêlée à des processus érosifs très actifs comme la gélifraction sont à l'origine des grosses accumulations sédimentaires que l'on trouve au bas des parois sous la forme d'éboulis, de glaciers rocheux et de matériaux morainiques, avec notamment l'imposant bastion généré par le glacier de Tsarmine, aujourd'hui retransché au pied de la face nord de la Blanche de Perroc. Plusieurs chenaux de laves torrentielles sont identifiables dans la partie supérieure du versant, notamment dans le front du bastion morainique de Tsarmine ainsi que dans l'éboulis sis dans le versant ouest de la Blanche de Perroc. Trois torrents (les Coulâyes, le Leviau et le torrent de Perroc) permettent le transfert des sédiments vers le bas du versant, où ils s'accumulent sur des cônes de déjection. Ils traversent une zone escarpée formée de barres rocheuses, de blocs éboulés et d'accumulations morainiques diverses. Un glissement de terrain actif, et semble-t-il récent, situé en rive gauche du torrent du Leviau participe également au transfert de matériaux en direction du fond de la vallée.

Objectifs

Les investigations se sont concentrées sur une tranche d'altitude comprise entre 2450 m et 3000 m environ, ce qui correspond plus ou moins à la frange inférieure de la ceinture du pergélisol discontinu dans la région. On trouve dans ce secteur les trois formes de dépôt qui dominent la zone périglaciaire alpine, à savoir des glaciers rocheux, des éboulis et des accumulations morainiques. Trois zones ont été étudiées : la marge pro-

glaciaire du glacier de Tsarmine et le glacier rocheux attenant, le glacier rocheux de Tsarmine ainsi que l'éboulis qui l'alimente et enfin le vaste éboulis situé dans le flanc ouest de la Blanche de Perroc (**fig. 2**), dans le but de répondre aux questions suivantes :

- Quelles sont les quantités de glace contenues dans le glacier rocheux de Tsarmine et comment se distribuent-elles ? Qu'en est-il de l'activité de ce glacier rocheux ?
- Quelle est l'étendue exacte du glacier de Tsarmine, en grande partie couvert de débris ? Est-ce que le bastion morainique contient du pergélisol ?
- Quelles sont les relations entre le glacier de Tsarmine et le glacier rocheux qui occupe le flanc droit de la marge proglaciaire ?
- Est-ce que les éboulis de Tsarmine et de Perroc contiennent du pergélisol et si oui, quelle est sa répartition ?

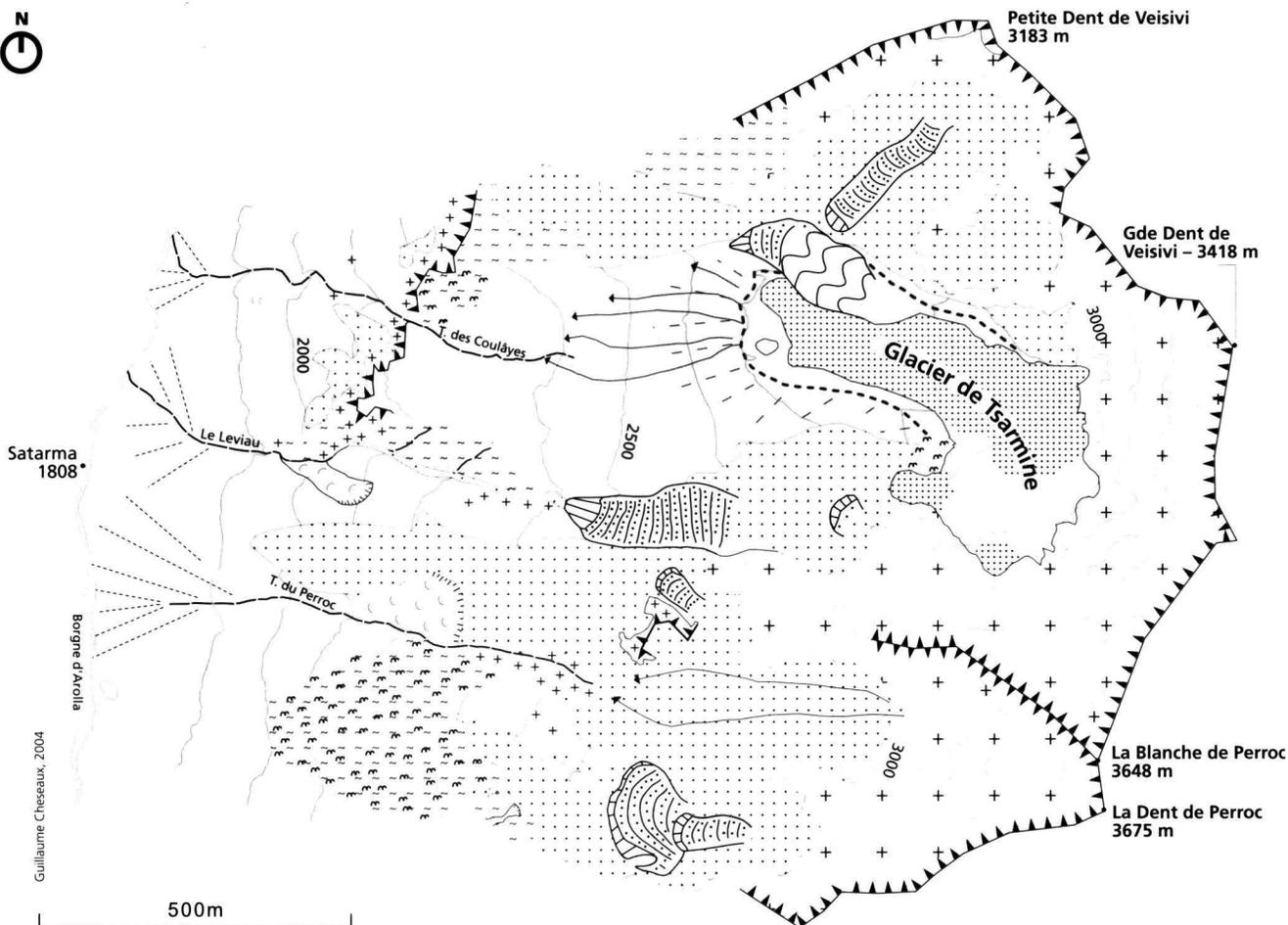
Après une brève description des méthodes utilisées, nous présentons les résultats obtenus par des mesures géophysiques et thermiques sur les trois secteurs étudiés. Nous concluons en présentant quelques pistes à suivre pour la poursuite des investigations dans ce site particulier.

MÉTHODES UTILISÉES

La géoélectrique

Une description détaillée de la méthode ayant déjà été faite par REYNARD *et al.* (1999) et DELALOYE *et al.* (2003), nous nous contentons ici d'un bref rappel de ses principes. La glace étant un matériau extrêmement résistant au courant électrique, la géoélectrique est une méthode tout à fait appropriée à la prospection du pergélisol (HAEBERLI & VONDER MÜHLL 1996). Dans un terrain sédimentaire gelé (éboulis, moraine, glacier rocheux), la résistivité électrique va dépendre de la quantité de glace présente dans le sous-sol, ainsi que de la température du matériau gelé. Un pergélisol « froid » sera en effet plus résistant qu'un pergélisol « tempéré », dont la température est très proche de 0 °C.

Deux techniques ont été utilisées dans cette campagne de mesures. Le sondage consiste à fixer le centre du dispositif et à injecter du courant électrique entre deux électrodes disposées de part et d'autre du centre. En éloignant à chaque mesure les électrodes, le courant descend toujours plus profondément dans le sous-sol. Les résistivités ainsi mesurées sont appelées résistivités apparentes car elles intègrent les résistivités des différents niveaux traversés. On obtient la résistivité spécifique de chaque niveau en simulant à l'aide d'un logiciel informatique la courbe des résistivités apparentes obtenues. Au final, on obtient une coupe du terrain sous le centre du dispositif, avec une épaisseur et une résistivité pour chaque couche du terrain (en général 3-4 couches). Dans la configuration



Guillaume Cheseaux, 2004

- | | | | | | |
|--|--|--|------------------------------|--|------------------------------------|
| | Moraine ancienne (tardiglaciaire) | | Glacier couvert | | Paroi rocheuse |
| | Moraine récente (Holocène) | | Moraine de poussée | | Torrent |
| | Cordon morainique | | Glacier rocheux | | Chenal de lave torrentielle |
| | Bastion morainique | | Eboulis | | Cône de déjection |
| | Lac temporaire | | Glissement de terrain | | Sol sur roche en place |
| | Roches moutonnées | | | | |

FIGURE 3 – Carte géomorphologique du versant de Tsarmine. – DESSIN GUILLAUME CHESEAUX. ADAPTATION POUR LA MURITHIENNE : PIERRETTE LEGA

classique d'un pergélisol, la résistivité spécifique du niveau gelé est en général 3 à 5 fois plus élevée que la résistivité apparente de ce même niveau. Afin de repérer les éventuelles hétérogénéités latérales du terrain prospecté, une troisième électrode est en général positionnée perpendiculairement au dispositif (configuration de HUMMEL). Sur le terrain étudié, des résistivités spécifiques supérieures à 10-15 k Ω m sont souvent synonymes de sédiments gelés. Seize sondages ont été réalisés sur les différents terrains prospectés.

Une fois qu'un ou plusieurs sondages ont été réalisés, on peut cartographier les résistivités apparentes du sous-sol à une profondeur donnée, afin de déterminer par exemple l'extension d'un terrain gelé. Cette technique porte le nom de traîné. L'écartement des électrodes reste fixe et c'est tout le dispositif qui se déplace sur une ligne (configuration de WENNER). La profondeur de prospection va ainsi demeurer fixe. Sept traînés géoélectriques ont été effectués, avec une profondeur de prospection de 6 à 10 mètres environ.

Mesures de température du sol

Cette méthode, développée par HAEBERLI (1973), consiste à mesurer la température à l'interface sol-neige une fois que l'équilibre thermique à la surface du sol est atteint. La neige agissant comme un isolant, les températures mesurées une fois que le manteau neigeux est bien établi, c'est-à-dire aux alentours du mois de mars, vont refléter l'état thermique du sous-sol. Des températures BTS (Bottom Temperature under the Snow cover) proches de 0°C indiqueront dans la plupart des cas que le sous-sol n'est pas gelé. Par contre, dans le cas de températures nettement inférieures à 0°C, on peut s'attendre à ce que du pergélisol soit présent dans le terrain. La méthode BTS, abondamment utilisée depuis ses premiers développements (voir par ex. VONDER MÜHLL *et al.* 2004), a subi depuis quelques modifications au sujet de l'interprétation des températures mesurées. Elle est notamment rediscutée par DELALOYE (2004).

Deux techniques sont généralement utilisées. La première consiste à effectuer les mesures à l'aide d'une sonde que l'on plante à travers le manteau neigeux jusqu'à ce que l'on atteigne le sol. Cette technique, qui permet de couvrir une grande superficie, offre une image de l'état thermique du sous-sol à un moment donné. Les éboulis de Perroc et de Tsarmine ont fait l'objet de mesures BTS les 8 et 9 mars 2004, avec respectivement 203 et 136 mesures.

La seconde technique consiste à placer dans le terrain des petits capteurs autonomes appelés mini-loggers, qui vont enregistrer la température à intervalles réguliers durant toute l'année (voir par ex. HOELZLE *et al.* 1999). Si cette technique n'offre pas une couverture spatiale aussi étendue qu'avec la réalisation de mesures ponctuelles, elle a par contre l'avantage de fournir une information sur l'ensemble de l'année. Plusieurs paramètres peuvent en être tirés, comme la durée de l'enneigement, la tempé-

rature annuelle moyenne ou encore la température d'équilibre hivernale. Cette dernière correspond au moment où les températures ne subissent plus de variations significatives. Par exemple, si la première partie de l'hiver est très pauvre en neige, le sol va fortement se refroidir (du fait de la faible isolation). Les températures BTS sont alors très basses et très fluctuantes. Par la suite, un épaississement du manteau neigeux va provoquer une élévation des températures BTS, jusqu'à ce qu'un équilibre soit atteint. Les valeurs enregistrées sont dès lors relativement stables. La température d'équilibre hivernale est déterminée en observant la courbe des températures. Vingt mini-loggers ont été placés entre les étés 2003 et 2004 sur les différents terrains prospectés, à l'exception de l'éboulis de Perroc.

RÉSULTATS ET INTERPRÉTATION

Glacier rocheux de Tsarmine

Le glacier rocheux de Tsarmine prend source au pied de la face nord-ouest de la Blanche de Perroc vers 2670 m d'altitude, pour s'étendre ensuite sur une longueur de près de 500 m. Composée de blocs souvent plurimétriques, la surface du glacier rocheux est relativement plane, sans rides de compression. Deux parties distinctes peuvent être mises en évidence (**fig. 4**). Au-dessus de 2560 m, le glacier rocheux présente un aspect bombé et les lichens colonisent de façon sporadique les blocs. La partie inférieure, où les lichens sont beaucoup plus abondants, est également bombée, mais une dépression la sépare de la partie supérieure. A ce niveau, des crêtes latérales dominant nettement la partie centrale du glacier rocheux. La masse sédimentaire se termine à une altitude de 2480 m par un front très raide, instable et dépourvu de végétation. Les nombreux blocs qui s'en détachent s'accumulent sur une épaisseur de plusieurs mètres dans un couloir escarpé (**fig. 5**).

En dépit d'une abondante colonisation par les lichens, ce qui témoigne d'une relative inactivité du glacier rocheux durant les dernières décennies, de nombreuses traces d'instabilités sont visibles en surface de la partie inférieure du corps sédimentaire: blocs instables, lichens sur les faces non exposées des blocs, présence de matériel terreux en surface, etc. Ces indices, ajoutés à l'instabilité notoire du front, témoignent de l'activité du glacier rocheux de Tsarmine. La superposition de l'orthophoto de 1999 et de la mise à jour du plan d'ensemble du canton du Valais de 1983 (fond topographique au 1:10000 effectué sur la base d'orthophotos) atteste également de l'existence de mouvements au sein de la formation (**fig. 4**). Six gros blocs dessinés par le cartographe en 1983 sont aisément repérables sur l'orthophoto de 1999 (flèches blanches sur la fig. 4). Les cinq blocs situés dans la partie supérieure du glacier rocheux semblent avoir subi un déplacement d'une quinzaine de mètres au cours des seize années qui séparent les deux prises de vues. Le mouvement affectant le seul bloc



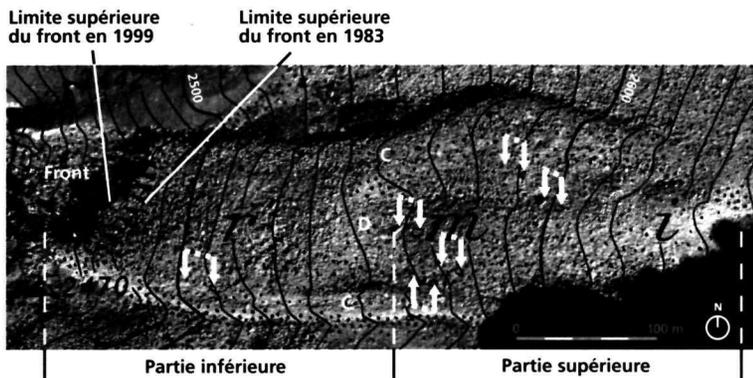


FIGURE 4 – Vue verticale sur le glacier rocheux de Tsarminé. L'extrait du plan d'ensemble de 1983 (fond topographique) a été superposé à l'orthophoto de 1999. Les flèches blanches reliées par un traitillé pointent sur les positions de blocs visibles sur les deux documents. C = crêtes latérales, D = dépression centrale. – SWISSIMAGE © 2005 SWISSTOPO (BA056752). PLAN D'ENSEMBLE © 2004 CANTON DU VALAIS.



FIGURE 5 – Vue depuis l'aval sur le front du glacier rocheux de Tsarminé et le couloir où s'amassent les blocs éboulés du front, août 2003. – PHOTO GUILLAUME CHESEAU

identifié dans la partie inférieure du glacier rocheux avoisine quant à lui les 25 mètres. On observe également qu'en 1999 le front du glacier rocheux se situe environ 20 mètres à l'aval de sa position de 1983 ! Au vu de l'état de fraîcheur du front, on peut supposer qu'une partie s'est déjà éboulée au cours de ces seize années. Un déplacement d'une trentaine de mètres en seize ans peut donc être raisonnablement envisagé, ce qui équivaudrait à une moyenne de deux mètres par année. Ces valeurs sont considérables en comparaison avec celles mesurées en général sur les glaciers rocheux.

Les signes évidents d'instabilités observés ici ressemblent fortement à ce qui a pu être observé et mesuré dans d'autres sites. En effet, des glaciers rocheux étudiés en Autriche (AVIAN & LIEB 2004), dans le Val de Tourtemagne (ROER *et al.* 2004) et dans le vallon des Yettes Condjà (région du Mont Gelé, LAMBIEL & DELALOYE 2004a), qui

montrent des indices d'instabilités identiques, subissent une accélération marquée depuis quelques années. Il s'agit là probablement d'une réponse de la dynamique des glaciers rocheux face au réchauffement du pergélisol qui lui-même découle du réchauffement climatique en cours. On peut raisonnablement supposer qu'un comportement similaire se produit ici.

Six sondages et un traîné géoélectriques ont été réalisés sur le glacier rocheux (fig. 6). La taille imposante des blocs constituant le niveau actif du glacier rocheux a rendu l'exercice quelque peu périlleux dans certains cas (fig. 7). Cela se reflète dans les valeurs élevées de la première couche des sondages (fig. 8) : 20 à 300 kΩm. Ces blocs de surface reposent sur un niveau moins aéré présentant des valeurs inférieures à 10 kΩm, au-dessous duquel un corps

gelé de 5 à 15 m d'épaisseur a pu être identifié. Les résistivités électriques calculées pour ce niveau sont comprises entre 10 et 120 kΩm. Ces valeurs relativement basses sont probablement synonymes d'un pergélisol tempéré, dont les températures ne sont que légèrement inférieures, voire égales à 0°C. HAEBERLI & VONDER MÜHLL (1996) parlent de «low resistivity ice» (voir également DELALOYE 2004). Si les contrastes de résistivités ne sont pas très élevés d'une partie à l'autre du glacier rocheux, on peut néanmoins observer, au vu du traîné géoélectrique (fig. 6), que les résistivités apparentes maximales coïncident avec les sections frontales des deux parties du glacier rocheux, c'est-à-dire les zones présentant un aspect bombé. Au contraire, la zone déprimée située autour du sondage Ts-2 possède les valeurs les plus basses. On a peut-être là une relation entre la morphologie du glacier rocheux et les volumes de glace contenus dans le sous-sol, si tant est que les quantités de glace présentes dans la dépression centrale sont effectivement moindres que dans les parties bombées.

Les quatre mini-loggers positionnés sur le glacier rocheux attestent également la présence de pergélisol dans le corps sédimentaire (fig. 6), avec des températures d'équilibre hivernales comprises entre -3°C et -5°C. Les valeurs relevées aux racines sont sensiblement plus élevées (-1,2°C et -1,6°C) et laissent planer le doute sur l'occurrence de pergélisol à cet endroit.

L'éboulis qui domine le glacier rocheux a lui aussi fait l'objet de mesures géoélectriques et thermiques. La branche nord du sondage Ts-9, qui traverse la base de l'éboulis, indique que sous 3 mètres de blocs se trouve un niveau d'une résistivité de 50 kΩm environ et d'une épaisseur de 7 mètres (fig. 8). Ces valeurs correspondent à celles mesurées sur le glacier rocheux. Quelques dizaines de mètres à l'amont, Ts-10 montre des résistivités légèrement plus basses (40 kΩm) pour la deuxième couche. Cette tendance à la décroissance des résistivités en direction de l'amont est accompagnée d'une croissance

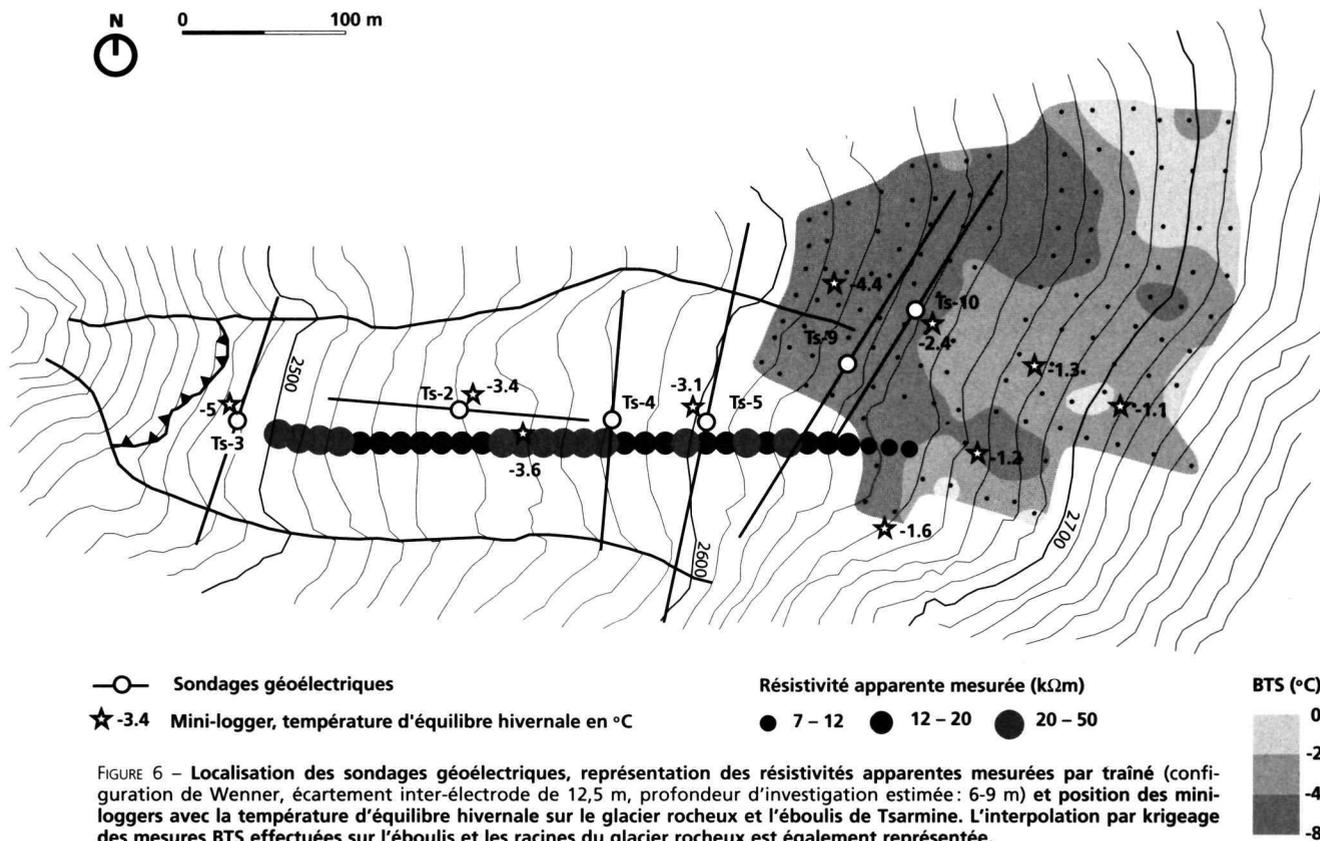


FIGURE 6 – Localisation des sondages géoélectriques, représentation des résistivités apparentes mesurées par trainé (configuration de Wenner, écartement inter-électrode de 12,5 m, profondeur d'investigation estimée: 6-9 m) et position des mini-loggers avec la température d'équilibre hivernale sur le glacier rocheux et l'éboulis de Tсарmine. L'interpolation par krigeage des mesures BTS effectuées sur l'éboulis et les racines du glacier rocheux est également représentée.

des températures d'équilibre hivernale mesurées en quatre endroits de l'éboulis ainsi que d'une croissance des températures BTS mesurées le 9 mars 2004. Les températures minimales sont en effet relevées au pied de la pente, alors que c'est dans la partie amont qu'ont été mesurées les températures les plus élevées (fig. 6). La conjonction de ces différentes données témoigne de la présence probable de pergélisol dans la partie inférieure de l'éboulis. L'absence de données géoélectriques ne

permet pas de se prononcer avec certitude sur l'état du sous-sol dans la partie amont de l'éboulis. Toutefois, les températures mesurées à la surface du terrain restant clairement inférieures à 0°C, il n'est pas impossible que du pergélisol y soit également présent. En tous les cas, on se trouve dans une configuration classique, où les parties basses d'un éboulis sont systématiquement plus froides et plus résistantes que les parties hautes (voir par ex. HAEBERLI 1975, LERJEN *et al.* 2003, LAMBIEL & DELALOYE 2004b, DELALOYE & LAMBIEL (sous presse)).



FIGURE 7 – Aperçu des conditions de mesures pour la prospection géoélectrique. Ici le centre du sondage Ts-3. – PHOTO JACQUES COMBY

«Les Magines du Biégnét»: complexe glacier-glacier rocheux de Tсарmine

Au cours de l'Holocène (11 500 cal BP – aujourd'hui), le glacier de Tсарmine a connu de nombreuses fluctuations au gré des variations climatiques. Ses différentes avancées ont à chaque reprise transporté et déposé de grandes quantités de sédiments qui constituent aujourd'hui l'imposant bastion morainique clairement visible depuis Satarma (fig. 2 et 9). Cette importante accumulation sédimentaire porte d'ailleurs le nom de «Magines du Biégnét» sur certaines cartes topographiques, ce qui signifie «moraines du glacier» en patois local. La position occupée par le glacier de Tсарmine lors du Petit Age Glaciaire (dernière phase froide de l'Holocène) est facilement identifiable grâce aux crêtes morainiques latéro-frontales qui bordent le dépôt sédimentaire (fig. 9).

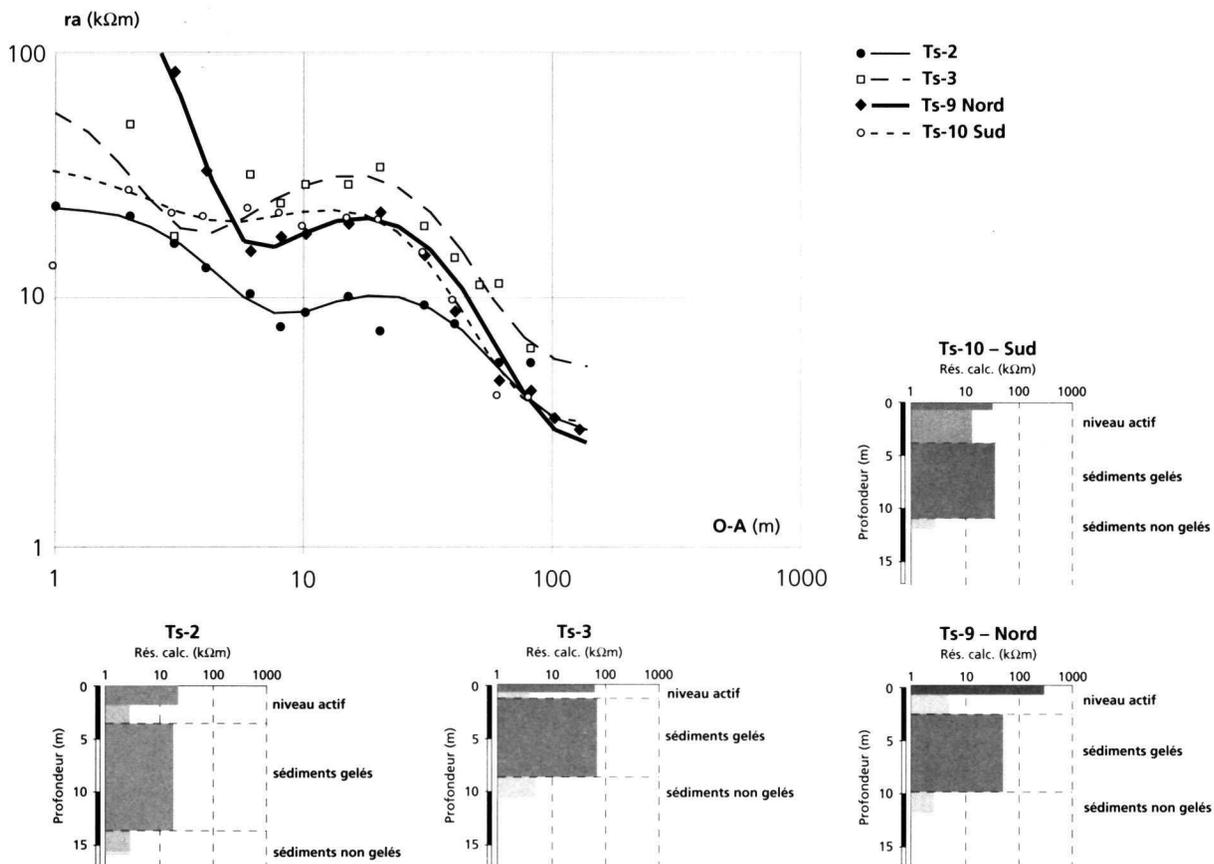


FIGURE 8 – Représentation de quatre sondages réalisés sur le glacier rocheux de Tsarmine. Le graphique présente les valeurs mesurées avec en abscisse la distance entre le centre du sondage et les électrodes de courant (environ 2 à 5 fois la profondeur d’investigation) et en ordonnée la résistivité apparente mesurée. Les blocs-diagrammes présentent les résultats d’opérations informatiques visant à créer un modèle des différentes couches qui constituent le sous-sol, avec leur épaisseur et leur résistivité propre.

L’intérieur de la marge proglaciaire est formé d’une vaste étendue de blocs où toute végétation est absente. Malgré la complexité de l’ensemble, on peut y distinguer deux parties homogènes. Côté aval, la topographie est relativement douce. Le bombement du terrain par endroits et l’agencement particulier des blocs sur des lignes concentriques laisse supposer la présence de glace morte en profondeur. En remontant vers l’amont, on rencontre un front d’une hauteur de 4-5 mètres qui marque la limite aval d’un terrain manifestement plus bombé. Cette zone est traversée longitudinalement par un petit vallon creusé par un cours d’eau supraglaciaire (fig. 9 et 10). Des affleurements de glace apparaissent dans le vallon (fig. 10 et 11) et attestent la présence du glacier de Tsarmine sous une mince carapace de blocs. Le cours d’eau alimente un lac temporaire qui se vidange complètement à la fin de l’été par des écoulements souterrains. C’est d’ailleurs juste à l’aval du lac que le ravinement est maximal.

La partie nord-ouest du complexe est occupée par un glacier rocheux dont les particularités morphologiques (front raide et exempt de végétation, surface constituée

de blocs sans lichens) suggèrent l’activité. Des rides de compression concentriques marquent la surface du glacier rocheux. Celles-ci sont clairement interrompues vers l’amont par un autre système de rides, également concentriques mais d’une envergure plus importante. Comme on peut le voir sur la figure 9, certaines de ces rides prolongent la crête morainique latérale droite qui borde le complexe. La présence de matériaux sableux et de blocs légèrement émoussés témoignent d’ailleurs de la présence de sédiments morainiques au sein des rides. Il est fort probable que des matériaux préalablement gelés (partie amont du glacier rocheux) s’y trouvent également. Ce système, qui semble recouvrir le glacier rocheux, est interprété comme un ensemble de moraines de poussée formées par l’avancée du glacier de Tsarmine sur, ou contre, le glacier rocheux lors du Petit Age Glaciaire. Enfin, ces moraines de poussée sont séparées du glacier couvert par une dépression dans laquelle l’absence de sédiments gelés semble probable.

L’étude de ce complexe glacier-glacier rocheux vient s’ajouter à d’autres travaux effectués dans le même domaine (par ex. DELALOYE 2004, DELALOYE et al. 2003, KNEISEL 2003,

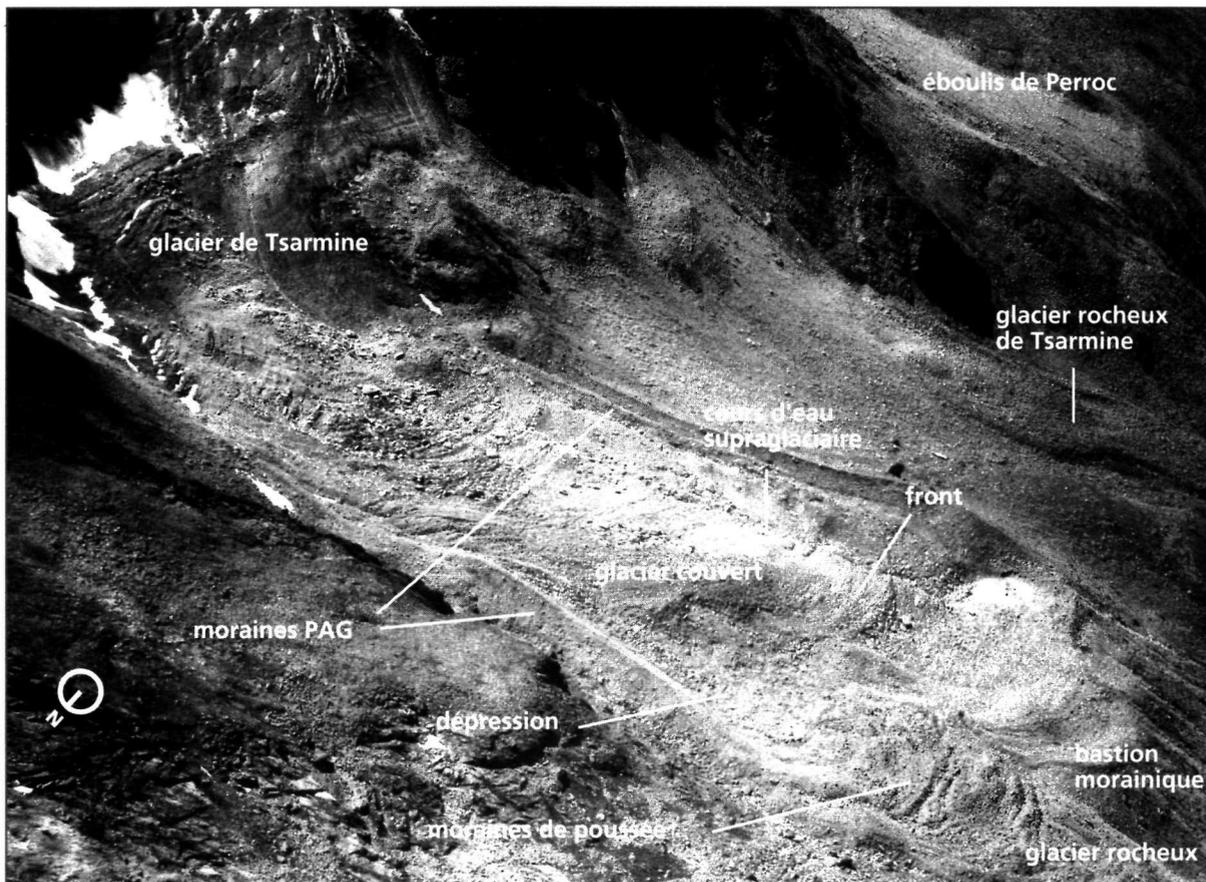


FIGURE 9 – Vue aérienne sur la marge proglaciaire du glacier de Tsarminé. PAG = Petit Age Glaciaire. On aperçoit en arrière-plan le glacier rocheux de Tsarminé et l'éboulis de Perroc, juillet 2000. – PHOTO CHRISTOPHE LAMBIEL

LUGON *et al.* 2004, REYNARD *et al.* 2003). Six sondages géo-électriques et cinq traînés y ont été effectués (fig. 12), afin de délimiter l'extension de la partie couverte du glacier de Tsarminé ainsi que du corps gelé (glace morte?) présent dans la partie aval de la marge proglaciaire, de vérifier si le front du bastion morainique contient du pergélisol, et enfin d'étudier les relations entre le glacier, les moraines de poussée et le glacier rocheux.

Le sondage Ts-11 a été réalisé sur un replat situé au sommet du bastion, à l'extérieur de la zone occupée par le glacier au Petit Age Glaciaire. La résistivité obtenue étant de 6 k Ω m, on en

conclut l'absence de corps gelé à cet endroit (fig. 13). Le traîné TsW-4 indique quant à lui des résistivités apparentes de 3 à 6 k Ω m dans la zone située entre la marge proglaciaire et le glacier rocheux, témoignant ici aussi de l'état non gelé du bastion. Aucune autre mesure n'a été effectuée plus à l'aval, mais il est vraisemblable que les mêmes caractéristiques y prévalent : il n'y a probablement pas de pergélisol au front du bastion morainique.

Le sondage Ts-14, réalisé dans la partie inférieure de la marge proglaciaire atteste la présence d'une couche de 12 mètres d'épaisseur environ pour une résistivité de l'ordre de 400 k Ω m sous un premier niveau de blocs dont

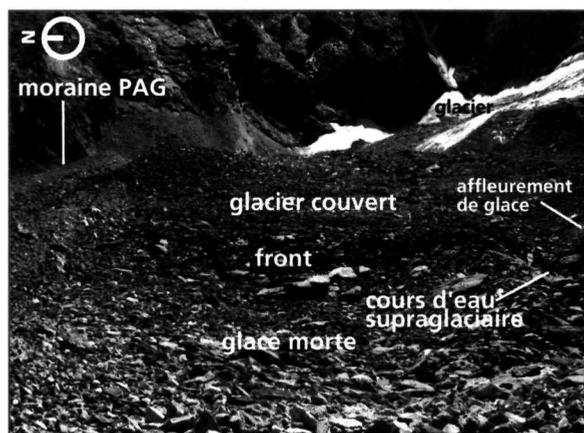


FIGURE 10 – Vue sur l'intérieur de la marge proglaciaire, avec le front délimitant nettement vers l'aval la partie couverte du glacier de Tsarminé, août 2003. – PHOTO GUILLAUME CHESEAUX

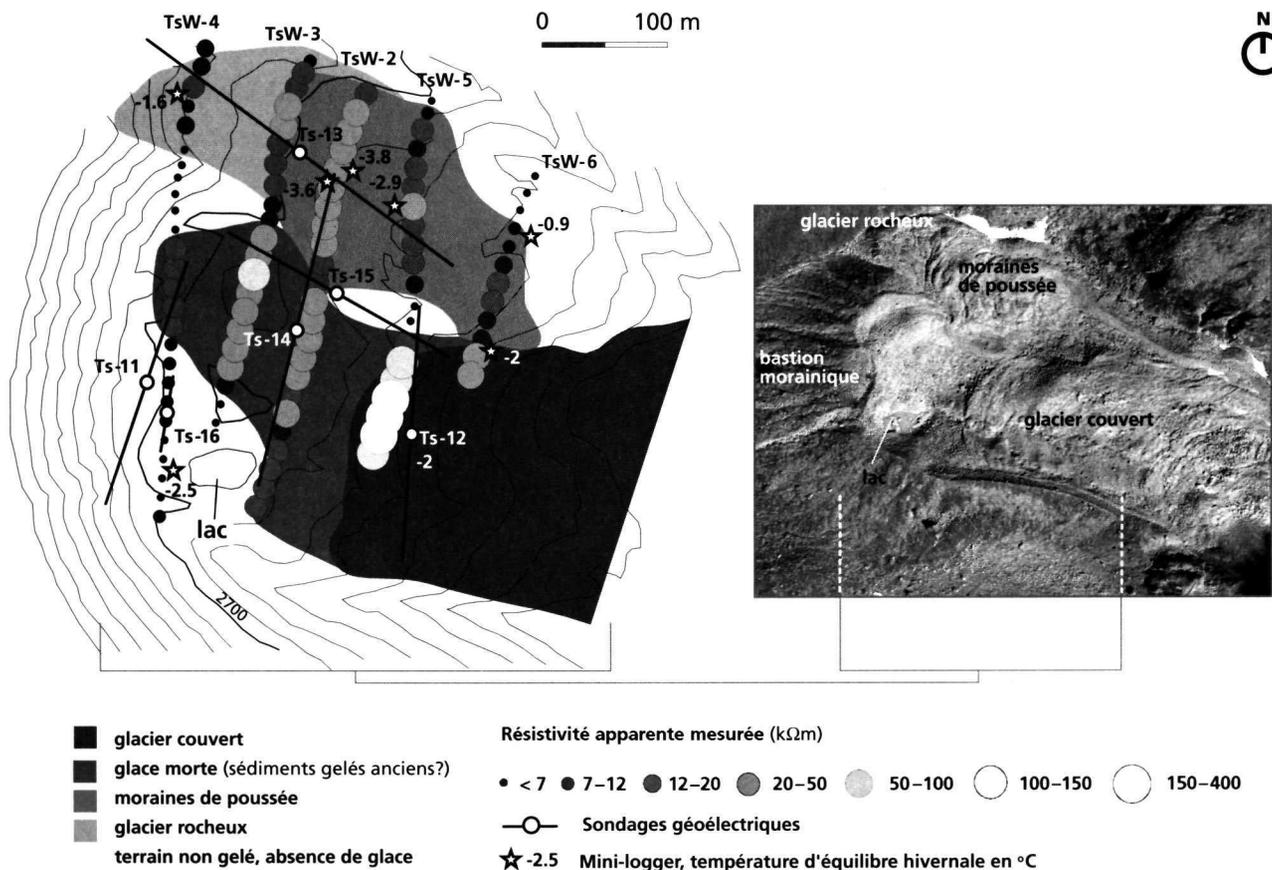
l'épaisseur avoisine les 2 mètres. Ces résistivités élevées, associées à un effet de surpente très net (les résistivités mesurées augmentent très rapidement avec la profondeur, cf. **fig. 13**), indiquent que de la glace massive est présente en profondeur. S'agit-il de glace morte abandonnée suite au retrait glaciaire post PAG, ou alors de glace plus ancienne, recouverte par le glacier de Tsarmine durant le Petit Age Glaciaire ? Il est difficile d'y répondre. Par contre, les trois traînées qui traversent cette zone permettent de délimiter l'extension de ce corps gelé avec une assez bonne précision. Au vu des résistivités apparentes mesurées, il semble que les quantités maximales de glace se rencontrent, sans réelle surprise, là où la topographie marque un bombement du terrain (TsW-3, plus de 100 kΩm). On observe par ailleurs que les environs du lac semblent dépourvus de glace souterraine.

Des résistivités plus élevées ont été mesurées sur la partie supérieure de la marge, à témoin le sondage Ts-12, réalisé quelques mètres à l'amont du front visible sur la figure 10 et dont les résistivités calculées avoisinent les 700 kΩm. L'épaississement du corps gelé, attendu au vu de la morphologie, est également confirmé par le sondage.



FIGURE 11 – Affleurement de glace dans le petit vallon creusé par le cours d'eau supraglaciaire, août 2003. – PHOTO GUILLAUME CHESEAUX

FIGURE 12 – Localisation des sondages géoélectriques, représentation des résistivités apparentes mesurées par traîné (configuration de Wenner, écartement inter-électrode de 15 m, profondeur d'investigation estimée: 7-10 m), position des mini-loggers avec la température d'équilibre hivernale et représentation des différentes entités géomorphologiques interprétées sur la base des mesures et observations effectuées sur le complexe glacier-glacier rocheux de Tsarmine. L'orthophoto date de 1999. SWISSIMAGE © 2005 SWISSTOPO (BA056752)



Ce niveau résistant atteint en effet une épaisseur de 20 m environ. Les valeurs maximales enregistrées sur le traîné TsW-5 ont été relevées sur le lobe frontal. De toute évidence, on se trouve ici sur la partie terminale du glacier de Tsarmine, directement présent sous une mince carapace de blocs.

Les traînés TsW-3 et TsW-4 traversent latéralement le glacier rocheux. Si les résistivités apparentes restent relativement basses dans la partie frontale du corps sédimentaire (10-20 kΩm), elles atteignent des valeurs de l'ordre de 50 kΩm à l'aval des moraines de poussée, attestant ainsi la présence de pergélisol à l'intérieur du glacier rocheux. La branche aval du sondage Ts-13 dessine d'ailleurs une courbe typique de pergélisol, avec un niveau gelé d'une épaisseur de 13 mètres environ

pour des résistivités calculées légèrement supérieures à 100 kΩm (**fig 13**).

La branche amont de ce même sondage se situe quant à elle sur les moraines de poussée. La similarité de cette courbe avec celles relevées sur le glacier couvert (même effet de surpente, résistivités spécifiques de 400 kΩm) indiquent que de la glace massive est présente dans les sédiments. Les résistivités apparentes mesurées sur TsW-2 y sont d'ailleurs similaires à celles relevées par le même traîné sur la partie inférieure de la marge (70-90 kΩm). Plus haut, sur TsW-5, des valeurs plus basses, identiques à celles du glacier rocheux, ont été mesurées. Au Petit Age Glaciaire, le glacier de Tsarmine s'est donc avancé contre des sédiments gelés qui formaient probablement les racines du glacier rocheux. Ces sédiments

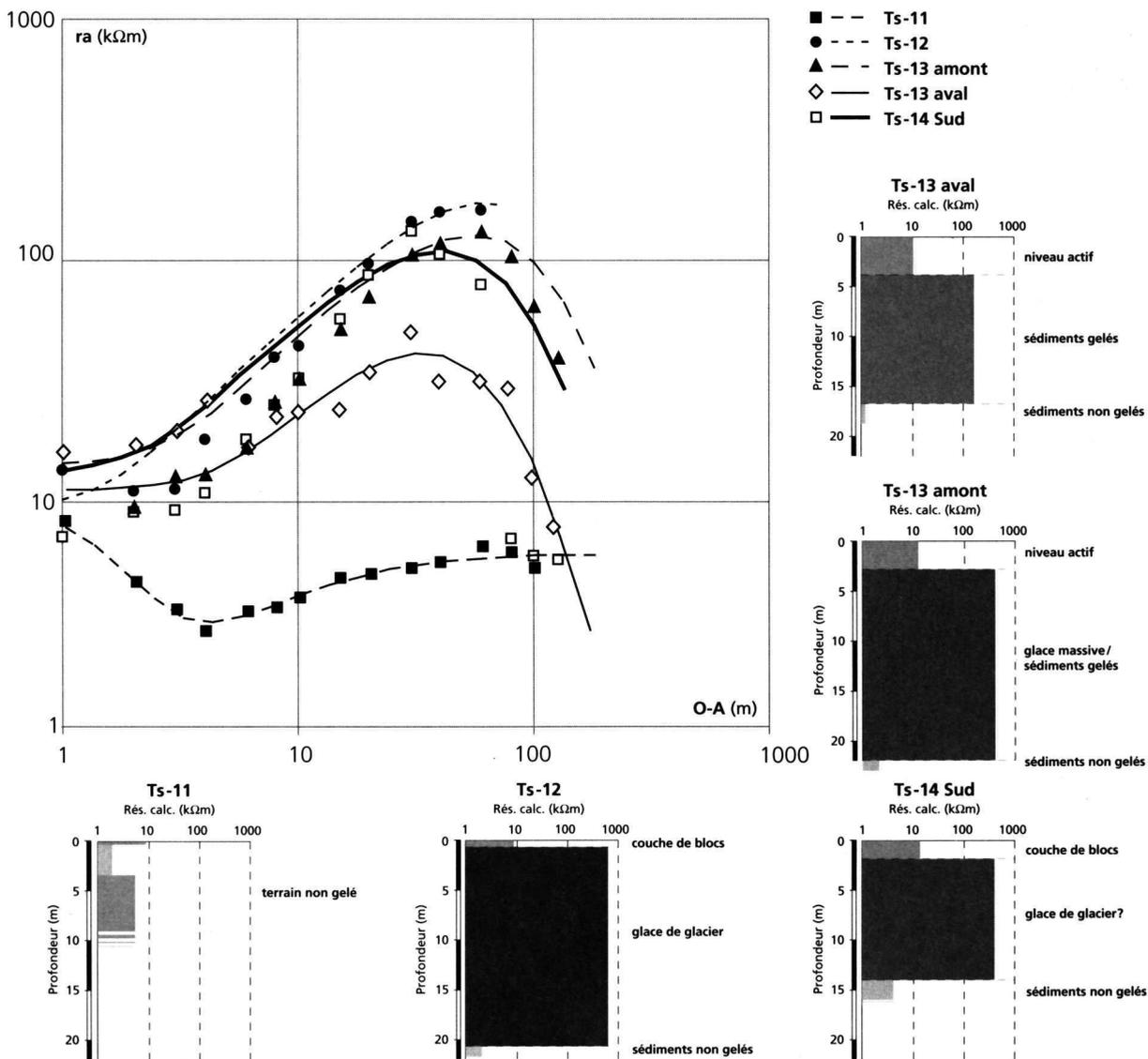


FIGURE 13 – Sondages géoélectriques réalisés sur le complexe glacier-glacier rocheux de Tsarmine.

ont été poussés vers l'aval, comme en témoignent les rides arquées qui recouvrent le glacier rocheux (fig. 9 et 12). Il est par ailleurs fort probable que des lambeaux de glace morte aient été incorporés aux moraines de poussée.

La dépression située à l'amont des moraines de poussée semble quant à elle exempte de glace, à en croire le traîné TsW-6 (Rés. apparentes inférieures à 7 kΩm) et la température d'équilibre hivernale de -0.9°C relevée à cet endroit. Une zone non gelée a également pu être identifiée au sud des moraines de poussée par la branche amont du sondage Ts-15 et par le traîné TsW-5.

Eboulis de Perroc

Dominé par des parois de près de 700 m de hauteur, l'éboulis de Perroc constitue une vaste pente entre 2600 et 3000 m.s.m. et présente une topographie extrêmement régulière (fig. 2). Seuls quelques gigantesques blocs témoins d'un vieil éboulement dans la partie nord de l'éboulis, ainsi que quelques chenaux de laves torrentielles qui traversent la pente de part en part viennent perturber l'homogénéité de cette imposante formation gravitaire.

En raison de fréquentes chutes de blocs, les mesures de terrain estivales ont dû se cantonner dans la partie inférieure de l'éboulis. Trois sondages géoélectriques y ont été réalisés (fig. 14). L'aspect en forme de cloche des courbes mesurées montre qu'un terrain résistant se trouve sous un premier niveau d'environ 1,5 m de blocs

(fig. 15). Toutefois, tant les résistivités spécifiques que l'épaisseur de ce niveau résistant demeurent relativement faibles. On obtient ainsi des résistivités de l'ordre de 30 kΩm et une épaisseur de 5 m environ pour le sondage Ts-7. Ces valeurs augmentent légèrement dans la partie nord de la pente (Ts-8) et diminuent sensiblement dans sa partie sud (Ts-6). Au vu de ces sondages, il n'est pas possible de se prononcer avec certitude sur la présence de pergélisol dans cette partie de l'éboulis.

Le 8 mars 2004, une vaste campagne de mesures BTS a été effectuée sur l'éboulis de Perroc. Seule l'extrémité amont n'a pu être prospectée en raison du danger d'avalanche. La carte obtenue reflète une assez forte hétérogénéité des températures du sol (fig. 14). On observe notamment une bande centrale allongée dans le sens de la pente avec des températures globalement supérieures à -2°C. De part et d'autre de cette bande, les valeurs relevées sont plus basses, les minima enregistrés se situant dans la partie inférieure de l'éboulis, là où ont été effectués les sondages géoélectriques Ts-7 et Ts-8.

Il existe une assez bonne correspondance entre les zones «chaudes» de l'éboulis et les zones de déneigement précoces. Cela témoigne peut-être de la présence d'un système de ventilation au sein de l'éboulis de Perroc, qui pourrait se manifester durant l'hiver par une expulsion d'air chaud dans la partie centrale de la pente. DELALOYE (2004), DELALOYE & LAMBIEL (sous presse) et LAMBIEL & DELALOYE (2004b) ont montré que des systèmes de ventilation complexes sont actifs au sein d'éboulis situés

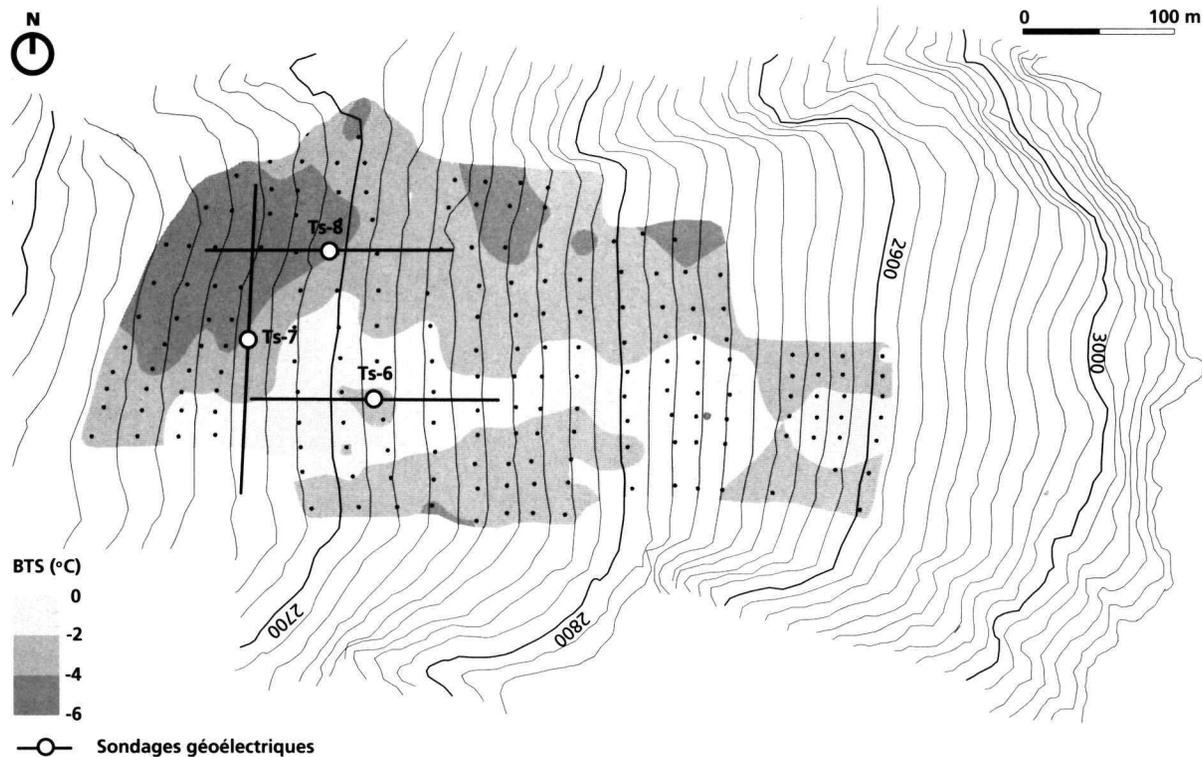


FIGURE 14 – Localisation des sondages géoélectriques et interpolation des mesures BTS effectués sur l'éboulis de Perroc.

proche de la limite inférieure du pergélisol, et qu'ils jouent un rôle probablement important dans la distribution du pergélisol. La combinaison des données récoltées et des observations effectuées sur l'éboulis de Perroc laissent ainsi présager que du pergélisol pourrait occuper certaines portions de l'éboulis sur des surfaces plus ou moins développées, notamment dans les bordures nord et sud de la pente, ainsi que dans sa partie inférieure.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Cette étude a permis d'obtenir une bonne image de la distribution du pergélisol dans un versant tel que celui de Tsarmine. Sur la base des différentes mesures effectuées, trois conclusions majeures peuvent être tirées.

- Si les données géoélectriques ont confirmé la présence de glace supposée dans le glacier rocheux de Tsarmine, ce sont surtout les observations de terrain et la confrontation de documents cartographiques et photographiques qui ont amené les informations les plus intéressantes: le glacier rocheux de Tsarmine est en phase de déstabilisation, malgré la densité des lichens colonisant les blocs. Au vu de ces observations, on peut supposer une récente accélération du glacier rocheux, au même titre que d'autres glaciers rocheux étudiés ailleurs dans les Alpes.
- La géoélectrique a permis de confirmer ce que laissent présager les observations géomorphologiques: le glacier de Tsarmine est encore présent sous une carapace de blocs dans une grande partie de la marge proglaciaire. Il domine une vaste étendue de sédiments sous lesquels de la glace morte a été préservée, cela jusqu'à quelques mètres seulement du sommet du bastion morainique. L'étude du complexe glacier-glacier rocheux dans la partie nord de la marge a par ailleurs montré que le glacier de Tsarmine a considérablement perturbé cette zone lors de sa dernière avancée au Petit Age Glaciaire (présence de moraines de poussée) et que seule une petite portion du glacier rocheux est restée intacte.
- Enfin, l'étude visait à lever les incertitudes quant à la présence de pergélisol au sein de terrains traditionnellement peu étudiés comme les éboulis et les moraines. Les mesures effectuées sur l'éboulis de Tsarmine indiquent sans équivoque que le terrain est gelé dans la partie inférieure de la pente, ce qui semble moins évident dans le cas de l'éboulis de Perroc. La forte hétérogénéité que dessine la distribution des températures BTS dans cet éboulis révèle toutefois que des mécanismes complexes doivent régir le comportement thermique du sous-sol dans un éboulis de cette taille. Quant au bastion morainique du glacier de Tsarmine, les mesures effectuées sur le haut de la pente montrent qu'il n'est pas gelé, ce qui doit probablement être le cas dans l'intégralité du bastion. Il en est de même de la zone du lac temporaire situé à l'arrière de ce bastion.

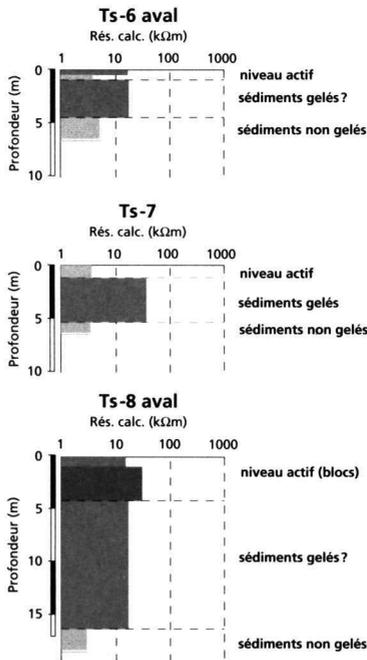
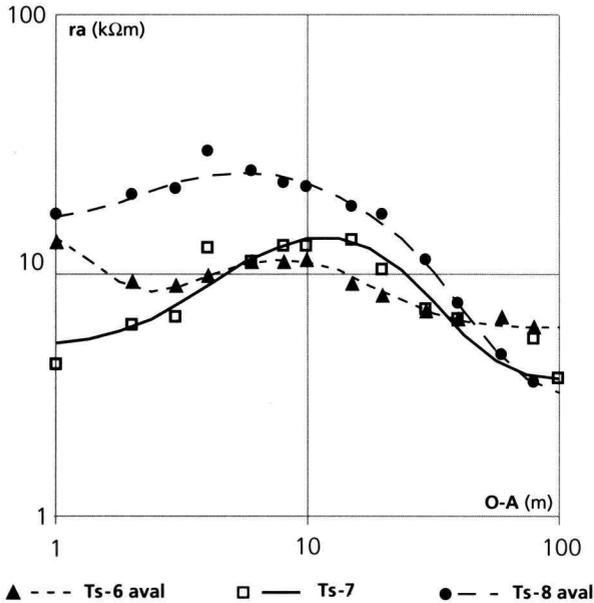


FIGURE 15 – Sondages géoélectriques réalisés sur l'éboulis de Perroc.

Bulletin de la
Association
des
Géographes
Suisse

la face nord de la Blanche de Perroc. Ces observations ayant été effectuées au cœur même de la canicule de l'été 2003, on en déduit qu'il s'agissait d'écoulements provenant de la fonte de glace occupant les fissures de la roche. C'est d'ailleurs cette fusion qui est à l'origine du nombre considérable de petits éboulements qui se sont produits dans ces faces durant l'été 2003. Au vu de ces observations et des altitudes concernées, on peut s'attendre à ce que du pergélisol occupe une grande partie des parois qui dominent le versant de Tsarmine.

Parmi les perspectives de recherches et de travaux futurs dans le versant de Tsarmine, on pourrait mettre en première place le suivi des vitesses de déplacement du glacier rocheux de Tsarmine. Une équipe de l'Institut de Géographie de l'Université de Fribourg a initié cette étude en mesurant avec un GPS différentiel la position d'une quarantaine de blocs dans la partie aval du glacier rocheux (DELALOYE, comm. pers.). Une répétition des mesures durant les années à venir devrait permettre de suivre son comportement futur. Une étude photogrammétrique est également prévue, avec pour but de reconstituer l'historique des mouvements affectant le glacier rocheux de Tsarmine depuis quelques décennies.

Par ailleurs, le versant de Tsarmine, de part sa diversité morphologique, son caractère escarpé et son abondance de formes d'instabilités, se prête particulièrement bien à une étude concernant le transfert de sédiments des parois rocheuses à la base du versant. En ce sens, un projet de cartographie intégrée des aléas géologiques et géomorphologiques du versant devrait être prochainement mis sur pied.

REMERCIEMENTS

Cette étude a bénéficié du soutien financier de la Fondation Mariétan, de l'Institut Universitaire Kurt Bösch et du Service des forêts et du paysage de l'Etat du Valais. Nous les en remercions vivement. Merci également à Jacques Comby, Samuel Bruttin, Christine Denis, José Carron et Mathias Carron pour leur précieuse aide sur le terrain. Nous n'oublions pas M. Roger Anzévui qui nous a gratuitement mis à disposition sa cabane de chasseur située au cœur de la zone d'étude.

BIBLIOGRAPHIE

AVIAN, M., G.K. LIEB 2004. The rock glacier Hinteres Langtalker: Estimation of Holocene morphodynamics in a permafrost environment. *Abstracts of the PACE21 Workshop*, Svalbard, 8-13 September 2004.

DELALOYE, R. 2004. *Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale*. Thèse. Fac. Sciences, Univ. Fribourg, Geofocus, Vol. 10.

DELALOYE, R., S. MÉTRAILLER & R. LUGON 2003. Evolution du pergélisol dans les complexes glacier/glacier rocheux des Becs-de-Bosson et de Lona (VS). *Bull. Murithienne*, 121: 7-20.

DELALOYE, R. & C. LAMBIEL (sous presse). Evidences of winter ascending air circulation in talus slopes situated near the lower limit of alpine discontinuous permafrost (Swiss Alps). *Norsk geog. Tidsskr.*

HAEBERLI, W. 1973. Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 9: 221-227.

— 1975. Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (Graubünden). *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich*, 17, 221 pp.

HAEBERLI, W., C. GUODONG, A. P. GORBUNOV & S. A. HARRIS 1993. Mountain permafrost and climatic change. *Permafrost and Periglacial Processes* 4, 165-174.

HAEBERLI, W. & D. VONDER MÜHLL 1996. On the characteristics and possible origins of ice in rock glacier permafrost. *Zeitschrift für Geomorphologie*. N. F., Suppl.-Bd. 104: 43-57.

HARRIS, C., D. VONDER MÜHLL, K. ISAKSEN, W. HAEBERLI, J.L. SOLLID, L. KING, P. HOLMLUND, F. DRAMIS, M. GUGLIELMIN & D. PALACIOS 2003. Warming permafrost in European mountains. *Global and Planetary Change*, 39, 215-225.

HOELZLE, M., M. WEGMANN & B. KRUMMENACHER 1999. Miniature temperature dataloggers for mapping and monitoring of permafrost in high mountain areas: first experience from the Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 10: 113-124.

IKEDA, A., N. MATSUOKA & A. KÄÄB 2003. A rapidly moving small rock glacier at the lower limit of the mountain permafrost belt in the Swiss Alps. *Proceed. 8th Int. Conf. on Permafrost*, Zurich 2003, 455-460.

KNEISEL, C. 2003. Permafrost in recently deglaciated glacier forefields – measurements and observations in the eastern Swiss Alps and northern Sweden. *Z. Geomorph. N. F.* 47, 289-305.

LAMBIEL, C. & R. DELALOYE 2004a. Contribution of RTK GPS in the study of creeping mountain permafrost, cases studies in the Western Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15: 229-241.

— 2004b. Permafrost distribution in talus slopes of high altitude. *Abstracts of the PACE21 Workshop, Svalbard, 8-13 September 2004*.

LERJEN, M., A. KÄÄB, M. HOELZLE & W. HAEBERLI 2003. Local distribution pattern of discontinuous mountain permafrost. A process study at Flüela Pass, Swiss Alps. *Proceed. 8th Int. Conf. Permafrost*, Zurich 2003: 667-672.

LUGON, R. & M. MONBARON 1998. *Stabilité des terrains meubles en zone de pergélisol et changements climatiques. Deux études de cas en Valais: le Ritigraben (Mattertal) et la moraine du Dolent (Val Ferret)*. Rapport Final PNR 31, Vdf Hochschulverlag, ETH Zurich.

LUGON, R., R. DELALOYE, E. SERRANO, E. REYNARD, C. LAMBIEL & J. J. GONZÁLEZ-TRUEBA 2004. Permafrost and Little Ice Age glaciers relationships in the Posets Massif, Central Pyrenees, Spain. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15: 207-220.

MORAND, S. 2000. *Inventaire des glaciers rocheux du Val d'Arolla*. Rapport interne, Service des forêts et du paysage du Canton du Valais, Sion.

NÖTZLI, J., S. GRUBER & M. HOELZLE 2004. Permafrost und Felsstürze im Hitzesommer 2003. *GEOForum* 20: 11-14.

REYNARD, E., R. DELALOYE & C. LAMBIEL 1999. Prospection géo-électrique du pergélisol alpin dans le massif des Diablerets (VD) et au Mont Gelé (Nendaz, VS). *Bull. Murithienne* 117: 89-103.

REYNARD, E., C. LAMBIEL, R. DELALOYE, G. DEVAUD, L. BARON, D. CHAPPELLIER, L. MARESCOT & R. MONNET 2003. Glacier/permafrost relationships in forefields of small glaciers (Swiss Alps). *Proceed. 8th Int. Conf. Permafrost*, Zurich 2003: 947-952.

ROER, I., A. KÄÄB & R. DIKAU 2004. Rock glacier kinematics in a high mountain system. *Abstracts of the PACE21 Workshop*, Svalbard, 8-13 September 2004.

VONDER MÜHLL, D., J. NÖTZLI, K. MAKOWSKI & R. DELALOYE 2004. *Permafrost in Switzerland, 2000/2001-2001/2002*. Glaciological Report (Permafrost), No. 2/3.

ZIMMERMANN, M. & W. HAEBERLI 1992. Climatic change and Debris Flow Activity in High-Mountain Areas – A Case Study in the Swiss Alps. *Catena Supplement* 22: 59-72.

