

Unil

UNIL | Université de Lausanne

Faculté des géosciences
et de l'environnement
Institut de géographie

Le pergélisol dans les terrains sédimentaires à forte déclivité: distribution, régime thermique et instabilités



*Thèse de doctorat présentée à la Faculté des Géosciences
et de l'Environnement de l'Université de Lausanne par*

Christophe LAMBIEL

Lausanne, juillet 2006

Travaux et recherches n°33



UNIL | Université de Lausanne

Faculté des géosciences
et de l'environnement

Institut de géographie

Le pergélisol dans les terrains sédimentaires à forte déclivité: distribution, régime thermique et instabilités

*Thèse de doctorat présentée à la Faculté des Géosciences
et de l'Environnement de l'Université de Lausanne par*

Christophe Lambiel
Diplomé ès Lettres (Lausanne)

JURY

Président

Prof. **Raymond Olivier**
Institut de Géophysique, Université de Lausanne

Directeur de thèse

Prof. **Jörg Winistörfer**
Institut de Géographie, Université de Lausanne

Experts

Prof. **Wilfried Haeberli**
Department of Geography, University of Zurich

Dr **Daniel Vonder Mühl**
Ressort Forschung, Universität Basel

Prof. **Emmanuel Reynard**
Institut de Géographie, Université de Lausanne

Lausanne 2006

Imprimatur

Vu le rapport présenté par le jury d'examen, composé de

Président	Monsieur le Professeur Raymond Olivier
Directeur de thèse	Monsieur le Professeur Jörg Winistörfer
Expert(s)	Monsieur le Professeur Emmanuel Reynard
	Monsieur le Professeur Wilfried Haeberli
	Monsieur le Docteur Daniel Vonder Muhll

le Conseil de Faculté autorise l'impression de la thèse de

Monsieur Christophe Lambiel

Titulaire d'une Licence ès lettres de l'Université de Lausanne

intitulée

**Le pergélisol dans les terrains sédimentaires à forte déclivité:
distribution, régime thermique et instabilités**

Lausanne, le 12 avril 2006

Pour le Doyen de la Faculté des géosciences
et de l'environnement


Professeur Raymond **Olivier**

Edition Institut de Géographie de l'Université de Lausanne (IGUL), juillet 2006

Impression Easy Document, 1442 Montagny-près-Yverdon

Mise en page Christophe Lambiel, Gaston Clivaz

ISBN: 2-940368-04-X

© 2006 Institut de Géographie - UNIL

Photos de couverture :

La région de Tsarminne, en rive droite du Val d'Arolla.

Pose d'électrodes lors de la réalisation d'un sondage géoélectrique dans l'éboulis des Charmettes (Grand Chavalard).

Mesures BTS dans l'éboulis du Mont Dolin (Arolla).

Mesures au GPS différentiel sur le glacier rocheux du Mont Dolin (Les Fontanesses, Arolla).

Table des matières

Résumé	I
Abstract	II
Abréviations	V
Remerciements	VII

1 Introduction 3

1.1 Problématique générale 3

1.1.1 Contexte de l'étude	3
1.1.2 Objectifs généraux de la thèse	4
1.1.3 Organisation de la thèse	4

1.2 Les sites d'étude 5

1.2.1 Deux régions d'étude principales	5
1.2.1.1 Région du Mont Gelé (Verbier/Nendaz)	6
1.2.1.2 Région des Fontanesses (Arolla)	8
1.2.2 Autres sites	8
1.2.3 Cadre climatique	9
1.2.4 Conditions climatiques durant les cinq années d'étude	10

1.3 Le pergélisol 13

1.3.1 Définition	13
1.3.2 Facteurs de contrôle	13
1.3.2.1 Echelle régionale et locale	13
1.3.2.2 Echelle de l'objet	14
1.3.3 Distribution typique et atypique du pergélisol	15
1.3.4 Limite inférieure du pergélisol	16

2 Méthodes 19

2.1 Température du sol 19

2.1.1 La méthode BTS	19
2.1.1.1 Principe de la méthode	19
2.1.1.2 Principe d'application et représentation des mesures	19
2.1.1.3 Variabilité spatiale	20
2.1.1.4 Variabilité inter-annuelle	21
2.1.1.5 Interprétation des mesures	22
2.1.2 Mesures de surface en continu	22
2.1.2.1 Principe de la méthode	22
2.1.2.2 Clef de lecture	22
2.1.2.3 Dans le cadre de cette étude	24

2.2 La géoélectrique 24

2.2.1 Principe de la méthode	24
2.2.2 Le sondage	26
2.2.3 Le traîné	27
2.2.4 Questions pratiques et mise en oeuvre	27

2.3	Le GPS différentiel	29
2.3.1	Principe de la méthode	30
2.3.2	Mise en œuvre	31
2.3.3	Contribution du RTK GPS	32
2.4	Autres méthodes	32
2.4.1	Forages	32
2.4.2	Température de l'air	33
3	Distribution et microclimatologie du pergélisol dans les éboulis	37
3.1	Introduction et problématique	37
3.1.1	Eboulis: quelques notions	37
3.1.2	Le pergélisol dans les éboulis	38
3.1.3	Les éboulis froids de basse altitude	40
3.1.3.1	Des observations courantes	40
3.1.3.2	Présence de pergélisol ?	40
3.1.3.3	Effet de cheminée	40
3.1.3.4	Indices de fonctionnement d'un système de ventilation	41
3.1.4	Ventilation à haute altitude ?	42
3.1.5	Objectifs principaux	43
3.2	Eboulis froids de basse altitude	45
3.2.1	Eboulis de Dreveneuse	45
3.2.1.1	Description du site et observations	45
3.2.1.2	Mesures effectuées et données disponibles	48
3.2.1.3	Régime thermique hivernal	49
3.2.1.4	Régime thermique estival	52
3.2.1.5	Propriétés électriques de l'éboulis	58
3.2.1.6	Synthèse	59
3.2.2	Complexe éboulis froid - glacier rocheux du Gros Chadoua	60
3.2.2.1	Description du site	60
3.2.2.2	Observations	60
3.2.2.3	Interprétation	62
3.2.2.4	Présence de pergélisol ?	63
3.2.3	Eboulis du Mont d'Or - Le Larzey	64
3.2.3.1	Description du site	64
3.2.3.2	Observations et mesures hivernales	65
3.2.3.3	Présence de pergélisol ?	68
3.2.4	Eboulis de Van d'en Haut	69
3.2.4.1	Description du site et mesures effectuées	69
3.2.4.2	Evidences d'un effet de cheminée au sein de l'éboulis	71
3.2.4.3	Un pergélisol à 1400 m ?	72
3.2.5	Autres éboulis	73
3.2.5.1	Bois des Arlettes - Mont d'Or	73
3.2.5.2	Col de Pavis (France)	74
3.2.6	Synthèse	75
3.3	Eboulis de haute altitude	79
3.3.1	Eboulis des Lapires	79
3.3.1.1	Description du site et mesures effectuées	79
3.3.1.2	Caractéristiques du pergélisol	80
3.3.1.3	Extension spatiale du pergélisol	83
3.3.1.4	Evidences de l'existence d'un système de ventilation	84
3.3.1.5	Synthèse	88

3.3.2	Eboulis des Attelas	89
3.3.2.1	Description du site et mesures effectuées	89
3.3.2.2	Distribution du pergélisol	90
3.3.2.3	Indices d'un effet de cheminée	95
3.3.2.4	Incidences du système de ventilation sur la distribution du pergélisol	98
3.3.3	Secteur Lac des Vaux - Mont Gelé: complexe éboulis - glacier rocheux	98
3.3.3.1	Description du site et mesures effectuées	98
3.3.3.2	Caractéristiques du pergélisol dans le glacier rocheux	101
3.3.3.3	Distribution du pergélisol dans l'éboulis	102
3.3.3.4	Indices d'un effet de cheminée	106
3.3.3.5	Synthèse	108
3.3.4	Le vallon des Yettes Condjà	108
3.3.4.1	Description générale du site	108
3.3.4.2	Eboulis Est	109
3.3.4.3	Versant Est du Mont Gelé	112
3.3.4.4	Synthèse	117
3.3.5	Eboulis du Mont Gelé, versant Sud	117
3.3.5.1	Description du site	117
3.3.5.2	Evidences de l'existence d'un système de ventilation	118
3.3.5.3	Présence de pergélisol ?	120
3.3.6	Eboulis fluant des Monts de Cion	121
3.3.7	Eboulis du Petit Mont Rouge	122
3.3.7.1	Description du site	122
3.3.7.2	Distribution du pergélisol	122
3.3.7.3	Evidences de l'existence d'un système de ventilation	124
3.3.7.4	Implications du système de ventilation sur l'occurrence de pergélisol	127
3.3.8	Eboulis de Tsena Réfien	128
3.3.8.1	Description du site et mesures effectuées	128
3.3.8.2	Eboulis A, B, C et glaciers rocheux	130
3.3.8.3	Eboulis D	135
3.3.8.4	Synthèse	137
3.3.9	Eboulis du Mont Gitsa	138
3.3.9.1	Description du site et mesures effectuées	138
3.3.9.2	Distribution du pergélisol	141
3.3.9.3	Un système de ventilation à 3000 m ?	143
3.3.9.4	Implications du système de ventilation sur l'occurrence de pergélisol	146
3.3.10	Versant ouest du Mont Dolin	146
3.3.10.1	Description du site et mesures effectuées	146
3.3.10.2	Distribution du pergélisol	147
3.3.10.3	Fonctionnement d'un système de ventilation ?	150
3.3.10.4	Synthèse	153
3.3.11	Versant est du Mont Dolin	153
3.3.11.1	Description du site	153
3.3.11.2	Distribution du pergélisol	153
3.3.11.3	Indices du fonctionnement d'un système de ventilation et ses implications	160
3.3.12	Eboulis de Tsarmine	161
3.3.12.1	Description du site et mesures effectuées	161
3.3.12.2	Distribution du pergélisol et régime thermique de surface	161
3.3.13	Eboulis de Perroc	164
3.3.13.1	Description du site et mesures effectuées	164
3.3.13.2	Distribution du pergélisol	164
3.3.14	Eboulis du Creux du Boui	165
3.3.14.1	Description du site	165
3.3.14.2	Propriétés électriques de l'éboulis	166
3.3.14.3	Régime thermique de surface	167
3.3.15	Eboulis des Charmettes	168
3.3.15.1	Description du site et observations	168
3.3.15.2	Propriétés électriques de l'éboulis	169

3.3.15.3 Régime thermique de surface	170
3.3.16 Autres éboulis	171
3.4 Synthèse - discussion	173
3.4.1 Caractéristiques électriques du pergélisol dans les éboulis	173
3.4.2 Distribution du pergélisol	175
3.4.3 La ventilation interne comme facteur de contrôle	176
3.4.3.1 Mise en évidence d'une ventilation ascendante à haute altitude	176
3.4.3.2 Profondeur du cheminement de l'air	177
3.4.3.3 Le rôle de la porosité	177
3.4.3.4 Localisation du sur-refroidissement maximal en hiver	178
3.4.3.5 Modèle de la ventilation ascendante au sein d'un éboulis de haute altitude	178
3.4.3.6 Réversibilité du système	179
3.4.3.7 Influence de la ventilation interne sur l'occurrence du pergélisol	180
3.4.4 Le rôle des avalanches	180
3.4.5 Teneur en glace des éboulis	181
4 Dynamique des terrains sédimentaires gelés: relation avec les caractéristiques du pergélisol et signification climatique	185
4.1 Introduction et problématique	185
4.1.1 Réchauffement du pergélisol	185
4.1.1.1 Généralités	185
4.1.1.2 Le forage des Lapires	186
4.1.2 Fluage du pergélisol	187
Réaction de la dynamique des glaciers rocheux face au réchauffement du pergélisol et variations saisonnières	187
4.1.4 Objectifs et hypothèses de recherche	189
4.2 Etudes de cas	191
4.2.1 Moraine de poussée du Col des Gentianes	191
4.2.1.1 Description du site	191
4.2.1.2 Régime thermique du pergélisol : le forage	193
4.2.1.3 Propriétés électriques de la moraine et répartition spatiale du pergélisol	197
4.2.1.4 Mouvements de terrain	198
4.2.1.5 Conclusions	202
4.2.2 Glaciers rocheux du Vallon des Yettes Condjà	203
4.2.2.1 Caractéristiques du pergélisol	203
4.2.2.2 Vitesses annuelles	207
4.2.2.3 Accélération du glacier rocheux B ?	208
4.2.2.4 Glacier rocheux C: une dynamique plus calme	210
4.2.2.5 Variations annuelles	211
4.2.2.6 Variations saisonnières	214
4.2.2.7 Conclusions	216
4.2.3 Eboulis fluant du Lac des Vaux	217
4.2.3.1 Observations	217
4.2.3.2 Mouvements estivaux	217
4.2.4 Glacier rocheux de Tsarmine	219
4.2.4.1 Description du site	219
4.2.4.2 Caractéristiques du pergélisol	221
4.2.4.3 Estimation des mouvements sur la base de documents cartographiques et photographiques	222
4.2.4.4 Vitesses annuelles	223
4.2.4.5 Variations saisonnières	223
4.2.4.6 Conclusions	224

4.2.5	Glacier rocheux des Lués Rares	225
4.2.5.1	Caractéristiques du pergélisol	226
4.2.5.2	Indices géomorphologiques de mouvements	226
4.2.5.3	Estimation des mouvements sur la base de documents cartographiques et photographiques	226
4.2.6	Glacier rocheux du Col de Chassoure	227
4.2.6.1	Description du site et observations	227
4.2.6.2	Mouvements estivaux	227
4.2.7	Glacier rocheux du Mont Dolin	228
4.2.7.1	Observations	228
4.2.7.2	Mesures de déplacements	229
4.2.8	Glacier rocheux de la Pointe du Tsaté	230
4.3	Conclusions	232
4.3.1	Magnitude des mouvements	232
4.3.2	Influence des caractéristiques du pergélisol sur la magnitude des mouvements	233
4.3.3	Réponse de la dynamique des glaciers rocheux au réchauffement du pergélisol	233
4.3.4	Variations saisonnières des mouvements	235
5	Conclusion générale et perspectives de recherches futures	239
5.1	Le pergélisol dans les éboulis	239
5.1.1	Distribution du pergélisol dans les éboulis d'altitude	239
5.1.2	Part et implication de la ventilation dans la distribution du pergélisol et dans son maintien	240
5.1.3	Conséquences pour la modélisation de la distribution du pergélisol	241
5.1.4	Perspectives de recherches futures et questions ouvertes	241
5.2	Dynamique des terrains sédimentaires gelés	242
5.2.1	Enseignements principaux	242
5.2.2	Perspectives de recherches futures	243
5.3	En terme de risques	243
	Bibliographie	247

Résumé

Dans le contexte d'un climat de plus en plus chaud, la localisation du pergélisol dans les terrains sédimentaires à forte déclivité et l'évaluation des mouvements de terrain qui y ont cours s'avèrent primordiales. S'insérant dans cette problématique, ce travail de thèse s'articule autour de deux axes de recherche différents. D'un point de vue statique, cette recherche propose une étude de la distribution et des caractéristiques du pergélisol dans les éboulis de la zone périglaciaire alpine. D'un point de vue dynamique, une analyse de l'influence des caractéristiques du pergélisol (teneur en glace, température du pergélisol, etc.) et des variations des températures de l'air et du sol sur les vitesses de fluage des corps sédimentaires gelés est effectuée.

Afin de répondre à ce double objectif, l'approche "terrain" a été privilégiée. Pour déterminer la répartition et les caractéristiques du pergélisol, les méthodes traditionnelles de prospection du pergélisol ont été utilisées, à savoir la mesure de la température du sol à la base du manteau neigeux (BTS), la mesure de la température du sol en continu ainsi que la méthode géoélectrique. Les mouvements de terrain ont pour leur part été mesurés à l'aide d'un GPS différentiel.

L'étude de la distribution du pergélisol a été effectuée dans une quinzaine d'éboulis situés dans les régions du Mont Gelé (Verbier-Nendaz) et d'Arolla principalement. Dans la plupart des cas, un pergélisol a pu être mis en évidence dans la partie inférieure des accumulations sédimentaires, alors que la partie médiane des éboulis n'est, le plus souvent, pas gelée. Si cette absence de pergélisol se prolonge parfois dans les portions sommitales des pentes, les mesures réalisées montrent que dans d'autres cas des sédiments gelés y sont à nouveau présents. Les résistivités électriques mesurées dans les portions gelées des éboulis étudiés sont dans la plupart des cas nettement inférieures à celles mesurées sur les glaciers rocheux.

Des études préalables ont montré que des circulations d'air internes sont responsables de l'anomalie thermique négative et, lorsqu'il existe, du pergélisol que l'on trouve dans la partie inférieure d'éboulis situés plus de 1000 m plus bas que la limite inférieure régionale du pergélisol discontinu. L'étude de quatre sites de basse altitude (1400-1900 m), et notamment l'équipement du site de Dreveneuse (Préalpes Valaisannes) avec deux forages, des capteurs de température de surface et un anémomètre a permis de vérifier et de préciser le mécanisme de ventilation actif au sein des éboulis froids de basse altitude. Ce mécanisme fonctionne de la manière suivante: en hiver, l'air contenu dans l'éboulis, plus chaud et plus léger que l'air extérieur, monte à l'intérieur de l'accumulation sédimentaire et est expulsé dans ses parties sommitales. Cet effet de cheminée provoque une aspiration d'air froid à l'intérieur de la partie inférieure de l'éboulis, causant ainsi un sur-refroidissement marqué du terrain. En été, le mécanisme s'inverse, l'éboulis étant plus froid que l'air environnant. De l'air froid est alors expulsé au bas de la pente.

Une ventilation ascendante hivernale a pu être mise en évidence dans certains des éboulis de haute altitude étudiés. Elle est probablement en grande partie responsable de la configuration particulière des zones gelées observées. Même si l'existence d'un effet de cheminée n'a pu être démontrée dans tous les cas, du fait notamment de la glace interstitielle qui entrave le cheminement de l'air, des indices laissant présager son possible fonctionnement existent dans la quasi totalité des éboulis étudiés. L'absence de pergélisol à des altitudes qui lui sont favorables pourrait en tous les cas s'expliquer par un réchauffement du terrain lié à des expulsions d'air relativement chaud.

L'étude des mouvements de terrain a été effectuée sur une dizaine de sites, principalement sur des glaciers rocheux, mais également sur une moraine de poussée et

quelques éboulis. Plusieurs glaciers rocheux présentent des formes de déstabilisation récente (niches d'arrachement, blocs basculés, apparition de la matrice fine à la surface, etc.), ce qui témoigne d'une récente accélération des vitesses de déplacement. Ce phénomène, qui semble général à l'échelle alpine, est probablement à mettre sur le compte du réchauffement du pergélisol depuis une vingtaine d'années. Les vitesses mesurées sur ces formations sont souvent plus élevées que les valeurs habituellement proposées dans la littérature. On note par ailleurs une forte variabilité inter-annuelle des vitesses, qui semblent dépendre de la variation de la température moyenne annuelle de surface.

Abstract

In the context of a warmer climate, the localisation of permafrost in steep sedimentary terrain and the measurement of terrain movements that occur in these areas is of great importance. With respect to these problems, this PhD thesis follows two different research axes. From a static point of view, the research presents a study of the permafrost distribution and characteristics in the talus slopes of the alpine periglacial belt. From a dynamic point of view, an analysis of the influence of the permafrost characteristics (ice content, permafrost temperature, etc.) and air and soil temperature variations on the creep velocities of frozen sedimentary bodies is carried out.

In order to attain this double objective, the "field" approach was favoured. To determine the distribution and the characteristics of permafrost, the traditional methods of permafrost prospecting were used, i.e. ground surface temperature measurements at the base of the snow cover (BTS), year-round ground temperature measurements and DC-resistivity prospecting. The terrain movements were measured using a differential GPS.

The permafrost distribution study was carried out on 15 talus slopes located mainly in the Mont Gelé (Verbier-Nendaz) and Arolla areas (Swiss Alps). In most cases, permafrost was found in the lower part of the talus slope, whereas the medium part was free of ice. In some cases, the upper part of the talus is also free of permafrost, whereas in other cases permafrost is present. Electrical resistivities measured in the frozen parts of the studied talus are in most cases clearly lower than those measured on rock glaciers.

Former studies have shown that internal air circulation is responsible for the negative thermal anomaly and, when it exists, the permafrost present in the lower part of talus slopes located more than 1000 m below the regional lower limit of discontinuous permafrost. The study of four low-altitude talus slopes (1400-1900 m), and notably the equipment of Dreveneuse field site (Valais Prealps) with two boreholes, surface temperature sensors and an anemometer permitted to verify and to detail the ventilation mechanism active in low altitude talus slopes. This mechanism works in the following way: in winter, the air contained in the block accumulation is warmer and lighter than the surrounding air and therefore moves upward in the talus and is expelled in its upper part. This chimney effect induces an aspiration of cold air in the interior of the lower part of talus, that causes a strong overcooling of the ground. In summer, the mechanism is reversed because the talus slope is colder than the surrounding air. Cold air is then expelled in the lower part of the slope.

Evidence of ascending ventilation in wintertime could also be found in some of the studied high-altitude talus slopes. It is probably mainly responsible for the particular configuration of the observed frozen areas. Even if the existence of a chimney effect could not be demonstrated in all cases, notably because of interstitial ice that obstructs

the air circulation, indices of its presence exist in nearly all the studied talus. The absence of permafrost at altitudes favourable to its presence could be explained, for example, by the terrain warming caused by expulsion of relatively warm air.

Terrain movements were measured at about ten sites, mainly on rock glaciers, but also on a push moraine and some talus slopes. Field observations reveal that many rock glaciers display recent destabilization features (landslide scars, tilted blocks, presence of fine grained sediments at the surface, etc.) that indicate a probable recent acceleration of the creep velocities. This phenomenon, which seems to be widespread at the alpine scale, is probably linked to the permafrost warming during the last decades. The measured velocities are often higher than values usually proposed in the literature. In addition, strong inter-annual variations of the velocities were observed, which seems to depend on the mean annual ground temperature variations.

Abréviations

BTS	Bottom Temperature of the winter Snow cover
D-InSAR	Differential Synthetic Aperture Radar interferometry
DGPS	GPS différentiel
FrezInd	Ground Freezing Index (indice de gel du sol)
GST	Ground Surface Temperature (mesurée par un UTL)
IGUL	Institut de Géographie de l'Université de Lausanne
MAAT	Mean Annual Air Temperature
MADD	Module d'acquisition de données, station automatique
MAGST	Mean Annual Ground Surface Temperature
MAPT	Mean Annual Permafrost Temperature
P09, P10	Pylônes de la télécabine Tortin-Chassoure (Lapires)
PACE	Permafrost and Climate in Europe (réseau européen d'observation du pergélisol)
PAG	Petit Age Glaciaire
PERMOS	Permafrost Monitoring Switzerland (réseau d'observation du pergélisol en Suisse, en fonction depuis 2000)
Pg	Pergélisol
RTK	Real Time Kinematics (localisation par DGPS en temps réel)
UTL	Universal Temperature Logger (type UTL-1)
WEqT	Winter Equilibrium Temperature (température d'équilibre hivernal du sol)
ZAA	Zero Annual Amplitude (profondeur à partir de laquelle les variations annuelles de la température du sol sont nulles)

Remerciements

La réalisation de cette thèse de doctorat n'aurait pu être menée à bien sans l'aide et le soutien de nombreuses personnes. Je tiens à remercier très chaleureusement les personnes, sociétés ou institutions suivantes :

- Le Prof. Jörg Winistörfer, mon directeur de thèse, qui m'a donné l'envie de m'investir dans les problématiques liées aux environnements alpins. Grâce à lui, j'ai pu travailler dans d'excellentes conditions tout au long de ma thèse. Merci également pour la totale confiance qu'il m'a accordée durant cette période.
- Le Prof. Emmanuel Reynard, non seulement membre du jury, mais également collègue et ami. Emmanuel m'a rapidement transmis sa passion pour la géomorphologie périglaciaire et sans lui, cette thèse n'aurait probablement pas vu le jour. Sa relecture approfondie du manuscrit a assurément contribué à l'amélioration de la qualité du travail présenté. Je n'oublierai pas non plus les nombreuses heures passées en sa compagnie sur le terrain et les conseils toujours avisés qu'il a pu me donner.
- Le Prof. Wilfried Haerberli et le Dr Dani Vonder Mühl, les deux autres membres du jury. Leurs remarques pertinentes et les nombreuses suggestions apportées lors du colloque de thèse m'ont permis d'apporter des améliorations notables au manuscrit. Je les remercie également d'avoir eu le courage d'expertiser ce volumineux travail, écrit dans une autre langue que leur langue maternelle.
- Le Dr Reynald Delaloye, mon collègue «fribourgeois», avec qui j'ai eu la chance de collaborer tout au long de mes recherches. Les innombrables heures passées en sa compagnie sur le terrain, ainsi que les échanges fructueux et amicaux que nous avons eus ensemble m'ont énormément apporté. Sa relecture très minutieuse du manuscrit a grandement contribué à la qualité du travail final.
- Les étudiants, amis et autres connaissances qui m'ont accompagné sur le terrain pour la collecte des différentes données, en particulier Steve Berger, Samuel Bruttin, François Burin, José Carron, Mathias Carron, Guillaume Cheseaux, Jacques Comby, Sophie Cornaz, Mireille Délèze, Jonhatan Dorthe, Christian Kaiser, Simon Kellenberger, Pascal Lambiel, Sébastien Morard, Eric Perruchoud, Kim Pieracci, Charlotte Putz, Philippe Schütz, Nicolas Summermatter, David Theler, Alain Turatti et Cédric Zambaz. Malgré des conditions climatiques et topographiques parfois difficiles, ils ont toujours répondu présent quand j'avais besoin d'eux. Sans eux, la réalisation de ce travail n'aurait tout simplement pas été possible !
- Mes collègues Dr Ralph Lugon, de l'Institut Universitaire Kurt Bösch (IUKB), Dr Régis Monnet, Dr Ludovic Baron et Dr Laurent Marescot, de l'Institut de Géophysique de l'Université de Lausanne et Dr Marcia Phillips, du SLF à Davos, avec qui j'ai eu de très fructueuses collaborations à l'occasion de différents projets.
- Le service des Forêts et du Paysage du canton du Valais, par l'intermédiaire de Charly Wuilloud, dont l'aide financière octroyée a permis l'achat indispensable de divers appareils de mesure ainsi que la réalisation des multiples campagnes de terrain.
- La Fondation Dr Ignace Mariétan, qui a financé les campagnes de mesure effectuées dans la région de Tsarminé.

- Les sociétés Téléverbier S.A., Télé-Nendaz S.A., Arolla Les Fontanesses S.A. et Téléovronnaz S.A. pour la gratuité accordée sur leurs remontées mécaniques. L'intérêt qu'ils ont porté à mes recherches a été extrêmement motivant. Merci également à Téléverbier S.A. pour le financement du forage des Lapires.
- Les communes de Bagnes et de Nendaz, ainsi que les Services Industriels de Bagnes, qui ont financé la réalisation du forage des Gentianes.
- Le bureau technique Paul Glassey S.A., pour les nombreuses informations qu'il m'a fournies et pour la réalisation du forage des Lapires.
- Les entreprises MTM Maret et Sébastien Cheseaux Paravalanches pour la réalisation des forages des Gentianes et de Dreveneuse.
- L'entreprise Etrelec Régis Berthouzoz, pour la qualité de ses appareils, pour son savoir-faire et l'intérêt porté à nos études.
- Daniel Bruchez et son équipe de la cabane du Mont Fort pour l'accueil chaleureux qu'ils nous ont toujours réservé. Les mêmes remerciements vont à Roger Anzévu et Stéphane Joost pour avoir généreusement mis à disposition leur cabane et logement respectifs lors de certaines campagnes de terrain réalisées dans la région d'Arolla.
- La communauté «permafrost» toute entière, pour les échanges fructueux que j'ai pu avoir avec elle et l'état d'esprit exemplaire qui y règne.
- Mes collègues de l'IGUL, pour les agréables moments passés en leur compagnie et les divers coups de main qu'ils m'ont donnés tout au long de mon travail. Un merci spécial à Sabine Stäuble, pour la mise en forme de la bibliographie et à Gaston Clivaz, pour ses nombreux conseils informatiques et pour son aide lors de la mise en page de la thèse.
- Ma famille, pour le soutien sans faille qu'elle m'a apporté tout au long de mes études et de ce travail de thèse.
- Et enfin Christine, qui m'a donné de précieux coups de main sur le terrain et qui m'a accompagné tout au long de mon travail.

Introduction

On fait des découvertes en cherchant et des trouvailles par hasard.

Joseph Joubert

1 Introduction

1.1 Problématique générale

1.1.1 Contexte de l'étude

"La dégradation du pergélisol augmentera les risques de glissements de terrain et d'éboulements." C'est en substance le résumé des petites phrases choc que l'on trouve régulièrement dans la presse depuis quelques années. Ces affirmations découlent du raisonnement suivant: le pergélisol agit comme un ciment; le réchauffement climatique en cours va provoquer sa fonte, ce qui augmentera la fréquence et la magnitude des instabilités de terrain. Ce raisonnement, si logique soit-il, emprunte un certain nombre de raccourcis. Il repose notamment sur le postulat que la relation entre le réchauffement climatique, la dégradation du pergélisol et les instabilités de terrain est avérée, directe et linéaire. Cette question est toutefois loin d'être réglée.

Si de nombreuses études s'inscrivent actuellement dans la problématique de la dégradation du pergélisol (par ex. Kääb et al. 2005a, 2005b), **les connaissances sur la localisation même du pergélisol n'en demeurent pas moins lacunaires**. Selon Keller et al. (1998) et Vonder Mühll et al. (1999), 4 à 6% du territoire suisse connaîtrait des conditions de gel permanent. Plusieurs études de terrain ont montré cependant que les cartes obtenues via les différents modèles de simulation du pergélisol existants ne correspondaient que grossièrement à la réalité, du fait de l'extraordinaire complexité des mécanismes régissant le régime thermique et la géométrie du pergélisol (voir par ex. Imhof et al. 2000, Delaloye 2004). Dès lors, de gros efforts ont été consentis pour améliorer ces modèles (par ex. Gruber & Hoeszle 2001, Hoelzle et al. 2001, Mittaz et al. 2002). Force est de constater qu'il n'en a peut-être pas toujours été autant de la prospection de la répartition spatiale du pergélisol, alors que de nombreuses inconnues subsistent au sujet de ses conditions d'occurrence. Jusqu'à récemment, les travaux de prospection du pergélisol se sont surtout concentrés sur les glaciers rocheux. Or ceux-ci ne constituent qu'une partie des zones soumises au gel permanent. Plus importants en superficie que les glaciers rocheux, les **éboulis** de la ceinture du pergélisol discontinu par exemple ont, jusqu'à ce jour, souvent été négligés.

Du fait de l'absence de longues séries de mesures, la réaction thermique du pergélisol face au changement climatique n'est pas connue dans le détail. C'est pourquoi, des réseaux de monitoring du pergélisol (cf. Haeberli et al. 1993a) ont récemment vu le jour en Europe (PACE – *Permafrost Climate in Europe*, cf. Harris et al. 2003) et en Suisse (PERMOS – *Permafrost Monitoring Switzerland*, cf. Vonder Mühll et al. 2004). Les profils thermiques relevés dans les différents forages de ces réseaux montrent systématiquement une incurvation des courbes en direction des températures positives jusqu'à une profondeur de 30-50 mètres, ce qui témoigne d'un réchauffement généralisé du pergélisol dans les premiers décimètres du sous-sol. Dans la perspective d'une poursuite, voire d'une accélération du réchauffement climatique, une modification de la stabilité des couches de subsurface dans les zones périglaciaires devrait se produire au cours des décennies à venir (Haeberli et al. 1997-1999a, Harris et al. 2001, Kääb et al. 2005a). Davies et al. (2001, 2003) ont par exemple montré que la stabilité d'une paroi rocheuse dont les fissures sont remplies de glace diminuait lorsque la température de la

glace augmentait. Les nombreux éboulements survenus durant l'été 2003 ont ainsi souvent laissé apparaître de la glace dans les niches d'arrachement (Nötzli et al. 2004). Des études récentes ont par ailleurs identifié des changements notoires dans la dynamique de certains terrains sédimentaires gelés en permanence. On observe en effet depuis quelques années une accélération sensible de certains glaciers rocheux, (voir p. ex. Ikeda et al. 2003, Avian et al. 2005, Roer et al. 2005). Ce comportement, qui semble général à l'échelle alpine, est vraisemblablement lié au réchauffement climatique actuel, qui induit une augmentation de la température et de la vitesse de déformation des sédiments gelés (par ex. Hoelzle et al. 1998). Il illustre les profonds changements qui sont en cours actuellement en haute montagne et soulève la question de la **stabilité des terrains sédimentaires soumis à des conditions de gel permanent**.

1.1.2 Objectifs généraux de la thèse

La thèse présentée s'inscrit dans cette problématique générale du *pergélisol dans un climat de plus en plus chaud*. Préciser la répartition du pergélisol dans les terrains sédimentaires à forte déclivité et documenter les mouvements qui y ont cours constitue le double objectif de ce travail.

D'un point de vue statique, cette recherche participe à une volonté générale de combler le déficit de connaissances relatives à la distribution du pergélisol alpin. Dans un contexte lié à une augmentation possible des instabilités de terrain, elle va s'intéresser avant tout aux formes géomorphologiques à forte déclivité, plus précisément les éboulis. En ce sens, elle apporte un complément aux études récentes menées sur le pergélisol dans les parois rocheuses (par ex. Nötzli et al. 2003, Gruber et al. 2004). En clair, cette thèse a pour objectif principal **l'étude de la distribution complexe du pergélisol dans les éboulis situés à l'intérieur de la ceinture du pergélisol discontinu**.

D'un point de vue dynamique, ce travail de thèse a pour objectif **l'analyse des mouvements de terrains sédimentaires gelés en permanence** et, dans certains cas, de leurs variations annuelles. Si l'accent sera mis sur les glaciers rocheux, d'autres types de formations sédimentaires seront étudiées, comme les éboulis gelés et les moraines de poussée.

1.1.3 Organisation de la thèse

Après cette présentation de la problématique générale de la thèse, une description des terrains d'étude est proposée (chap. 1.2). Les questions théoriques relatives au pergélisol seront traitées à l'intérieur même de ce chapitre introductif (chap. 1.3). Le chapitre 2 va s'attacher à présenter les méthodes utilisées dans ce travail, les principales étant les mesures thermiques de surface (chap. 2.1), la géoélectrique (chap. 2.2) et les mesures de mouvement au GPS différentiel (chap. 2.3). Vont suivre ensuite les deux chapitres correspondant aux deux objectifs énoncés ci-dessus, à savoir la distribution et la microclimatologie du pergélisol dans les éboulis (chap. 3) et l'analyse des mouvements de terrain en zone périglaciaire (chap. 4). Une problématique spécifique à chacune de ces deux thématiques sera présentée en début de chapitre, à la suite de quoi de nombreux cas d'étude seront présentés. Une synthèse clôturera chacun de ces chapitres. Enfin, une conclusion générale et des perspectives de recherche futures clôtureront le travail (chap. 5).

1.2 Les sites d'étude

1.2.1 Deux régions d'étude principales

La réalisation des objectifs généraux énoncés ci-dessus passe inévitablement par les mesures de terrain. Les études se sont en grande partie concentrées dans deux régions distinctes des Alpes Valaisannes: celle du Mont Gelé (Verbier/Nendaz) et celle des Fontanesses (Val d'Arolla) (Fig. 1.1). Trois critères principaux ont dicté ce choix:

- **Présence de terrains répondant aux objectifs fixés**
L'étude étant grandement ciblée sur les éboulis, les régions choisies devaient contenir plusieurs éboulis situés à l'intérieur de la ceinture du pergélisol discontinu, avec si possible des orientations différentes.
- **Accès**
Les sites devaient être facilement accessibles, tant l'été que l'hiver, ceci afin de minimiser les pertes de temps et d'énergie pour se rendre sur le terrain. Les deux régions choisies furent en ce sens idéales, puisque situées au cœur des domaines skiables de Verbier/Nendaz et d'Arolla. L'accès hivernal fut donc grandement facilité par les remontées mécaniques. D'autre part, les nombreuses routes permirent d'atteindre rapidement les sites d'étude durant l'été, jusqu'à une altitude de 2900 m.
- **Données existantes**
Un nombre conséquent d'études relatives au pergélisol avait déjà été effectué dans les deux régions d'étude par des chercheurs des Instituts de Géographie des Universités de Lausanne et de Fribourg depuis le début des années 1990. Les nombreuses données disponibles ont donc constitué un avantage certain.

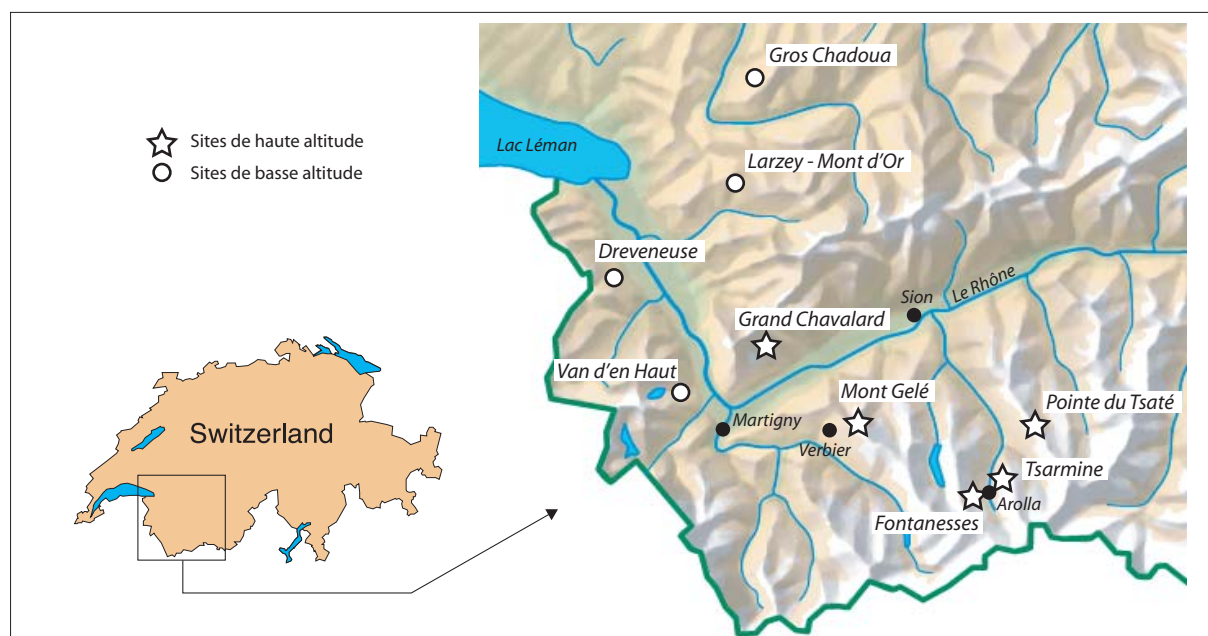


Fig. 1.1. Localisation des sites d'étude.

1.2.1.1 Région du Mont Gelé (Verbier/Nendaz)

Culminant à 3023 m, le Mont Gelé (587°700/105°000) est un sommet situé à l'extrémité nord de la crête qui sépare les vallées de Bagnes et de Nendaz (Fig. 1.2). Il ferme du côté sud le vallon de la Fare. La conjonction de l'altitude modérée du sommet et de la relative sécheresse du climat exclut la présence de glaciers sur ses flancs. Les anciens qui ont nommé ainsi ce sommet étaient-ils conscients que le pergélisol occupe une proportion importante des versants du Mont Gelé ? Dans le Guide des Alpes Valaisannes, CAS, vol. II (ed. 1987) il est mentionné : « *J. Guex (Jules Guex, La Montagne et ses noms, Ed. Pillet, Martigny, 1976) pense qu'il s'agit d'une forme française assez moderne. Autrefois, on l'appelait « Becca de la Grande Journée », parce que dominant une grande « dzroniva » (journée), alpage où le troupeau restait toute la journée, sans rentrer au chalet à midi* ». Toujours est-il que l'on dénombre une quinzaine de glaciers rocheux sur le pourtour du sommet (Lambiel 1999), ainsi que de grandes surfaces d'éboulis. Si l'on y ajoute l'accès aisé au site, on comprend que la région du Mont Gelé fasse figure de terrain d'étude idéal.

Du point de vue géologique, la région du Mont Gelé se trouve dans la nappe du Mont Fort (pennique valaisan), plus précisément dans la série du Métailler. Dans le secteur qui nous intéresse, la lithologie est constituée d'un mélange de schistes, de gneiss chloriteux, de prasinites et de quartzites albitiques (Gouffon & Burri 1997). Deux sondages géoélectriques paramétriques (voir chap. 2.2) ont été réalisés sur le bedrock dans le secteur des Lacs des Vaux. Les résistivités obtenues sont situées entre 5 kΩm et 8.5 kΩm. Ces valeurs, typiques pour des gneiss, sont supposées être les mêmes pour tout le secteur du Mont Gelé.

La région du Mont Gelé fait office de laboratoire d'étude pour l'Institut de Géographie de l'Université de Lausanne depuis 1992. Plusieurs travaux visant à cartographier la distribution du pergélisol dans le secteur ont été effectués (Bretz & Giroud 1993, Bretz-Guby 1994, Reynard 1996, Lambiel 1999), auxquels s'ajoutent des simulations de la distribution actuelle du pergélisol (Wenker 1997) et passée (Lambiel & Reynard 2001, 2003a). Une méthode de datation des glaciers rocheux fossiles basée sur la comparaison de leur position et de l'extension des glaciers aux différents stades tardiglaciaires identifiables dans la région a été proposée par Lambiel & Reynard (2003a). Les interactions entre le domaine skiable de Verbier et la géomorphologie glaciaire et périglaciaire de la région ont été analysées par Lambiel & Reynard (2003b). Depuis 1998, une collaboration étroite est menée dans cette région avec l'Institut de Géographie de l'Université de Fribourg et, dans une moindre mesure, l'Institut de Géophysique de l'Université de Lausanne. Les travaux les plus récents portent sur l'étude de la distribution du pergélisol et sur la caractérisation des terrains gelés (Reynard et al. 1999, Delaloye et al. 2001, Turatti 2002, Marescot et al. 2003, Reynard et al. 2003, Delaloye 2004), sur les mouvements de terrain (Lambiel & Delaloye 2004) ou encore sur les processus de ventilation actifs au sein des éboulis (Delaloye 2004, Delaloye & Lambiel 2005).

Sept éboulis de la région ont été étudiés (Fig. 1.2). Mis à part l'éboulis du versant sud du Mont Gelé, tous sont localisés à l'intérieur de la ceinture du pergélisol discontinu. La topographie des formations étudiées est rarement régulière, des formes de fluage plus ou moins développées étant visibles sur certaines portions de la plupart d'entre elles. Du point de vue dynamique, les glaciers rocheux des Yettes Condjà, des Lués Rares, du Col de Chassoure, ainsi que le versant nord-ouest du Mont Gelé et la moraine du Col des Gentianes ont fait l'objet de mesures ou d'observations.

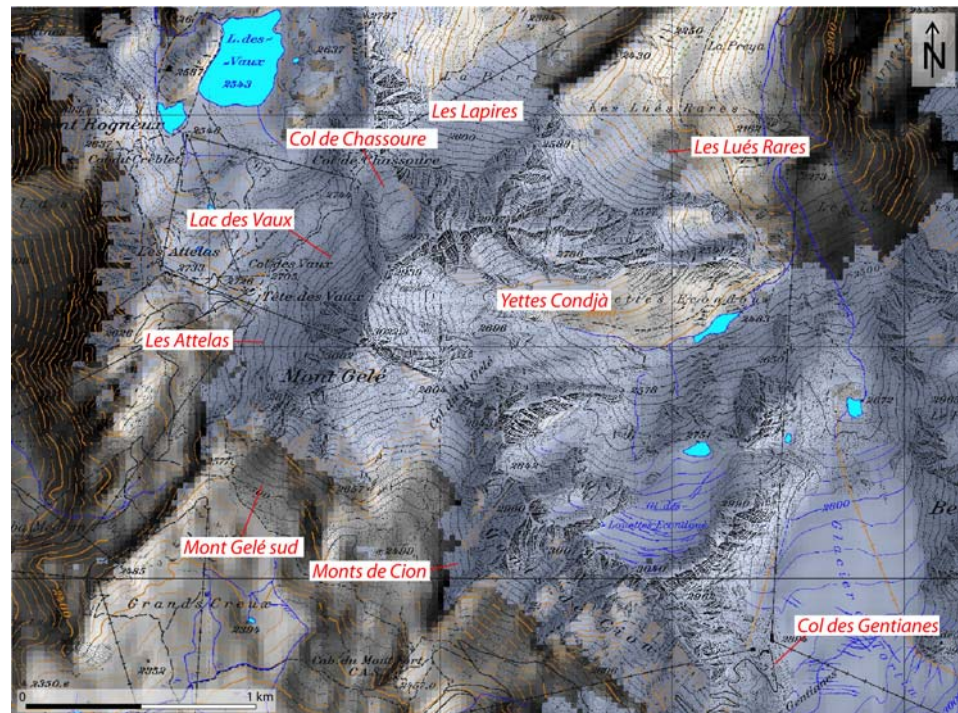


Fig. 1.2. La région du Mont Gelé, avec les sites étudiés et la distribution potentielle du pergélisol, basée sur le modèle Bagnes-Hérémence, qui simule la limite inférieure du pergélisol discontinu (Lambiel 1999, Lambiel & Reynard 2003a) (cf. chap. 1.3.4). Extrait de la carte nationale de la Suisse 1:25'000, feuille 1326 (Rosablanca). Reproduit avec l'autorisation de Swisstopo (DV023268).

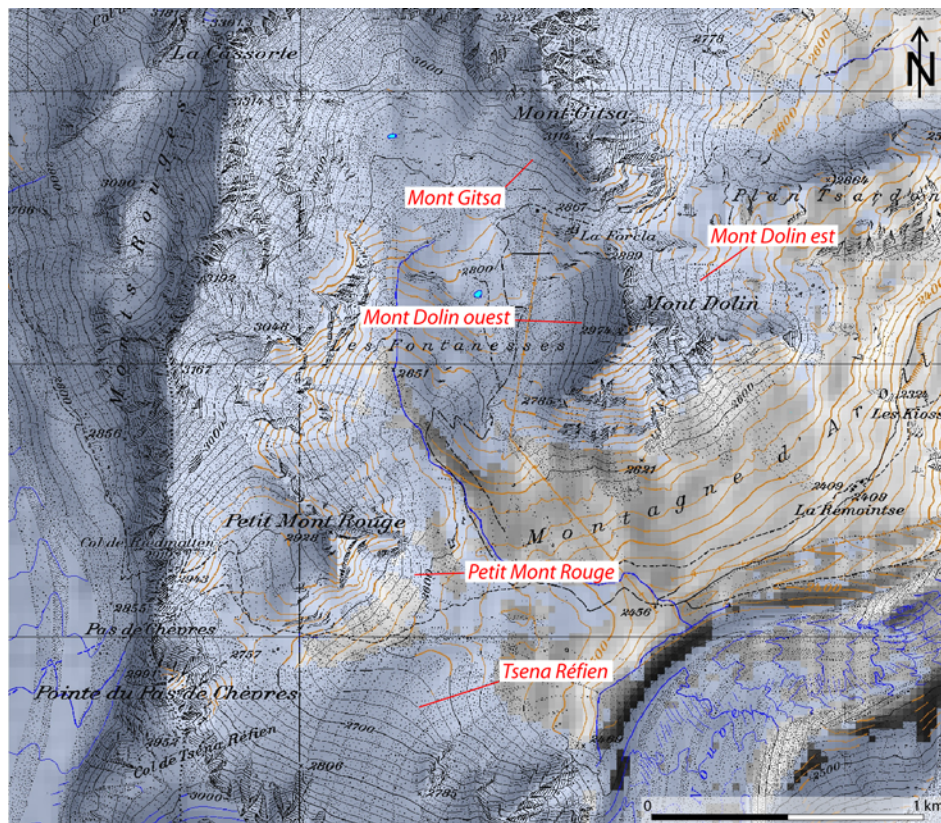


Fig. 1.3. La région des Fontanesses, avec les 5 éboulis étudiés et la distribution potentielle du pergélisol, basée sur le modèle Bagnes-Hérémence, qui simule la limite inférieure du pergélisol discontinu (Lambiel 1999, Lambiel & Reynard 2003a). Extrait de la carte nationale de la Suisse 1:25'000, feuille 1345 (Chanrion). Reproduit avec l'autorisation de Swisstopo (DV023268).

1.2.1.2 Région des Fontanesses (Arolla)

Située en rive gauche du Val d'Arolla, au nord du Pigne d'Arolla, la région des Fontanesses (600'500/96'500) dessine un cirque orienté vers le sud, limité à l'ouest par les Monts Rouges, au nord par la chaîne Cassorte – Roussette – Mont Gitsa et à l'est par le Mont Dolin (Fig. 1.3).

Du point de vue géologique, le vallon se trouve en bordure nord de la nappe de la Dent Blanche (Atlas Géologique de la Suisse 1:25'000, feuille Chanrion 1346). Le sud du vallon (Tsena Réfien) est constitué de gneiss d'Arolla (orthogneiss métagranitiques) et de métadiorites quartzitiques. Les gneiss d'Arolla se retrouvent du côté nord à la hauteur du Col de la Forcla. A cet endroit, ils sont dominés par des schistes et des gneiss albitiques à chlorite, épidote et phengite (mylonites indifférenciées). Ces roches noirâtres constituent le Mont Gitsa notamment.

Une écaïlle de la couverture sédimentaire de la nappe de la Dent Blanche traverse d'est en ouest le vallon au niveau du Petit Mont Rouge et du Mont Dolin. Il s'agit de la série du Mont Dolin, constituée de carbonates triasiques, de calcaires jurassiques et de brèches.

Les sondages paramétriques effectués ont révélé des résistivités de 7 k Ω m pour les gneiss d'Arolla et de 8 k Ω m pour les calcaires dolomitiques. Gardaz (1997) avait mesuré des valeurs parfois sensiblement plus basses sur les gneiss d'Arolla, de 1.6 à 7 k Ω m.

La géomorphologie périglaciaire et le pergélisol du vallon des Fontanesses ont déjà été étudiés par Gardaz (1997, 1999; voir aussi Gardaz et al. 1995). De 1993 à 1995, cet auteur a effectué 28 sondages géoélectriques sur des affleurements rocheux, des sédiments morainiques, des éboulis et des glaciers rocheux dans le but d'identifier les zones à pergélisol. Ces mesures ont également été complétées par une prospection BTS (voir chap. 2.1.1). Elles attestent la présence de pergélisol dans les glaciers rocheux du vallon. L'auteur fait par contre preuve de prudence au sujet de l'interprétation des mesures effectuées dans les éboulis. Certains des résultats obtenus seront discutés dans les chapitres y relatifs. Morand (2000) a par ailleurs effectué une analyse descriptive des glaciers rocheux du vallon. Enfin, Phillips (2000) a étudié l'impact de paravalanches sur le régime thermique du pergélisol dans le flanc nord-est du Mont Dolin.

Dans le cadre de ce travail, cinq éboulis de la région des Fontanesses présentant des orientations, des dimensions et une lithologie différentes ont fait l'objet d'un nombre considérable de mesures (Fig. 1.3). La dynamique du glacier rocheux du versant ouest du Mont Dolin a également été étudiée.

1.2.2 Autres sites

Quelques autres sites (Fig. 1.1) sont venus se greffer sur ceux du Mont Gelé et des Fontanesses en cours de thèse, du fait de l'intérêt particulier qu'ils pouvaient représenter quant à la réalisation des objectifs de la thèse, mais également suite à de petits projets de recherche ponctuels.

Situé également dans le Val d'Arolla, en bordure nord de la nappe de la Dent Blanche, le site de **Tsarmine** (605'500/99'500) a fait l'objet d'une vaste campagne de mesures géoélectriques, complétée par des mesures thermiques de surface (Lambiel et al. 2004, Cheseaux 2005). Les résultats obtenus sur deux éboulis du secteur sont présentés dans cette étude. Il faut y ajouter le glacier rocheux de Tsarmine, dont la dynamique particulière est étudiée depuis peu par des mesures de mouvement.

Un mémoire de licence visant à caractériser la distribution du pergélisol dans les éboulis de la région du **Grand Chavalard** (Hautes Alpes Calcaires, 575'000/115'000) a été effectué (Pieracci & Lambiel 2005, Pieracci 2006). Parmi les huit éboulis étudiés, les résultats obtenus sur deux formations illustratives de la variabilité de la répartition du pergélisol dans ce type de dépôt sédimentaire sont présentés.

Quatre éboulis froids de basse altitude ont été étudiés dans la frange nord du domaine pennique (**Van d'en Haut**), dans le chablais valaisan (**Dreveneuse**), dans les Préalpes vaudoises (**Le Larzey – Mont d'Or**) et dans les Préalpes fribourgeoises (**Gros Chadoua**).

Enfin, quelques observations ponctuelles effectuées lors de diverses sorties en montagne sont présentées après les études de cas traitant des éboulis.

1.2.3 Cadre climatique

Les deux principales régions d'étude (Mont Gelé et Fontanesses) sont situées dans les Alpes valaisannes, caractérisées par un climat continental intra-alpin. Le climat relativement sec de cette partie des Alpes peut être visualisé grâce aux enregistrements de **précipitations** aux diverses stations pluviométriques situées aux environs de la région étudiée, notamment celles de Grande Dixence, Evolène, Evolène-Villa et Mauvoisin (Tab. 1.1).

Tab. 1.1. Précipitations enregistrées dans différentes stations du Valais central (tiré de Reynard 1999).

Station	Altitude (m)	Période	Précipitations (mm)	Source ¹
Gde Dixence	2166	1971-80	984	BCS/ER 1995
Evolène	1375	1981-90	742	ISM/VJP/ER 1995
Evolène-Villa	1825	1981-90	750	Annalen SMA 1993
Hérémece	1260	1981-90	820	Annalen SMA 1993
Sion-Aéroport	482	1981-90	624	BCS/ER 1995
Fey	780	1971-80	638	ISM/VJP/ER 1995
Montagnier	845	1981-90	871	ISM/VJP/ER 1995
Mauvoisin	1841	1981-90	1191	BCS/ER 1995
Gd-St-Bernard	2479	1981-90	2373	BCS/ER 1995
Bourg-St-Pierre	1620	1981-90	940	ISM/VJP/ER 1995
Orsières	922	1981-90	810	Annalen SMA 1993
Martigny-Bâtiaz	462	1981-90	890	Annalen SMA 1993

A ces données s'ajoutent celles issues de totalisateurs d'altitude. Un appareil de ce type est situé dans le vallon des Fontanesses, à 2800 m d'altitude. On y a enregistré 1230 mm de précipitations annuelles pour la période 1981-1990². Cette valeur étant probablement

¹ BCS/ER = données calculées par E. Reynard à partir de la banque de données climatiques suisses de l'ISM.

ISM/VJP/ER 1995 = données calculées par E. Reynard à partir des "Valeurs journalières des précipitations" de l'ISM.

Annalen SMA 1993 = Annalen der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt, 130^{ème} année, 1993.

² Données provenant des "Valeurs journalières des précipitations", ISM, 1993.

sous-évaluée en raison du vent et des accumulations sous forme de neige, il est nécessaire de la corriger. Après correction, on peut estimer qu'elle avoisine 1500 mm, selon l'Atlas hydrologique de la Suisse. La région Fontanesses-Arolla étant en partie soumise aux perturbations en provenance du sud, on peut supposer que les précipitations y sont légèrement plus importantes que dans la région du Mont Gelé. Dans celle-ci, Reynard (1999) estime malgré tout que les précipitations vers 2500 m avoisinent les 1500 mm.

Lorsque l'on s'éloigne du Valais central en direction du nord, le climat devient plus humide. On mesure ainsi déjà 1032 mm d'eau à Aigle à 381 m d'altitude (MétéoSuisse, valeurs 1961-1990). Les sites de "basse" altitude, situés à l'aval de Martigny et dans les Préalpes, ainsi que celui du Grand Chavalard, en rive droite du Rhône, reçoivent donc plus de précipitations (proportionnellement à l'altitude) que les sites d'altitude de la rive gauche du Rhône.

Les longues séries d'enregistrement de la **température de l'air** sont relativement rares dans la région. En prenant les valeurs de Sion, Montana et Grand St-Bernard (Atlas de la Suisse) et en utilisant le gradient de température de 0,56°C/100 m calculé par Bouët (1978), Lambiel (1999) a estimé l'altitude moyenne de l'isotherme 0°C à 2300 dans la région du Mont Gelé.

1.2.4 Conditions climatiques durant les cinq années d'étude

Ce chapitre a pour objectif de dresser brièvement les particularités climatiques qui ont marqué les cinq années d'étude (2000-2005), la prise en compte des paramètres climatiques étant indispensable pour l'analyse des diverses mesures effectuées.

La période d'étude s'inscrit dans le **contexte d'un climat de plus en plus chaud** (voir par ex. Böhm et al. 2001). La Fig. 1.4 permet d'apprécier l'évolution des températures atmosphériques enregistrées en trois stations de Suisse depuis la deuxième moitié du 19^{ème} siècle. Selon les régions de Suisse, le climat s'est réchauffé de +1.0°C à +1.6°C au cours du 20^{ème} siècle (OcCC 2002). Durant les 30 dernières années, les températures ont augmenté d'environ 0.4-0.6°C par décennie. Sur la Fig. 1.4, l'accélération du réchauffement se distingue particulièrement bien à partir de la fin des années 1980.

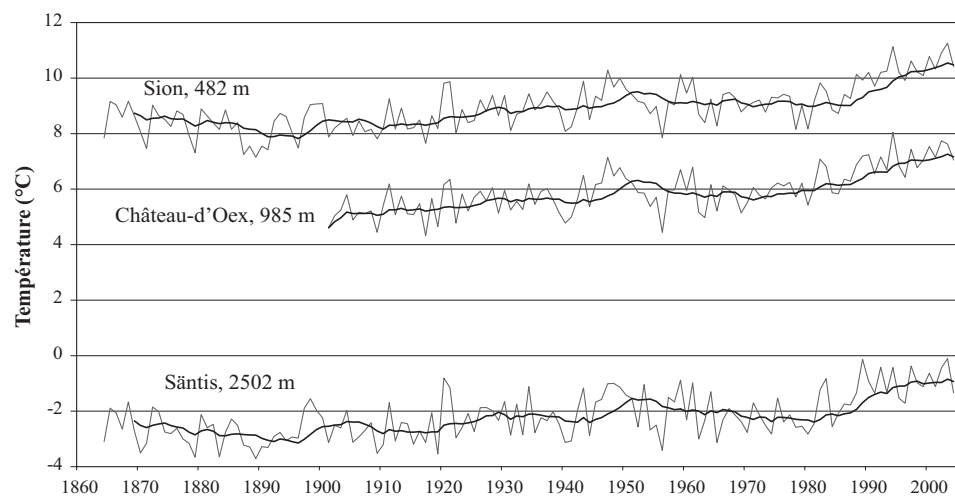


Fig. 1.4. Température de l'air aux stations de Sion, Château-d'Oex et Säntis depuis la deuxième moitié du 19^{ème} siècle: moyennes annuelles et moyennes mobiles sur une période de 10 ans (données: www.meteosuisse.ch).

Les **températures moyennes annuelles des cinq années d'étude** suivent cette tendance, avec des valeurs supérieures à la moyenne 1961-1990 (source: MétéoSuisse). Les températures de l'air sont enregistrées depuis 1998 aux Lapires (Val de Nendaz, région du Mont Gelé), à 2500 m d'altitude, par une station météo installée conjointement avec l'Université de Fribourg dans le cadre de nos recherches communes sur le pergélisol. La moyenne annuelle des températures entre 2000 et 2003 était de +0.84°C. En tenant compte du gradient de température de 0,56°C/100 m calculé par Bouët (1978), on obtient un isotherme du 0°C à 2650 m pour cette période. Cette altitude clairement plus élevée que celle calculée habituellement sur la base de longues séries de mesure (voir chap. précédent) s'explique partiellement par l'été 2003, caniculaire de juin à août. Cet été fut même le plus chaud depuis les premières mesures remontant à 1753 à Genève (source: MétéoSuisse).

La prise en compte des **caractéristiques de l'enneigement** (date de mise en place et épaisseur du manteau neigeux, durée de l'enneigement, etc.) est fondamentale pour l'interprétation des températures mesurées au sol durant l'hiver. On trouve sur la Fig. 1.5 les hauteurs de neige enregistrées aux stations Imis des Fontanesses (Arolla, 2850 m) et des Attelas - Lac des Vaux (région du Mont Gelé, 2545 m), situées au cœur des deux principales zones d'étude. Couplées avec les températures de l'air enregistrées à la station des Lapires (voir les multiples figures présentes plus loin dans ce travail), elles permettent de dresser un bref aperçu des conditions climatiques hivernales qui ont régné au cours des cinq hivers d'étude.

Hiver 2000-2001

L'enneigement a été particulièrement abondant dans le sud des Alpes, notamment dans la région d'Arolla (Fig. 1.5).

Hiver 2001-2002

Le début d'hiver a été marqué par des températures froides et un faible enneigement. Le terrain s'est en conséquence fortement refroidi, ce qui s'observe sur la Fig. 1.6 par un indice de gel élevé.

Hiver 2002-2003

Le scénario de ce début d'hiver a été l'inverse de celui de l'hiver précédent, avec un mois de novembre très enneigé qui a provoqué une isolation précoce du sol. Mis à part le mois de février, l'hiver a ensuite été doux. Les températures du sol ont en conséquence été particulièrement élevées (Fig. 1.6).

Hiver 2003-2004

Cet hiver a été le plus enneigé des cinq années d'étude dans la région du Mont Gelé (Fig. 1.5, à droite). Cependant, un début d'hiver plutôt pauvre en neige a permis un refroidissement relativement important du terrain (Fig. 1.6).

Hiver 2003-2004

La quasi absence de neige jusqu'à la fin du mois de décembre a permis un refroidissement du sol très marqué. Les premières chutes de neige importantes ne se sont produites que le 20 janvier 2005. Le manteau neigeux n'en est pas moins demeuré peu épais durant tout l'hiver. Parallèlement, cet hiver a également été marqué par deux vagues de froid, du 24 au 30 janvier et du 13 février au 10 mars. Par conséquent, les températures mesurées au sol ont été nettement plus basses que celles des autres hivers.

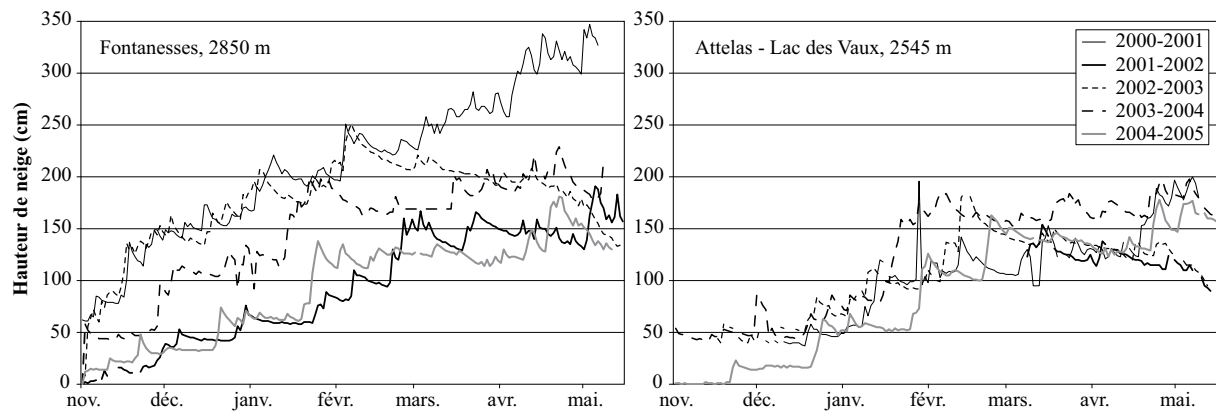


Fig. 1.5. Enneigement durant les 5 hivers d'étude aux stations Imis des Fontanesses (ARO2) et des Attelas – Lac des Vaux (ATT2), situées au cœur des deux principales zones d'étude (Données: Etat du Valais).

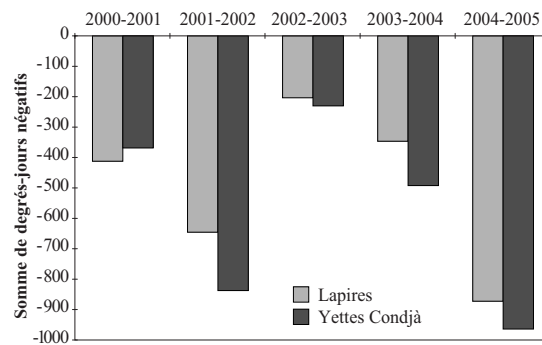


Fig. 1.6. Somme de degrés-jours négatifs (ou indice de gel) durant les 5 hivers de mesure sur les sites des Lapires (cf. chap. 3.3.1) et des Yettes Condjà (cf. chap. 3.3.4). Les données ont été enregistrées par 3, resp. 7 capteurs autonomes (mini-loggers UTL-1) placés juste sous la surface du terrain.

1.3 Le pergélisol

1.3.1 Définition

Le pergélisol a été défini à maintes reprises dans les innombrables publications relatives au sujet. Il est communément admis que le pergélisol désigne les **terrains de subsurface dont la température ne remonte jamais au-dessus de 0°C pendant une année au moins**.

Afin de caractériser les différents états thermiques du pergélisol, Delaloye (2004) propose trois catégories. Un pergélisol est dit:

- **froid** lorsque sa température annuelle moyenne est inférieure à -0.5°C et qu'aucune valeur instantanée n'est égale au point de fusion;
- **tempéré** lorsque sa température est invariablement égale à 0°C (point de fusion);
- **semi-tempéré** lorsque les températures sont situées entre 0°C et -0.5°C ou lorsque des valeurs de 0°C sont enregistrées occasionnellement. Delaloye avait initialement proposé le terme "**quasi-tempéré**" (comm. pers.), qui semble peut-être plus adéquat.

A l'exception des pergélisols tempérés, la température du pergélisol varie avec la profondeur. Il faut donc garder à l'esprit qu'un pergélisol peut être froid sur une certaine profondeur et semi-tempéré plus bas.

Ces définitions montrent clairement que la notion de pergélisol fait référence à un état thermique uniquement. De ce fait, tout type de terrain peut être concerné par du pergélisol, que ce soit de la roche en place ou des sédiments. La présence de glace n'est dès lors pas nécessaire pour parler de pergélisol.

1.3.2 Facteurs de contrôle

Il est communément admis que la présence de pergélisol est contrôlée par la température moyenne annuelle de l'air, par le rayonnement solaire, par les caractéristiques de la surface du terrain et de la couche active et par la durée et l'épaisseur de la neige (par ex. Haeberli 1990). Chacune de ces composantes contient des éléments qui, additionnés les uns aux autres, constituent un bilan d'énergie, qui va dicter la présence ou l'absence de pergélisol (Hoelzle et al. 2001). Les facteurs influençant la température du pergélisol peuvent être classés selon 3 échelles: régionale, locale et l'échelle de l'objet (Fig. 1.7). La température de l'air se rattache au climat et donc à l'échelle régionale. Le rayonnement solaire dépend avant tout de la topographie et doit donc être appréhendé à l'échelle locale. Enfin, on trouve à l'échelle de l'objet les caractéristiques de la couche active et de la neige. Ce modèle, inspiré de Gruber (2005) pour les questions d'échelle, est développé dans les lignes suivantes.

1.3.2.1 Echelle régionale et locale

Moyenne annuelle de la température de l'air (MAAT)

Même si des variations locales de MAAT liées à la topographie existent, la moyenne annuelle de la température de l'air est une composante avant tout climatique. Elle est fonction de la latitude et de l'altitude. A l'échelle alpine (échelle régionale), la première peut être négligée. L'altitude va donc jouer un rôle important dans la localisation du pergélisol. Ajoutons encore que MAAT évolue également en fonction du temps.

Rayonnement solaire

Le rayonnement solaire qui arrive au sol est en grande partie fonction de la topographie: exposition du versant, déclivité de la pente, etc. Cependant, le rayonnement solaire dépend également de facteurs climatiques comme la nébulosité ou l'humidité de l'air.

Ces deux facteurs, MAAT et rayonnement solaire, constituent des facteurs topoclimatiques qui peuvent être aisément mesurés. Ils ont été intégrés dans les premiers modèles de simulation du pergélisol (par ex. Keller 1992, Hoelzle 1994).

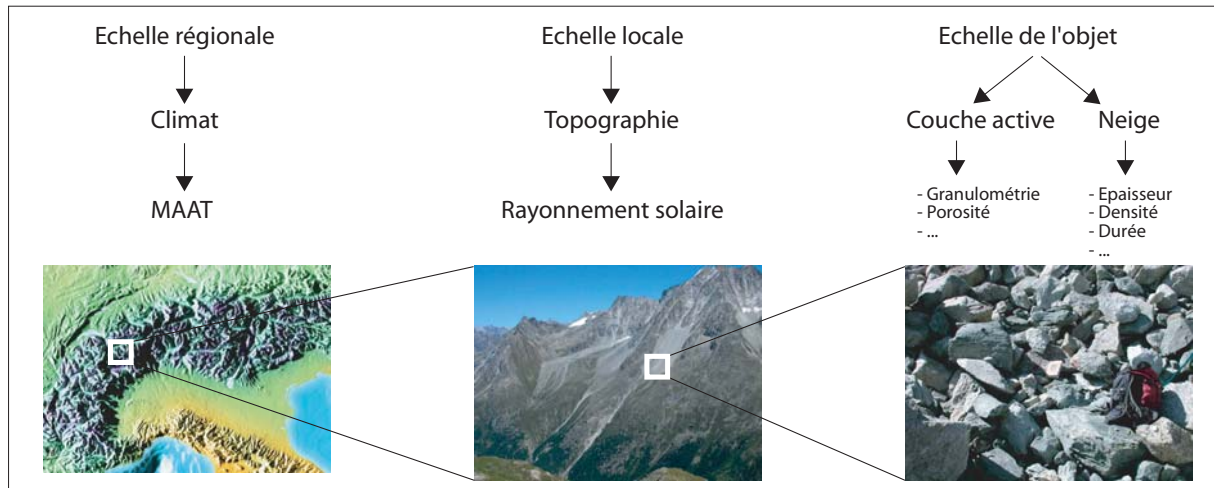


Fig. 1.7. Les facteurs qui contrôlent la distribution du pergélisol, selon 3 échelles différentes.

1.3.2.2 Echelle de l'objet

A l'échelle de l'objet, les transferts d'énergie entre l'atmosphère et le pergélisol sont beaucoup plus complexes et difficiles à mesurer. Le type de surface a une influence considérable sur le flux d'énergie. Celui-ci va s'opérer d'une manière complètement différente selon que le terrain correspond à une paroi rocheuse verticale ou une surface de blocs sub-horizontale. Dans le premier cas, l'échange thermique se fait directement entre l'atmosphère et le rocher. Dans le deuxième cas par contre, le flux énergétique doit transiter à travers la neige en hiver et à travers la couche de blocs qui constitue une grande partie du niveau actif du pergélisol. Ces deux éléments, auxquels il faut ajouter les caractéristiques de la surface du terrain (couleur, rugosité, émissivité, etc.), constituent une source importante de **décalage thermique**, ou *thermal offset*, qui se définit par la différence entre la température moyenne annuelle de la surface du sol (MAGST) et la température moyenne annuelle du pergélisol (MAPT) au toit du pergélisol (Hoelzle et al. 2001).

La neige

L'interaction entre la neige et le sol sur les glaciers rocheux a déjà fait l'objet de nombreuses études (par ex. Keller & Gubler 1993, Keller 1994, Bernhard et al. 1998, Delaloye & Monbaron 2003, Ishikawa 2003, Ling & Zhang 2003, Luetschg et al. 2003). La densité et l'épaisseur du manteau neigeux ainsi que la durée de l'enneigement sont les facteurs essentiels à prendre en compte. De par sa faible conductivité thermique, la neige isole le sol des conditions atmosphériques. Son rôle est toutefois ambivalent. Une fonte tardive empêche le réchauffement du sol, alors qu'une mise en place précoce du manteau neigeux réduit fortement la perte de chaleur du sol emmagasinée durant l'été. Au final, la neige peut contribuer à accroître ou à diminuer de quelques degrés la différence de température entre l'air et le sol (Haeberli 1985, Delaloye 2004).

Dans les éboulis, il est de surcroît important de prendre en compte l'effet des avalanches (déplacement de la neige) et la variabilité inter-annuelle de l'activité avalancheuse.

La couche active

Sur les glaciers rocheux et les éboulis, la couche active est le plus souvent constituée de blocs de taille variable (en fonction de la lithologie et de la position topographique) et d'une proportion importante de vides. De l'air peut donc facilement y circuler. Dans les parties inférieures de la couche active, les vides se font plus rares, alors qu'augmente la proportion de matériaux fins et d'eau. Par conséquent, le transfert de chaleur entre la surface du sol et le pergélisol s'opère via une interaction complexe de conduction, de convection, d'advection, et de libération/consommation de chaleur latente (Gruber 2005). Par ailleurs, une couverture de blocs favorise le refroidissement du sol lorsque le manteau neigeux est peu épais car elle permet un contact direct entre l'atmosphère et la surface du sol (Humlum 1997).

Dans le but d'obtenir une meilleure compréhension des échanges d'énergie entre l'atmosphère, la surface du sol, la couche active et le pergélisol, Hoelzle et al. (2001) et Mittaz et al. (2000, 2002) ont mesuré les différents processus qui déterminent le bilan d'énergie à la surface du sol, à savoir la radiation solaire, le rayonnement infrarouge, le flux de chaleur sensible, le flux de chaleur latente, l'albédo, etc., pour développer ensuite le modèle PERMEBAL (Surface Energy Balance Model). Ils conclurent que parmi tous ces processus, le rayonnement court (rayonnement solaire) et la durée et l'épaisseur de la couverture neigeuse jouaient le rôle le plus important dans le contrôle du régime thermique du pergélisol. La somme de toutes les composantes mesurées indiquait cependant un bilan d'énergie non nul. Ces auteurs expliquèrent alors que le surplus/manque d'énergie correspondait vraisemblablement aux flux d'énergie latéraux (advection), non mesurés dans leur étude. Comme le relèvent Hoelzle et al. (2001), la compréhension des transferts d'énergie au sein de la couche active constitue l'un des challenges pour les années à venir. De nombreuses études s'y sont déjà attelées (par ex. Harris & Pedersen 1998, Mittaz et al. 2002, Herz et al. 2003, Hanson & Hoelzle 2004).

1.3.3 Distribution typique et atypique du pergélisol

Les facteurs climatiques (MAAT) et topographiques (rayonnement solaire) constituent des composantes "verticales" du bilan d'énergie. Les échanges thermiques entre la surface du sol et le pergélisol via la couche active s'opèrent également pour partie de manière "verticale" (conduction, convection). La distribution du pergélisol qui découle de ce bilan d'énergie est qualifiée de "**typique**" par Delaloye (2004). La probabilité que la répartition spatiale du pergélisol soit "typique" augmente dès lors avec l'augmentation de l'altitude et la diminution du rayonnement solaire.

Les simulations de PERMEBAL (Mittaz et al. 2002) ont mis le doigt sur l'existence d'échanges thermiques advectifs qui peuvent prendre une part relativement importante dans les décalages thermiques entre la surface du sol et la base du niveau actif. Ce mécanisme d'advection peut aussi bien conduire à des anomalies thermiques positives que négatives. Un pergélisol peut dès lors exister malgré un bilan d'énergie à composante "verticale" défavorable, uniquement par transferts d'énergie advectifs. Delaloye (2004) propose le terme "**atypique**" pour qualifier cette distribution du pergélisol. Elle concerne par exemple la présence de pergélisol plus de 1000 mètres en dessous de la limite inférieure du pergélisol alpin, dans ce que l'on appelle les éboulis froids (par ex. Wakonnig 1996, Delaloye & Reynard 2001, Gude et al. 2003). Le mécanisme de refroidissement envisagé par ces auteurs est l'effet de cheminée, ou circulation ascendante/descendante (réversible) de l'air à l'intérieur de l'éboulis (Delaloye et al. 2003a, Delaloye 2004). Ce mécanisme constitue dès lors un facteur supplémentaire déterminant l'occurrence de pergélisol. C'est ce facteur dont une partie de ce travail de thèse va essayer de déterminer la fréquence et, le cas échéant, l'intensité dans les éboulis de la zone périglaciaire alpine.

1.3.4 Limite inférieure du pergélisol

La notion de *limite inférieure du pergélisol* permet de situer grossièrement, dans une région donnée, la limite en dessous de laquelle le pergélisol est en général absent et en dessus de laquelle sa présence s'avère possible. Dans la pratique, on attribue pour chaque orientation une valeur d'altitude correspondant à cette limite. Il faut bien-entendu garder à l'esprit que cette classification extrêmement rigide ne peut être utilisée que comme indicatrice de la distribution potentielle du pergélisol dans une région donnée, la transition entre des secteurs non gelés et des secteurs gelés se faisant le plus souvent de manière progressive.

Selon Barsch (1996), les glaciers rocheux étant d'excellents indicateurs de la présence de pergélisol, la limite inférieure du pergélisol peut être obtenue par la détermination de la limite inférieure des glaciers rocheux actifs dans la région. Partant de ce postulat, la limite inférieure du pergélisol dans la région Bagnes-Hérémence, au cœur de laquelle se trouve la région du Mont-Gelé, a été déterminée sur la base d'un inventaire de glaciers rocheux dans la région (Lambiel 1999, Lambiel & Reynard 2003a). Les altitudes obtenues correspondent grossièrement à celles proposées habituellement pour des régions alpines au climat similaire (par ex. Haeberli 1975, Delaloye & Morand 1998), à savoir environ 2400 m en orientation nord, 2700 m en orientation sud et 2550 m en orientation est et ouest. Au cours de ce travail, il sera régulièrement fait référence à cette limite, afin de situer les éboulis étudiés par rapport à la présence possible de pergélisol.

Méthodes

2 Méthodes

Ce chapitre a pour objectif la présentation des méthodes utilisées dans cette étude. La réalisation de l'objectif principal, c'est-à-dire l'étude de la distribution du pergélisol dans les éboulis et des facteurs contrôlant cette distribution a largement fait usage de deux des méthodes traditionnelles de prospection du pergélisol: la mesure instantanée de la température du sol (méthode BTS, chap. 2.1.1) et son suivi en continu (chap. 2.1.2), ainsi que la géoélectrique (chap. 2.2). La mesure des mouvements de terrain a été exclusivement effectuée au moyen d'un GPS différentiel, dont le principe et les apports sont présentés au chap. 2.3. Quatre forages documentent le régime thermique du sous-sol dans trois sites d'étude. Les informations que peut fournir un forage sont brièvement présentées au chap. 2.4.1. A ces différentes méthodes, il faut ajouter l'observation géomorphologique, qui sous-tend toute étude de terrain. Tant le choix des sites que l'interprétation des résultats obtenus sont systématiquement passés par une analyse fine de la géomorphologie, à quelque échelle que ce soit.

2.1 Température du sol

La mesure de la température du sol renseigne sur l'état thermique du sous-sol, mais ne permet que très rarement de prouver directement l'existence de pergélisol. Elle est mesurée de deux façons: soit instantanément durant la deuxième partie de l'hiver à travers la couche de neige (méthode BTS), soit en continu via des petits capteurs autonomes placés dans le terrain.

2.1.1 La méthode BTS

2.1.1.1 Principe de la méthode

Abréviation de "Basis Temperatur der winterlichen Schneedecke" ou "Bottom Temperature of the Snow cover" la méthode BTS a été développée par Haeberli (1973). Elle a depuis été utilisée dans de nombreuses études (par ex. Gardaz et al. 1995, Imhof et al. 2000, Lewkowicz & Ednie 2004). La méthode BTS utilise le principe isolant de la neige, du fait de sa faible conductivité thermique (Keller & Gubler 1993). Une fois que le manteau neigeux est bien établi (80-100 cm), aux alentours du mois de mars, les conditions thermiques extérieures n'ont plus qu'une influence limitée sur les températures du sol. Un équilibre thermique s'installe alors en principe à l'interface sol-neige. Les températures mesurées au sol vont alors refléter l'état thermique du sous-sol (Hoelzle et al. 1993).

2.1.1.2 Principe d'application et représentation des mesures

La technique utilisée consiste à enfoncer une sonde à travers le manteau neigeux jusqu'à ce que le sol soit atteint. La sonde (Markasub AG) est composée d'éléments d'un mètre de long en fibre de verre, gradués tous les 10 cm. Au bout de la sonde se trouve un thermistor logé à l'intérieur d'une pointe en acier. Le thermistor est connecté à un câble que l'on branche sur un multimètre digital, grâce auquel on mesure la résistance de la pointe métallique, qui dépend de sa température. La valeur se stabilise en général au bout de quelques minutes, en fonction des caractéristiques de la surface du terrain et du contraste thermique entre l'air extérieur et la base du manteau neigeux. Une formule permet ensuite de transformer la valeur obtenue en température. La précision de la mesure est d'environ $\pm 0.25^{\circ}\text{C}$.

Lors de conditions idéales (accès rapide, neige pas trop dure et pas trop abondante), une cinquantaine de points peuvent être mesurés par une personne en une journée. La localisation des points est importante. L'idéal est d'utiliser un GPS différentiel, qui permet d'obtenir une précision de quelques centimètres. Un GPS de poche (du type Garmin), un altimètre et des repères topographiques permettent cependant la localisation des points avec une précision de 5 à 10 mètres environ. C'est cette deuxième technique qui a été le plus souvent utilisée. Dans le cadre de cette recherche, une quarantaine de journées de mesures ont été effectuées par des groupes de 2 à 5 personnes en général. Les pentes étudiées atteignant souvent, voire dépassant une inclinaison de 30 degrés, une attention particulière a dû être portée à la sécurité (Fig. 2.1).



Fig. 2.1. Aperçu des conditions de travail lors de la prise de mesures BTS dans un éboulis (versant est du Mont Dolin, Arolla, cf. chap. 3.3.11).

Différents modes de représentation des valeurs mesurées existent. L'option retenue est l'interpolation par krigeage, méthode géostatistique la plus couramment utilisée. Des tests de variographie ont été effectués sur quelques séries de mesures, afin d'évaluer l'apport d'une étude géostatistique poussée dans la représentation des données. La comparaison des différentes cartes obtenues montre que les résultats sont souvent très semblables. On peut considérer que les différences obtenues entre chaque carte sont du même ordre de grandeur que la précision de la mesure, qui est liée à la précision de la sonde et du multimètre, ainsi qu'à la localisation du point de mesure. Il faut en outre tenir compte de la différence de température que l'on peut mesurer selon que la sonde arrive sur un bloc ou juste à côté dans des matériaux plus fins. Cette différence peut être facilement de 1 à 2°C. Il a dès lors été jugé inutile de procéder à une étude variographique, coûteuse en temps, avant d'effectuer l'interpolation. Toutes les cartes BTS présentées dans ce travail sont donc le résultat d'une interpolation par krigeage simple.

2.1.1.3 Variabilité spatiale

La Fig. 2.2 représente 4 années de mesures BTS sur l'éboulis des Lapires (cf. chap. 3.3.1). Sans chercher à interpréter les différentes classes de températures représentées, on observe avant tout la forte hétérogénéité spatiale des températures. Sur moins de 200 m, l'amplitude des températures peut aller jusqu'à 9°C. Toutefois, cette valeur ne représente aucunement un cas extrême. Une amplitude de 6°C sur 50 mètres a pu être observée sur l'éboulis du Petit Mont Rouge (Delaloye & Lambiel 2005; voir aussi chap. 3.3.7). Delaloye (2004) reporte même des variations de 5°C sur une vingtaine de mètres sur un glacier rocheux apparemment fossile (inactif?) de l'Alpage de Mille (Val de Bagnes). Ces considérations montrent qu'un maillage serré est absolument indispensable, si l'on veut cerner au mieux les changements brutaux du régime

thermique de la surface du terrain étudié. Un maillage de 15-20 mètres a le plus souvent été utilisé dans cette étude (Fig. 2.3).

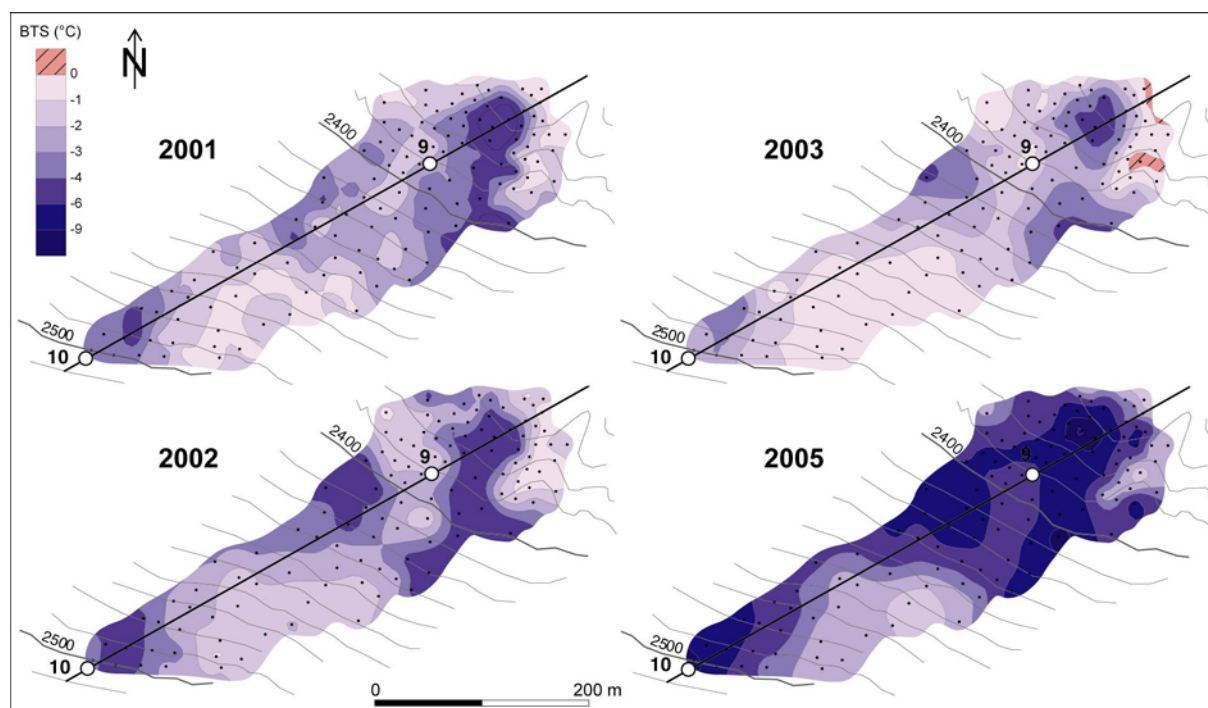


Fig. 2.2. Quatre années de mesures BTS sur l'éboulis des Lapires, réalisées dans le cadre de PERMOS (CG/ScNAT, à paraître). On remarque les fortes variations spatiales et inter-annuelles des températures.



Fig. 2.3. Traces de ski sur l'éboulis du Petit Mont Rouge (cf. chap. 3.3.7), témoignant du maillage serré des mesures BTS.

2.1.1.4 Variabilité inter-annuelle

Plusieurs études ont montré que l'historique de la formation du manteau neigeux durant l'hiver avait une importance capitale sur la température du sol durant la deuxième partie de l'hiver (voir par ex. Keller 1994, Vonder Mühl et al. 1998, Imhof et al. 2000, Delaloye 2004). Un enneigement précoce et abondant pourra ainsi induire des températures au sol 2 à 3°C plus chaudes qu'un début d'hiver peu enneigé et froid. Des différences extrêmement significatives peuvent être observées sur la Fig. 2.2 entre les années 2003 et 2005. Dès lors, l'image thermique du terrain sera d'autant meilleure si l'on dispose de plusieurs campagnes de mesures.

2.1.1.5 *Interprétation des mesures*

Pendant longtemps, il a été communément admis que des températures BTS inférieures à -3°C étaient synonymes de pergélisol probable, qu'entre -3°C et -2°C , elles témoignaient d'un pergélisol possible et qu'au-dessus de -2°C , elles indiquaient une absence de pergélisol. Cette classification rigide a peu à peu été remise en question. Elle est notamment rediscutée par Delaloye (2004). Du fait des importantes variations que l'on peut observer d'une année à l'autre, il apparaît aujourd'hui illusoire de vouloir identifier un pergélisol sur la base d'une température BTS uniquement. On préfère en effet prendre en considération l'hétérogénéité spatiale des températures, en observant la répartition de zones "chaudes" et "froides". Comme le relève Delaloye (2004), "*la méthode BTS vise de préférence l'identification d'anomalies thermiques du sol, plutôt que la prospection même du pergélisol*". Dans le cadre de cette étude, je n'ai pas pour autant exclu la méthode BTS des outils de détection du pergélisol. Je ne l'ai par contre jamais utilisée seule. Dans tous les cas traités, les résultats obtenus ont été systématiquement confrontés à des mesures thermiques en continu et à des mesures géoélectriques.

2.1.2 Mesures de surface en continu

2.1.2.1 *Principe de la méthode*

Les mesures BTS ont l'avantage d'offrir une couverture spatiale importante. Elles ne renseignent cependant sur l'état thermique du sol qu'au moment de la réalisation des mesures. Pour obtenir des informations sur l'année entière, on utilise des petits capteurs autonomes (mini-loggers), qui vont enregistrer la température à intervalles réguliers (2h dans cette étude). Cette méthode a elle aussi été abondamment utilisée jusqu'à ce jour, non seulement dans les terrains sédimentaires (par ex. Humlum 1997, Hoelzle et al. 1999, Ishikawa 2003, Delaloye & Monbaron 2003), mais également dans les parois rocheuses (Gruber et al. 2004).

On peut tirer des températures mesurées en continu bien plus que la seule température BTS. Les paramètres suivants peuvent également être obtenus: température annuelle moyenne (MAGST), température mensuelle moyenne, température d'équilibre hivernale (WEqT, *Winter Equilibrium Temperature*: température du sol en deuxième partie d'hiver, lorsqu'il n'y a plus de variations significatives de la température), somme de degrés-jours négatifs (FrezInd, *Freezing Index* ou indice de gel), début, fin et durée du *zero curtain* de printemps (voir ci-après), etc.

2.1.2.2 *Clef de lecture*

Hoelzle et al. (2003), Ishikawa (2003) et Delaloye (2004) proposent une clef de lecture des courbes de température enregistrées par mini-logger sur des terrains sédimentaires gelés en permanence. Celle-ci est résumée dans la Fig. 2.4. On observe différentes phases de comportement thermique du sol, qui sont décrites en détail par Delaloye (2004). En substance, on observe:

- Une **période dégelée** correspondant à la saison estivale, lorsque le manteau neigeux est absent. Un apport de chaleur important est transmis au sol.
- Une **période de gel**, dont le début coïncide avec un refroidissement des températures de l'air, qui deviennent de plus en plus fréquemment négatives, et un raccourcissement de la durée des jours. Durant cette période, la perte de chaleur du sol est importante. Cette période peut être très courte, comme en témoigne la Fig. 2.4.

- Une **période gelée**, qui peut être séparée en deux périodes. La première correspond à celle où le manteau neigeux est peu important. Le sol peut encore se refroidir considérablement. Les variations de température au sol peuvent être importantes. La deuxième période débute lorsque le manteau neigeux s'épaissit. Le sol n'enregistre alors plus aucune variation à court terme de la température extérieure. La température du sol tend alors vers un équilibre thermique, sans que celui-ci ne soit systématiquement atteint. Si la première partie de l'hiver a été très enneigée, le sol n'a perdu que peu de chaleur. Il se refroidit lentement jusqu'à ce que l'équilibre soit atteint. Au contraire, si la neige était peu abondante en début d'hiver, le sol se réchauffe avant d'atteindre la température d'équilibre. C'est le cas de la courbe présentée sur la Fig. 2.4.
- Une **période de fonte de la neige**, nommée *zero curtain*, entre le moment où la neige est humidifiée jusqu'au sol et la disparition complète du couvert neigeux. La température du sol reste alors invariablement égale à 0°C. Le dégel intervient après le début du zero curtain, voire lorsque le manteau neigeux a complètement disparu. Avant, il y a gel dans le terrain de l'eau de fonte du manteau neigeux. C'est à ce moment-là que se forme la glace de regel dans la couche active (voir par ex. Sawada 2003).

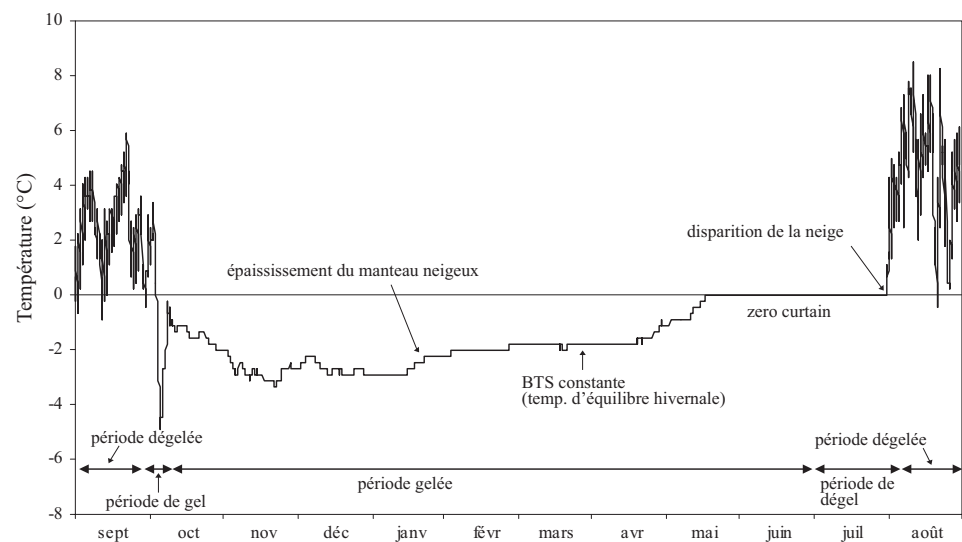


Fig. 2.4. Courbe de température typique enregistrée par un mini-logger sur un terrain sédimentaire contenant du pergélisol (YC-L10, vallon des Yettes Condjâ, cf. chap. 3.3.4).

Le modèle présenté ici peut varier considérablement d'une année à l'autre et d'un emplacement à l'autre. Chacune des phases peut s'allonger, se raccourcir, voir disparaître en fonction des conditions climatiques de l'année. Ainsi, la période de gel présentée sur la Fig. 2.4 est extrêmement réduite, du fait de l'arrivée précoce de la neige. Cette phase peut durer beaucoup plus longtemps, voire ne pas exister du tout dans les cas extrêmes.

En fonction des conditions de formation du manteau neigeux, MAGST peut varier de plus de 2°C d'une année à l'autre (Hoelzle et al. 2003, Delaloye & Monbaron 2003, Delaloye 2004). Il est donc délicat d'utiliser cette variable pour détecter la présence de pergélisol. De même, nous avons vu dans le chapitre précédent que la température instantanée durant la deuxième partie de l'hiver ne pouvait généralement être utilisée pour prédire la présence ou l'absence de pergélisol. Très souvent, seul un monitoring sur plusieurs années et l'analyse qualitative des courbes obtenues permettra de se prononcer sur la probabilité d'occurrence du pergélisol. Des températures de 0°C tout

au long de l'hiver peuvent cependant être interprétées comme indicatrices d'absence de pergélisol. De même, une période prolongée (2-3 mois) de températures stables inférieures à $-2/-3^{\circ}\text{C}$ est très probablement le signe qu'un pergélisol existe en profondeur.

2.1.2.3 Dans le cadre de cette étude

Les capteurs utilisés sont du type UTL-1 (Universal Temperatur Logger, Geotest AG, www.utl.ch; description détaillée par Hoelzle et al. 1999). La précision de mesure est de $\pm 0.25^{\circ}\text{C}$. Dans le cadre de cette étude, une centaine de capteurs ont été utilisés annuellement. Programmés avec un intervalle de mesure de 2 heures, ils ont été placés sur le terrain de façon à ce qu'il ne soient jamais exposés au rayonnement solaire, soit en général à quelques centimètres de profondeur, voire quelques dizaines de centimètres dans les terrains à granulométrie grossière. Dans les éboulis étudiés, les capteurs ont été disposés le plus souvent selon un profil amont-aval, afin saisir au mieux l'hétérogénéité du régime thermique des différents secteurs de la pente. Les caractéristiques topographiques, géomorphologiques et granulométriques ont été relevées pour chaque emplacement. La base de données ainsi constituée est extrêmement lourde. Une première réduction de l'information a été systématiquement effectuée en calculant des moyennes journalières. Dans un deuxième temps, les paramètres essentiels décrivant le régime thermique du sol (MAGST, WEqT, FrezInd, etc.) ont été obtenus grâce à des feuilles de calcul Excel développées par Delaloye (2004) dans le cadre de sa thèse. Notons que la température d'équilibre hivernale (WEqT) est très souvent délicate à déterminer, car, dans bien des cas, l'équilibre thermique n'est tout simplement pas atteint. C'est par exemple le cas lorsque le régime thermique du sol n'est pas uniquement conductif, mais qu'il est perturbé par exemple par un mécanisme de ventilation interne (voir par ex. Delaloye & Lambiel 2005).

2.2 La géoélectrique

2.2.1 Principe de la méthode

La résistivité électrique du terrain dépend de paramètres tels que la nature de la roche, la porosité, la quantité d'eau sous forme liquide, le contenu en glace, la nature de la glace ou encore la température. Ces trois dernières composantes font de la géoélectrique une méthode tout à fait appropriée à la prospection du pergélisol (voir par ex. Haerberli & Vonder Mühl 1996).

Selon ces auteurs, la glace sédimentaire (glace de glacier) peut atteindre une résistivité supérieure à $10\text{ M}\Omega\text{m}$. Delaloye (comm. pers.) a cependant mesuré des résistivités beaucoup plus faibles (rés. app. : $35\text{-}70\text{ k}\Omega\text{m}$, rés. spéc. : $100\text{-}500\text{ k}\Omega\text{m}$, épaisseur : $10\text{-}20\text{ m}$) sur un reste isolé du glacier couvert des Ignes (région d'Arolla), dont l'origine sédimentaire de la glace est vraisemblable. La glace massive, qui correspond le plus souvent à de la glace de congélation (ségrégation, regel) formée au toit du pergélisol ou à l'enfouissement d'un névé ou d'une plaque de glace, possède quant à elle des résistivités de l'ordre de $1\text{-}2\text{ M}\Omega\text{m}$. La résistivité de la roche est, pour sa part, le plus souvent inférieure à $10\text{ k}\Omega\text{m}$. Un sédiment constitué de blocs de tailles diverses soutenus par une matrice sableuse possède une résistivité du même ordre de grandeur, souvent même inférieure à $5\text{ k}\Omega\text{m}$ (Milsom 1996). Dès lors, l'adjonction de glace, quelle qu'en soit l'origine, à un matériau sédimentaire aura souvent pour effet une augmentation de la résistivité du sédiment. Cette augmentation peut toutefois demeurer très faible lorsque la température du terrain est proche de 0°C . En effet, la température du sédiment gelé a également une grande influence sur sa résistivité (Hoekstra & McNeill 1973, Hauck 2001, Hauck & Vonder Mühl 2003, Delaloye 2004). En dessous

du point de fusion, la résistivité augmente de manière exponentielle avec la décroissance des températures (Hauck 2001). Un pergélisol "froid" sera alors plus résistant qu'un pergélisol "tempéré", dont la température est très proche de 0°C. La plupart des résistivités mesurées sur des sédiments gelés se situent entre 5 et 500 kΩm (Haeberli & Vonder Mühl 1996).

Enfin, la porosité du terrain joue également un rôle important dans la résistivité d'une couche (Fisch et al. 1977). Lorsque la proportion de vides est importante, la résistivité du sédiment augmente sensiblement. C'est fréquemment le cas pour la surface d'un glacier rocheux ou d'un éboulis, constituée le plus souvent de blocs sans matrice (structure open-work). Dans un éboulis calcaire, on peut s'attendre à ce que la dissolution karstique réduise considérablement la proportion des fines, augmentant de ce fait la porosité du sédiment et donc sa résistivité.

Ajoutons également que la résistivité électrique que l'on mesure à la fin de l'été dans un corps sédimentaire gelé en permanence, que ce soit un glacier rocheux ou un éboulis, reflète les conditions thermiques et géophysiques des dernières décennies¹. Ce paramètre est donc très peu influencé par les conditions climatiques qui ont régné durant les mois précédents les mesures. Si les mesures BTS reflètent partiellement l'état thermique du sous-sol, nous avons vu par contre que les températures obtenues sont fortement dépendantes de l'historique climatique (enneigement, température de l'air) de l'hiver en cours. En ce sens, les données issues de la géoélectrique correspondent à une échelle de temps nettement plus longue que celles issues de la méthode BTS.

Le principe de la géoélectrique consiste à injecter un courant électrique (I) dans le sol à l'aide d'un générateur de courant continu, d'un ampèremètre et de deux électrodes de courant (A et B). La différence de potentiel (ΔV) qui en résulte est mesurée entre deux autres électrodes (M et N). La résistivité est alors calculée à l'aide de la formule:

$$\rho = k \cdot \Delta V / I$$

où k est un coefficient géométrique qui dépend de la disposition des 4 électrodes. La résistivité obtenue n'est pas la résistivité "vraie" ou "spécifique" du terrain, mais la résistivité dite "apparente", car elle intègre la résistivité de toutes les couches traversées par le courant électrique.

La profondeur d'investigation dépend de la nature du sous-sol. Elle est d'environ $AB/4$ (Milsom 1996), mais peut être nettement moindre dans les terrains très résistants, comme c'est souvent le cas dans un pergélisol.

Différents dispositifs existent. Trois ont été utilisés dans cette étude. Dans chaque cas A, B, M et N sont disposés sur une même ligne, dans l'ordre A-M-N-B.

- Configuration de Wenner: la distance entre chaque électrode est équivalente et est égale à a ($k = 2\pi a$).
- Configuration de Schlumberger: la distance MN est petite par rapport à la distance AB. En général, $MN < AB/5$ ($k = \pi \cdot AM \cdot AN / MN$).
- Configuration de Hummel (ou en T, Meyer de Stadelhofen 1991): A et B sont remplacés à tour de rôle par une cinquième électrode fixe C, placée perpendiculairement au dispositif, à une distance "infinie" (idéalement $OA = \frac{1}{4} AC$) ($k = 2 \cdot \pi \cdot AM \cdot AN / MN$).

¹ La résistivité des couches de sub-surface mesurée en hiver peut par contre augmenter considérablement suite au refroidissement du sol (voir par ex. Delaloye 2004).

Trois techniques sont en général utilisées dans la prospection du pergélisol: le sondage, le traîné et la pseudo-section. Cette dernière n'a été utilisée que sur l'éboulis des Lapires (cf. chap. 3.3.1). Les résultats ayant déjà été présentés par Marescot et al. (2003) et Delaloye (2004), ils ne seront pas repris ici. Cette méthode n'est donc pas présentée.

2.2.2 Le sondage

Le sondage vise à identifier les différents niveaux du terrain à la verticale du centre du dispositif, qui reste fixe. En éloignant à chaque mesure les électrodes A et B, le courant descend toujours plus profondément dans le sous-sol, augmentant ainsi la profondeur de prospection. Lorsque MN devient trop petit par rapport à AB, il est nécessaire d'augmenter la distance entre les deux électrodes de potentiel. Les résistivités apparentes obtenues sont reportées sur un graphique bi-logarithmique. Pour obtenir la résistivité spécifique, il est nécessaire de recourir à un procédé d'inversion, qui consiste à simuler la courbe des résistivités apparentes mesurées en définissant des valeurs d'épaisseur et de résistivité pour chacune des couches identifiées. L'inversion est en général effectuée à l'aide d'un logiciel informatique. Dans la configuration classique d'un pergélisol, la résistivité spécifique du niveau gelé est en général 2 à 5 fois plus élevée que la résistivité apparente de ce même niveau.

Au final, on obtient une coupe du terrain sous le centre du dispositif, avec une épaisseur et une résistivité pour chaque couche (en général 3-4 couches). Dans le cas classique d'un pergélisol en terrain sédimentaire, on a en général:

- Le niveau actif, souvent constitué de deux sous-couches. La première correspond à un niveau de blocs aéré, dont la résistivité peut être très élevée (plus de 100 k Ω m). La deuxième est beaucoup moins résistante (< 5 k Ω m), car les vides sont en général colmatés par des fines.
- Le niveau gelé, dont la résistivité est comprise le plus souvent entre 10 k Ω m et 500 k Ω m. Un niveau plus résistant (glace massive) est parfois présent au sommet du niveau gelé.
- Un niveau sédimentaire non gelé (< 5-10 k Ω m), qui fait parfois office d'aquifère (< 1 k Ω m), ou alors le bedrock (< 10 k Ω m).

L'interprétation d'un sondage nécessite la prise en compte de certaines règles de base, comme par exemple le *principe d'équivalence*, qui veut qu'une couche résistante et peu épaisse a la même influence sur la courbe qu'une couche épaisse et peu résistante. Le bon sens et la confrontation du modèle avec la réalité géomorphologique permet dans bien des cas d'éliminer une des deux options.

L'effet de surpente (*oversteepening effect*) est observé lorsque le contraste entre la première couche conductrice et la deuxième couche très résistante est tel que la pente de la courbe est supérieure à 45 degrés. Une telle pente est impossible à simuler. Ce cas se rencontre fréquemment sur les glaciers couverts.

La présence d'un niveau à blocs très poreux en surface peut complètement masquer la structure du sous-sol. Les résistivités de surface sont telles (jusqu'à 300 k Ω m), que passé ce niveau, les résistivités décroissent sans qu'un éventuel niveau résistant situé en profondeur (pergélisol) ne puisse être détecté.

Ajoutons que les niveaux supérieurs du pergélisol sont en principe les plus froids et ceux dont le contenu en glace de congélation en provenance de la surface est le plus élevé. En conséquence, il y a fréquemment un masquage des niveaux inférieurs. L'épaisseur totale du pergélisol est donc souvent sous-estimée.

Le sondage ayant pour but d'identifier les variations verticales de la résistivité, les valeurs mesurées ne doivent, dans la mesure du possible, pas être influencées par des variations latérales de la résistivité. L'interprétation d'un sondage repose donc sur

l'hypothèse que la subsurface est constituée de couches parallèles et que la résistivité change uniquement avec la profondeur et non pas latéralement. La structure du terrain se doit donc d'être homogène sur la distance AB maximum. Dans la pratique, on se rend compte que de telles conditions sont rarement remplies sur un terrain sédimentaire gelé, les formes prospectées étant souvent plus petites que les 200-300 m que représente AB maximum. On sait par ailleurs que l'épaisseur ou le contenu en glace d'une couche peut varier considérablement sur quelques mètres seulement (Delaloye 2004). Le choix de l'emplacement d'un sondage requiert donc une analyse fine de la géomorphologie et de la topographie du terrain étudié.

Comme dans les terrains prospectés il est très difficile d'éviter les hétérogénéités latérales, il est fortement recommandé d'utiliser la configuration de Hummel, qui permet la mise en évidence des variations latérales de la résistivité. Dans tous les cas, une prise en compte de la géomorphologie est absolument nécessaire lors de l'interprétation du sondage.

Delaloye (2004) a listé et illustré un nombre important de difficultés que l'on peut rencontrer lors de l'interprétation des sondages, notamment celles liées à des hétérogénéités latérales.

Même si une imagerie 2D fournit une interprétation plus sophistiquée de la subsurface (par ex. Kneisel 2004), le sondage vertical 1D possède de nombreux avantages. Le sondage ne fournit pas uniquement des valeurs d'épaisseur et de résistivité. Il offre également une courbe que l'on peut analyser de manière qualitative. La forme des courbes est par exemple très importante pour l'interprétation de pergélisols peu résistants (Vonder Mühl et al. 2000). Les courbes obtenues peuvent alors être comparées à d'autres courbes, obtenues soit sur la même formation sédimentaire, soit sur un autre terrain.

Depuis les travaux de Fisch et al. (1977), la technique du sondage vertical a été abondamment utilisée (par ex. Assier et al. 1996, Evin et al. 1997, Reynard et al. 1999, Ishikawa & Hirakawa 2000, Kneisel 2003, etc.).

2.2.3 Le traîné

Le sondage donne une information sur l'évolution verticale des résistivités. Les changements latéraux peuvent être visualisés grâce à la technique du traîné, de manière quelque peu surprenante très peu utilisée dans la prospection du pergélisol (par ex. Delaloye 2004). La configuration de Wenner est habituellement utilisée. L'écartement des électrodes reste fixe et c'est tout le dispositif qui se déplace sur une ligne. La profondeur de prospection demeure ainsi fixe.

Dans le cadre de la prospection du pergélisol, le but d'un traîné est en général la cartographie d'un corps gelé. Il est donc nécessaire de connaître à quelle profondeur celui-ci se situe. Pour cela, un ou plusieurs sondages sont réalisés au préalable, à la suite de quoi on peut déterminer une profondeur de prospection visée, qui restera la même sur l'ensemble du terrain.

2.2.4 Questions pratiques et mise en oeuvre

L'appareil utilisé pour la prospection géoélectrique dans le cadre de cette étude est un appareil "fait maison", en collaboration avec l'Institut de Géophysique de l'Université de Lausanne (L. Baron). Il est constitué de deux multimètres digitaux, l'un étant utilisé comme ampèremètre et l'autre comme voltmètre (Fig. 2.5). L'ensemble est connecté à la source de courant, constituée de 20 piles de 4.5V (piles de lampe de poche) mises en série et placées dans une mallette en plastique. Chaque mallette peut donc fournir 90V.

Plusieurs mallettes peuvent à leur tour être mises en série. Une puissance de 180V est en général suffisante, excepté dans les cas où la couche de blocs superficielle est extrêmement résistante.

Cet appareillage possède deux avantages importants: le coût et le poids. Ce dernier est d'environ 7 kg, ce qui n'est pas négligeable lorsque les mesures se font sur un terrain éloigné. L'inconvénient réside dans le côté peu pratique de la lecture des valeurs mesurées. Dans le sol, les électrodes M et N s'oxydent de façon différente et sont polarisées. On parle de polarisation spontanée des électrodes (PS). Une différence de potentiel apparaît alors entre M et N, sans qu'aucun courant ne soit injecté. Avant d'effectuer la mesure, il faut donc noter la PS. Le courant peut ensuite être injecté. On relève alors simultanément l'intensité (I) et la différence de potentiel (ΔV), respectivement sur l'ampèremètre et le voltmètre, sachant qu'elles évoluent tant que du courant est injecté. Le ΔV final est obtenu par soustraction de la PS. Dans un résistivimètre classique, la PS est automatiquement déduite du ΔV mesuré.



Fig. 2.5. Appareil utilisé pour la prospection électrique. Ici, 3 mallettes de 90V chacune sont utilisées comme source d'énergie. On distingue au bas de l'image les deux multimètres digitaux. Photo: G. Cheseaux.

Dans un environnement périglaciaire alpin, la surface du terrain est souvent constituée de blocs et de vides (Fig. 2.6). Il est donc illusoire de vouloir utiliser de classiques tiges métalliques comme électrodes. Afin que l'injection de courant soit possible, on utilise des éponges imbibées d'eau salée que l'on coince entre les blocs, en s'assurant que ceux-ci soient en contact avec le terrain sous-jacent.



Fig. 2.6. Aperçu des conditions de mesure lors de la réalisation d'un sondage géoélectrique sur un glacier rocheux dont la surface est exclusivement constituée de gros blocs (glacier rocheux de Tsarmine). Photo: J. Comby.

Nous avons vu qu'un sondage devait, dans la mesure du possible, être réalisé dans un terrain homogène. Dans un éboulis, la structure du sous-sol sera plus homogène horizontalement que longitudinalement (amont-aval), du fait du granoclassement de l'éboulis et de la présence préférentielle de sédiments gelés au bas de la pente (Haeberli

1975). L'idéal est donc de réaliser plusieurs (2-3) sondages horizontalement dans les différentes sections de l'éboulis. En cas de temps limité toutefois, on peut se contenter d'un sondage dans le sens de la pente, avec la condition sine qua non que la configuration de Hummel soit utilisée. On obtient ainsi deux courbes amont et aval, souvent très différentes, qui montrent dans ce cas l'hétérogénéité de la structure de l'éboulis.

Plus de 60 sondages verticaux ont été effectués sur les éboulis étudiés. Dans la plupart des cas, la configuration de Hummel a été utilisée (dans quelques cas restreints, seule la configuration symétrique de Schlumberger a été utilisée). Ajoutons que la réalisation de mesures géoélectriques dans un éboulis pose la question de la sécurité (chutes de blocs) et du déplacement dans des pentes dépassant souvent 35 degrés (Fig. 2.7).



Fig. 2.7. Prospection électrique dans un éboulis (versant ouest du Mont Dolin, Arolla, cf. chap. 3.3.10).

Des distances MN de 1m, 4m, 16m et 40m ont été systématiquement utilisées, produisant ainsi des segments de courbe décalés les uns par rapport aux autres. Avant de procéder à l'inversion de la courbe, il est nécessaire d'ajuster les segments de manière translationnelle.

Le logiciel d'inversion utilisé se nomme IPI2Win (Resistivity Sounding Interpretation, Version 3.0.1.a, Moscow University). Il a l'avantage de permettre des simulations automatiques, semi-automatiques ou entièrement manuelles. Dans tous les cas, il existe plusieurs modèles qui donnent les mêmes résultats (voir par ex. Vonder Mühl 1993). Les valeurs que je propose dans les études de cas sont celles qui me paraissent les plus réalistes.

Ajoutons que j'ai adopté la méthode utilisée par Delaloye (2004) pour la représentation de la résistivité et de l'épaisseur de chaque couche simulée par le modèle, c'est-à-dire le dessin d'une coupe schématique des différents niveaux du sous-sol.

Sur la base du résultat des sondages, un ou plusieurs traînés ont en général été effectués, soit dans le but d'identifier les hétérogénéités latérales de la résistivité, soit dans le but de cartographier les résistivités sur l'ensemble ou une partie du terrain prospecté.

2.3 Le GPS différentiel

Le GPS différentiel a été utilisé dans cette étude avant tout pour les mesures de déplacement effectuées sur les glaciers rocheux. La position précise de points de mesures BTS a dans certains cas également été obtenue grâce à l'utilisation d'un GPS différentiel.

Kääb et al. (2003) offrent une revue complète des informations sur la dynamique des glaciers rocheux que l'on peut obtenir via des mesures de vitesse de surface. Parmi les différentes méthodes existantes, la photogrammétrie représente jusqu'à aujourd'hui une

des meilleures technologies pour suivre les déformations superficielles des glaciers rocheux (par ex. Kääb et al. 1998, Kääb & Vollmer 2000, Roer 2005). Cette méthode n'est cependant utilisable que dans le cas de déplacements importants, étant donné la marge d'erreur du déplacement mesuré (50 cm à plus d'1 m selon l'échelle de la photo). Technologie satellitaire, le D-InSAR (differential Synthetic Aperture Radar interferometry) est un outil de plus en plus fréquemment utilisé, permettant d'obtenir des informations précises sur de vastes surfaces (par ex. Kenyi & Kaufmann 2003, Strozzi et al. 2004, Delaloye et al. 2005). Pour l'instant, cette technique ne fournit cependant que des résultats sur la modification de la topo (2D) dans la ligne de vue du satellite.

La triangulation à l'aide d'un théodolite a été pendant très longtemps la technique "terrestre" la plus fréquemment utilisée (par ex. Francou & Reynaud 1992, Sloan & Dyke 1998, Koning & Smith 1999, Isaksen et al. 2000b, Ikeda et al. 2003). Les développements récents ont cependant permis une utilisation facilitée du GPS de haute précision pour le suivi du mouvement des glaciers rocheux (par ex. Berthling et al. 1998).

2.3.1 Principe de la méthode

Le but des lignes suivantes n'est pas de décrire le fonctionnement du système GPS. Pour une présentation complète du système, le lecteur est invité à consulter par exemple les textes d'Hofmann-Wallenhof et al. (1994) ou d'Eiken et al. (1997), qui proposent un résumé des concepts de base. Plus récemment, Little et al. (2003) ont publié une description des différentes techniques de mesures GPS. Nous retiendrons simplement que le principe du GPS est basé sur la mesure de la distance entre plusieurs satellites du "Global Positioning System" (24 satellites au total) et un récepteur. A cause des perturbations du signal provoquées par la haute atmosphère, un récepteur unique ne permet qu'une précision de quelques mètres. La précision augmente substantiellement avec l'usage d'un second récepteur. On parle alors de GPS différentiel.

Le premier récepteur, appelé station de référence, ou base, est placé sur un point fixe qui est utilisé pour toutes les campagnes de mesure (Fig. 2.8). Il reçoit en permanence les signaux des satellites, calcule sa position GPS et détermine la différence entre cette position et les coordonnées qui lui ont été attribuées par l'utilisateur. Ce procédé est répété chaque seconde. La précision absolue des coordonnées de la base n'est en soit pas fondamentale. L'important est que les mêmes coordonnées soient utilisées à chaque campagne de mesure. On peut aussi bien lui attribuer une coordonnée 0/0 que la coordonnée exacte (à 1 ou 2 centimètres près), déterminée par le GPS lui-même².

Le second récepteur, appelé mobile (ou *rover* en anglais), est placé successivement sur les points dont on veut connaître la position (Fig. 2.8). Différents modes de mesure existent. Le mode RTK (*real-time kinematics*) indique que les deux récepteurs sont dans un état d'observation permanent. La base envoie des valeurs de correction au GPS mobile en temps réel par communication radio. Le mobile connaît donc en permanence sa position relative à la station de référence, avec une précision le plus souvent inférieure à 3 cm, voire à 1 cm. Cette technique permet une acquisition rapide des données.

L'avantage principal du RTK GPS sur les techniques de triangulation (théodolite) est que la visibilité entre les deux récepteurs n'est pas nécessaire. D'une fois que la référence est installée, il n'y a plus besoin de la déplacer. Celle-ci ne peut pas pour autant être positionnée n'importe où. La présence d'une ligne de crête importante entre

² En calculant sa propre position pendant une demi-heure environ, la station de référence obtiendra ses coordonnées avec une précision de quelques centimètres.

les deux récepteurs peut par exemple rendre impossible le contact radio entre les deux GPS. Par ailleurs, l'horizon topographique peut radicalement limiter le nombre de satellites que le mobile peut capter. Tant le nombre (minimum 4) que la disposition des satellites sont importants. L'acquisition n'est dès lors pas toujours possible. Ce problème se rencontre par exemple aux racines des glaciers rocheux, quand celles-ci sont situées directement au pied de hautes parois rocheuses.



Fig. 2.8. A gauche: station de référence, vallon des Yettes Condjà. Photo: R. Monnet. A droite: mesure d'un point à l'aide du récepteur mobile. Photo: R. Delaloye.

2.3.2 Mise en œuvre

Deux personnes sont suffisantes pour effectuer une campagne de mesures. Alors que la sélection et le marquage des blocs à mesurer lors de la première campagne est un travail relativement fastidieux et coûteux en temps, les campagnes de mesure suivantes sont plus rapides. 100 à 150 points peuvent alors être mesurés en une journée. Les étapes essentielles d'une prospection GPS sont décrites dans les lignes suivantes. L'équipement utilisé dans cette étude est le SR 530 de Leica Geosystems.

La station de référence est installée sur un affleurement rocheux, qui est censé ne subir aucun mouvement. Une anomalie dans la position de la station de référence peut être détectée par la mesure de points de contrôle (idéalement 3-5), eux aussi situés sur des affleurements rocheux stables.

Les points à mesurer sur le terrain en mouvement sont généralement marqués sur des blocs à l'aide d'un burin et d'un marteau et mis en évidence par une marque de peinture (Fig. 2.9). Pour éviter de mesurer un mouvement individuel du bloc à la place du mouvement général du terrain, on choisit préférentiellement de gros blocs enfouis profondément dans le sol.



Fig. 2.9. Marquage d'un bloc. Photo: R. Monnet.

Le récepteur mobile est fixé au sommet d'une canne de 2 m de hauteur. Malgré l'utilisation d'un niveau à bulle qui permet un positionnement vertical parfait, une erreur dans la coordonnée horizontale jusqu'à 1 cm est possible à cause du positionnement du GPS. La mesure de la position est effectuée durant une dizaine de secondes afin d'augmenter la précision de la mesure. La moyenne de toutes les mesures effectuées durant ce laps de temps est calculée par l'appareil. L'écart-type du positionnement est en général inférieur à 1 cm dans la composante horizontale (x,y) et inférieur à 2 cm dans la composante verticale (z). Cette erreur est comparable à la précision de mesure du GPS quand il effectue la mesure. L'addition de toutes les erreurs donne une imprécision de 3 cm environ. L'expérience montre toutefois que l'erreur est souvent inférieure à 1 cm pour la composante horizontale et inférieure à 2 cm pour la composante verticale pour les points de contrôle (Lambiel & Delaloye 2004).

2.3.3 Contribution du RTK GPS

La contribution du RTK GPS est présentée de manière détaillée par Lambiel & Delaloye (2004). Pour résumer, la contribution basique du RTK GPS est la détermination de mouvements de surface en comparant les positions des points entre deux campagnes de mesure. Le mouvement total contient une composante horizontale et une composante verticale. La première correspond à une modification des coordonnées x/y. Elle contient non seulement le déplacement durant l'intervalle de temps mais également la direction du déplacement. La deuxième composante correspond à un changement d'altitude, en grande partie lié au mouvement horizontal du bloc. En effet, le simple déplacement en direction de l'aval va entraîner une perte d'altitude, qui sera d'autant plus grande que la déclivité du terrain est importante. Le changement d'altitude peut également être lié à d'autres paramètres comme le flux compressif ou extensif ainsi que l'agradation ou la fonte de glace massive (Haeberli & Vonder Mühl 1996, Käb et al. 1997). L'interprétation du changement vertical observé peut alors être difficile.

Plus de deux campagnes de mesures permettent d'observer l'évolution temporelle des mouvements de surface. Les changements observés dépendant de la magnitude des mouvements eux-mêmes, il est recommandé de les représenter en taux de changement par rapport au déplacement initial. Il peut cependant être problématique de représenter de cette manière les mouvements de faible amplitude. Par exemple, une vitesse qui passe de 1cm/année à 20cm/année produit une augmentation de 1900%! La représentation des variations de vitesses s'en trouve faussée. Un seuil doit donc être fixé, arbitrairement à 5 cm/année. En dessous de ce seuil, les variations doivent être représentées en valeurs absolues.

2.4 Autres méthodes

En plus des quatre principales méthodes présentées ci-dessus, ce travail de thèse s'est appuyé sur des données provenant de forages (2.4.1) et sur des données de température de l'air (2.4.2). La plupart d'entre elles ont été enregistrées par des stations de mesure automatique "MADD", de la maison Etrelec (Renens).

2.4.1 Forages

Le pergélisol se définissant thermiquement, le meilleur moyen d'en attester sa présence est de mesurer la température du terrain en profondeur, à l'intérieur d'un forage. Le coût élevé d'un tel ouvrage en limite cependant fortement le nombre. En Suisse, on compte à l'heure actuelle une quarantaine de forages dans des terrains concernés par le pergélisol

(Vonder Mühl et al. 2004). Un forage n'est pas utilisé uniquement pour la prospection du pergélisol, mais pour mesurer d'autres paramètres, comme la densité des matériaux gelés ou les déplacements à différentes profondeurs (Haerberli et al. 1998, Arenson et al. 2002). Si le forage est carotté, une analyse de la stratigraphie du sous-sol pourra être effectuée. Cependant, les deux raisons principales pour lesquelles on envisage de faire un forage sont:

1. l'étude du régime thermique du pergélisol
2. le suivi à long terme de l'évolution des températures

Les données de quatre forages ont été utilisées dans cette étude:

- Forage des Lapires, situé à 2500 m d'altitude, dans l'éboulis du même nom, effectué en 1998 (cf. 3.3.1.2 et 4.1.1.2);
- Forage des Gentianes, situé à 2890 m d'altitude, dans la moraine de poussée du glacier de Tortin, effectué en novembre 2002 (cf. 4.2.2);
- Les deux forages de l'éboulis froid de Dreveneuse, à 1600 m d'altitude, effectués en novembre 2004 (cf. 3.2.1).

Un cinquième forage a été effectué en août 2004 sous le sommet de la Pointe du Tsaté (Val d'Hérens, 608'400/106'500), à 3040 m d'altitude, dans du rocher. Les premières données, non exploitées dans cette étude, témoignent de la présence d'un pergélisol tempéré, fortement influencé par le flux de chaleur conductif en provenance d'une paroi nord située une quinzaine de mètres au nord du forage.

2.4.2 Température de l'air

Des données sur la température de l'air sont indispensables pour l'interprétation des courbes de température enregistrées par les mini-loggers (cf. chap 2.1.2). L'essentiel des données utilisées pour les sites d'altitude provient de la station de mesure des Lapires³ (Val de Nendaz, cf. chap. 3.3.1). Le capteur est fixé à environ 2 m du sol, sur un pylône (P10) à 2500 m d'altitude, dans un vaste éboulis orienté au NNE.

Quelques lacunes existent dans les données. C'est notamment le cas depuis la mi-juin 2004. Pour combler ces lacunes, les valeurs ont été calculées par régression linéaire à partir des températures enregistrées à l'alpage de Mille (2400 m), situé une dizaine de kilomètres au sud-ouest des Lapires (données transmises par R. Delaloye). Le coefficient de corrélation R² entre les deux séries de données étant égal à 0.98, cette démarche n'en est que plus justifiée.

Les températures au sol et en profondeur enregistrées sur l'éboulis de Dreveneuse, à 1500 m d'altitude, ont pour leur part été comparées aux températures de l'air mesurées au Creux du Van, à 1200 m d'altitude, dans le Jura (données également transmises par R. Delaloye).

³ L'équipement est propriété de l'Université de Fribourg.

Distribution et microclimatologie
du pergélisol dans les éboulis

3 Distribution et microclimatologie du pergélisol dans les éboulis

3.1 Introduction et problématique

Cette introduction dresse la problématique relative à l'étude de la distribution du pergélisol dans les éboulis et aux facteurs contrôlant cette distribution. Après la présentation de quelques brèves notions théoriques sur les éboulis (3.1.1), l'état des connaissances acquises jusqu'à ce jour sur la répartition du pergélisol dans les éboulis est exposé (3.1.2). De nombreuses études ayant porté sur les éboulis de basse altitude, une partie importante de cette introduction s'attache à présenter les connaissances acquises à ce jour dans ces terrains particuliers (3.1.3). L'accent est mis notamment sur le fonctionnement du mécanisme de ventilation responsable de l'anomalie thermique négative que l'on trouve régulièrement dans la partie inférieure de ces accumulations sédimentaires. Le chapitre suivant s'intéresse à la ventilation à haute altitude, c'est-à-dire dans les éboulis et les glaciers rocheux de la zone périglaciaire alpine (3.1.4). Enfin, les objectifs de cette étude sont présentés dans le chapitre 3.1.5.

3.1.1 Eboulis: quelques notions

Francou et Héty (1989) définissent l'éboulis comme une "formation détritique mise en place progressivement sur un versant par suite du détachement successif de fragments rocheux d'une paroi rocheuse ou de toute pente inclinée à plus de 40-45 degrés". Un simple coup d'œil à une carte topographique permet de constater que l'éboulis constitue une des formes de dépôt les plus répandues de la zone périglaciaire alpine. En particulier, les éboulis occupent une surface plus importante que les glaciers rocheux.

Francou et Héty (1989) distinguent de nombreux types d'éboulis. Nous retiendrons les trois catégories suivantes:

- *Eboulis de gravité*
Ils se distinguent par un profil en long régulier, souvent concave et un granoclassement longitudinal net. Ces éboulis sont mis en place sous l'action dominante du mécanisme de chute, ou de "gravité pure".
- *Eboulis soliflués*
Il s'agit d'éboulis remaniés par la solifluction, qui elle-même se définit par le lent mouvement vers l'aval de sol saturé en eau (voir par ex. Summerfield 1991)¹.
- *Eboulis fluants*
Ces éboulis sont marqués par une succession de bourrelets, parfois arqués, de taille métrique. La pente est raide, souvent convexe. Le granoclassement tend à être oblitéré par le fluage. Les bourrelets sont de plus en plus marqués au pied et se poursuivent très souvent par un "bourrelet de fluage" ou un glacier rocheux. Le

¹ Souvent associée à la solifluction, la "gélifluction" reste mal définie. Tantôt ce terme désigne la solifluction qui s'opère sur un sol gelé (pergélisol) (voir par ex. Summerfield 1991), tantôt il désigne un processus qui, associé au "frost creep", donne lieu à de la solifluction (voir par ex. French 1996). Du fait de l'absence de clarté dans la distinction solifluction-gélifluction, j'utiliserai dans la suite de ce travail exclusivement le terme "solifluction", bien que la morphologie de certaines loupes observées s'éloigne parfois considérablement des authentiques loupes de solifluction que l'on peut observer dans les versants végétalisés.

mouvement est attribué principalement au fluage de la glace présente dans le matériel sédimentaire.

A ces trois catégories, il faut ajouter l'*éboulis stratifié*, auquel il sera fait référence dans quelques cas d'étude. Il s'agit d'éboulis dont le matériel présente, en coupe, une nette stratification, c'est-à-dire une alternance plus ou moins régulière de couches de caractères sédimentologiques bien distincts.

La vingtaine d'éboulis étudiés dans le cadre de cette thèse se classe grossièrement dans les trois catégories sus-mentionnées. Le terme éboulis est donc utilisé dans un sens relativement large. Outre ces trois catégories d'éboulis, il sera également question, dans certains cas, de versants complexes, associant éboulis de gravité, éboulis fluants, solifluction, ou encore protalus ramparts.

3.1.2 Le pergélisol dans les éboulis

Francou (1988), dans sa thèse intitulée "L'éboulisation en haute montagne", s'étend largement sur la question du fluage des talus d'éboulis. Passant en revue la littérature existante sur le sujet, cet auteur aborde les questions des conditions générales de développement actuel et passé des éboulis fluants et des glaciers rocheux, des conditions de formation de la glace ou encore de la formation des protalus ramparts. Cependant, ses considérations demeurent avant tout théoriques. Le terme "éboulis fluant" est par ailleurs souvent utilisé pour désigner les glaciers rocheux prenant naissance dans les éboulis. La question de la présence et encore moins de la répartition de la glace dans les éboulis au sens strict n'est ainsi pas vraiment abordée. Dans la même étude, Francou mentionne finalement que "*les travaux récents ont malheureusement rarement porté sur les éboulis qui forment la zone radicale des glaciers rocheux*". Une quinzaine d'années plus tard, force est de constater que les connaissances relatives à la répartition du pergélisol dans les éboulis de la zone périglaciaire alpine n'ont que peu progressé.

Haerberli (1975) est un des rares auteurs à s'y être intéressé. Dans le cadre de sa thèse, il étudie la distribution du pergélisol dans la région du Col de la Flüela et du Piz Grialetsch (Grisons), et concentre une partie de ses recherches sur l'éboulis du col de la Flüela (exposition nord-est, base à 2380 m d'altitude). De la glace y est observée à l'intérieur d'une excavation. L'extension spatiale du pergélisol est estimée à l'aide de mesures de sismique-réfraction. Les résultats montrent que le sous-sol est gelé sur les 100 mètres inférieurs de la pente, avec un épaissement du niveau actif, qui passe de 4 mètres d'épaisseur au pied de l'éboulis à une dizaine de mètres à l'amont. Des profils de température et des excavations de terrain montrent que le pergélisol est absent de la partie supérieure de la pente.

Un quart de siècle plus tard, Lerjen (2001) et Lerjen et al. (2003) reprennent l'étude de cet éboulis en tentant d'identifier les facteurs contrôlant la répartition du pergélisol dans l'accumulation sédimentaire. S'ils concluent que la redistribution de la neige par le vent et les avalanches joue un rôle important dans la configuration des zones gelées, ils admettent toutefois que la présence tardive de la neige lors de la période de fonte en certaines portions de l'éboulis n'est pas un bon indicateur de la présence de pergélisol. Selon ces auteurs, la rugosité et d'autres propriétés doivent avoir une influence décisive sur la distribution du pergélisol dans l'éboulis.

Le régime thermique de l'éboulis de la Flüela est étudié par Luetschg et al. (2004), via deux forages effectués dans les parties aval et amont de l'éboulis, ainsi qu'un profil de capteurs de température disposés à la surface de l'éboulis sur un transect amont-aval. Les auteurs effectuent une simulation des températures du sol à l'aide du modèle

SNOWPACK². Ils observent que les températures hivernales mesurées au bas de la pente sont plus froides que les températures simulées par le modèle. De même, le modèle peine à simuler les températures nulles mesurées sur le haut de la pente. A nouveau, la redistribution de la neige par le vent et les avalanches est proposée comme étant un des facteurs principaux expliquant les importantes variations thermiques entre l'amont et l'aval de l'éboulis.

Nous retiendrons des différentes études menées sur l'éboulis de la Flüela que seule la partie inférieure de l'accumulation sédimentaire contient du pergélisol. Si la redistribution de la neige par les avalanches semble jouer un rôle certain dans la répartition des zones gelées, les mesures et simulations effectuées ne proposent cependant pas une explication totalement satisfaisante à la distribution particulière du pergélisol observée.

Dans l'éboulis des Lapires (cf. chap. 3.3.1), étudié conjointement par les Instituts de Géographie des Universités de Lausanne et de Fribourg, une distribution hétérogène du pergélisol a rapidement été détectée (Reynard et al. 1999, Delaloye et al. 2001). L'état de gel permanent dans certaines portions du bas de la pente a également été attribué dans un premier temps à la redistribution de la neige par les avalanches, mais également à des facteurs comme la granulométrie ou la déclivité de l'éboulis. Par la suite cependant, de nouvelles mesures et de nouvelles interprétations des données existantes ont montré que des circulations d'air complexes au sein de l'éboulis sont peut-être la source principale de l'hétérogénéité de la répartition des zones gelées dans la pente (Delaloye 2004, Delaloye & Lambiel 2005).

Enfin, des mesures BTS effectuées sur un éboulis des *Tatra Mountains* en Pologne (altitude de 1900 m, exposition nord, MAAT estimée: -2°C) par Moscicki & Kedzia (2001) dévoilent des températures jusqu'à 10°C plus froides dans le bas de la pente que dans le haut. Un sondage géoélectrique effectué dans le bas de l'éboulis montre la présence d'un niveau résistant interprété comme un pergélisol.

Ces différentes études, si peu nombreuses soient-elles, tendent à montrer que le pergélisol occupe la partie inférieure des éboulis. Cette conception est d'ailleurs communément admise depuis les travaux d'Haerberli (1975), sans que cela ait réellement été vérifié dans d'autres sites par d'autres chercheurs. Il n'est donc pas exagéré d'affirmer que la répartition du pergélisol dans les éboulis de la zone périglaciaire alpine est encore très mal connue.

Du fait de leur déclivité, les éboulis sont parfois le lieu de différentes études autres que la prospection même du pergélisol. C'est par exemple le cas des éboulis de Muot da Barba Peider (Pontresina, Grisons) et du Mont Dolin (Arolla, Valais), qui font l'objet depuis plusieurs années de différents projets de recherche menés à l'Institut fédéral pour l'étude de la neige et des avalanches de Davos (SLF). Phillips (2000) et Phillips et al. (2003) se sont intéressés à l'influence de paravalanches sur le régime thermique du sol dans ces deux éboulis. A Muot da Barba Peider, Rist & Phillips (2005) ont étudié les relations entre les processus hydrologiques et thermiques dans le niveau actif de l'éboulis. La présence de pergélisol dans ces deux éboulis est attestée par les forages. Aucune étude de la répartition du pergélisol n'y a par contre été effectuée.

² Modèle développé à l'Institut fédéral pour l'étude de la neige et des avalanches de Davos, qui permet la simulation des processus d'interaction entre l'atmosphère, la neige et le sol (voir Lehning et al. 1999).

3.1.3 Les éboulis froids de basse altitude

De manière quelque peu surprenante, les études visant à déceler l'éventuelle présence de pergélisol et, le cas échéant, à déterminer sa distribution ont été plus nombreuses dans les éboulis de basse altitude, situés plusieurs centaines de mètres en dessous de la limite régionale du pergélisol discontinu.

3.1.3.1 *Des observations courantes*

Les observations portant sur l'existence d'éboulis de basse altitude dénotant de températures particulièrement froides à leur base ne manquent pas. Ces terrains particuliers sont connus sous le nom d'"éboulis froids", "*unterkühlte Schutthalden*" ou encore "*cold scree (talus) slopes*". Les premiers chercheurs à s'y intéresser ont été avant tout les botanistes, qui cherchaient à comprendre les raisons du développement anormal de la végétation au bas de certaines formations sédimentaires détritiques (par ex. Baechler 1930, Richard 1961, Furrer 1970/71, Bertinelli et al. 1993, Mösel & Wunder 1999). La présence d'une faune particulière associées à ces terrains froids a également interpellé les zoologistes (par ex. Ruzicka 1999). La présence de glace plus ou moins tardive en été dans la partie inférieure des éboulis a tantôt été supposée au vu des températures mesurées au sol (par ex. Molenda 1999), tantôt attestée par des observations directes (par ex. Descroix 2001).

3.1.3.2 *Présence de pergélisol ?*

La présence de glace, ou du moins de conditions thermiques très froides dans des éboulis situés souvent mille mètres en dessous de la limite inférieure du pergélisol discontinu, a naturellement éveillé l'intérêt de certains chercheurs de "la communauté permafrost". Ainsi, Kneisel et al. (2000) attestèrent la présence de pergélisol dans un ébouli froid du Val Bever (Haute Engadine), à 1800 m d'altitude, via une prospection électrique du sous-sol (voir également Kneisel 2003a et Kneisel & Hauck 2003). Des mesures de sismique-réfraction et de géoélectrique permirent également de conclure à la présence de sédiments gelés dans des éboulis froids situés en Tchéquie (Gude et al. 2003). Dans l'ébouli du Creux du Van (Jura), une prospection électrique et thermique permis de préciser l'extension d'un pergélisol enfoui dans la partie intermédiaire et basse du corps sédimentaire (Delaloye & Reynard 2001, Delaloye et al. 2003a, Marescot et al. 2003, Delaloye 2004). Enfin, Sawada (2003) et Sawada et al. (2003) mirent eux aussi en évidence la présence de pergélisol dans un ébouli situé en zone de forêt au Japon, où la MAAT est d'environ +1.5°C.

3.1.3.3 *Effet de cheminée*

De nombreux auteurs se sont intéressés aux mécanismes responsables de l'anomalie thermique négative enregistrée au bas de ces éboulis. Selon Lambert (1967), Molenda (1996), Wakonnig (1996) ou encore Ruzicka (1999), la localisation des éboulis froids ne dépendrait pas d'un éventuel déficit d'ensoleillement, comme avancé récemment par certains auteurs (par ex. Kneisel et al. 2000, Rist et al. 2003), mais plutôt d'une circulation d'air ascendante, ou *effet de cheminée*, qui fonctionnerait au sein des éboulis. Selon Wakonnig (1996) ou Heggem et al. (2005), l'air chaud contenu dans l'ébouli en hiver tendrait à être déplacé par l'air froid, plus dense, qui pénètre dans le bas de la pente, ce qui provoquerait un sur-refroidissement du bas de l'ébouli.

Une partie de la thèse de Delaloye (2004) s'attèle à décrire au mieux le fonctionnement du système de ventilation responsable de la distribution azonale du pergélisol dans les

éboulis froids de basse altitude. Le site de référence utilisé est l'éboulis du Creux du Van, dans le Jura suisse (altitude: 1200 m). S'il adhère pleinement à la théorie de l'effet de cheminée pour expliquer l'anomalie thermique négative de la partie inférieure de l'éboulis, Delaloye tient à souligner que le facteur principal initiant le mécanisme de ventilation est "la mise en mouvement ascendante d'air interne relativement chaud durant l'hiver, mouvement qui provoque l'aspiration d'air froid à l'intérieur de la partie basse de l'éboulis". C'est cette approche que nous retiendrons.

Le **mécanisme de ventilation** mis en évidence dans les éboulis froids est résumé de la manière suivante par Delaloye (2004) et Delaloye & Lambiel (2005):

- La ventilation interne est un mécanisme réversible où tant l'intensité que la direction du courant d'air dépendent en premier lieu du contraste de température entre l'air extérieur et l'éboulis.
- En hiver, l'air à l'intérieur de l'éboulis est plus chaud que l'air extérieur. Plus léger, il monte dans la pente et est expulsé dans les parties hautes de l'éboulis. Ce mécanisme crée une dépression d'air au bas de la pente, ce qui provoque une aspiration d'air froid dans la partie inférieure de l'éboulis. Ce processus est le plus efficace durant les périodes très froides et semble être capable de refroidir rapidement le sol jusqu'à plusieurs mètres de profondeur. Un réservoir de froid considérable est ainsi créé dans l'éboulis.
- Ce mécanisme, certes atténué, s'opère même dans le cas où la couverture neigeuse atteint 2 à 3 mètres d'épaisseur.
- Une libération gravitaire d'air froid et dense se produit à la base de l'éboulis lorsque l'air extérieur est plus chaud que l'air intérieur. Le sol est refroidi durant l'été dans la partie inférieure de l'éboulis, ce qui empêche la végétation de se développer normalement.
- Le mécanisme de ventilation cause une anomalie thermique négative dans la partie inférieure de la pente qui peut atteindre 3 à 7°C en comparaison avec l'air environnant (Wakonnig 1996, Gude et al. 2003, Delaloye et al. 2003a). Une anomalie thermique positive est générée dans la partie supérieure de l'éboulis.
- Le processus de ventilation, qui induit un refroidissement saisonnier ou annuel de la partie inférieure de l'éboulis, est caractéristique d'un nombre important d'accumulations gravitaires, peu importe leur orientation et leur dimension. La distance séparant les secteurs d'évacuation d'air amont et aval peut aller de moins de 10 m à plus de 100 m.

3.1.3.4 Indices de fonctionnement d'un système de ventilation

Toujours selon Delaloye (2004) et Delaloye & Lambiel (2005), un système de ventilation peut être identifié **de manière visuelle** en hiver et en été selon les indices suivants:

En hiver:

- L'évacuation d'air "chaud" dans la partie amont de l'éboulis cause la fonte basale de la couverture neigeuse. Un lent affaissement du manteau neigeux produit alors des formes de cuvettes en surface.
- Lorsque la fusion est bien avancée, des cheminées (funnels) peuvent apparaître, dégageant la surface de l'éboulis.
- Au printemps, les zones d'évacuation sont les premières à être libres de neige. On parle de fenêtres de fonte précoce.

En été:

- A l'étage forestier, le nanisme de la couche arbustive (épicéas, pins à crochet, bouleaux, etc.) et la présence d'une végétation hygrophile parsemée d'espèces alpines est la conséquence de conditions de vie difficiles (sol trop sec ou/et trop

froid). Leur présence au bas d'un éboulis est indicatrice de l'existence d'un sol ayant une anomalie thermique négative.

- Le sur-refroidissement hivernal facilite le gel de l'eau de fonte du manteau neigeux à la surface ou peu en dessous de la surface du sol (par ex. Sawada 2003). Des névés gelés à leur base peuvent être l'indice d'un tel processus. En été, la décharge d'air froid favorise la présence de glace à la surface du sol, sous les mousses ou encore dans les cavités.
- Lors des journées chaudes, un fort courant expulsif peut être ressenti au sortir des cavités de la base de l'éboulis.

Du point de vue thermique, les phénomènes suivants peuvent également être constatés (Delaloye 2004, Delaloye & Lambiel 2005):

- La température moyenne annuelle du sol (MAGST) est clairement plus froide dans la partie inférieure de l'éboulis que dans sa partie supérieure.
- En hiver, l'évacuation d'air dans le haut de l'éboulis empêche le sol de geler. Dans les secteurs d'évacuation, la température du sol est même très souvent positive. Elle a tendance à se réchauffer lorsque la température de l'air diminue.
- Au même moment, de l'air froid est aspiré au bas de la pente. Un refroidissement marqué s'opère alors à cet endroit. Ce mécanisme se produit même en présence d'un manteau neigeux épais (du fait de sa porosité).
- On peut passer en une vingtaine de mètres de températures du sol positives dans le haut de l'éboulis à des températures inférieures à -10°C dans le bas de la pente.
- En été, la température à la base de l'éboulis demeure nettement inférieure à celle de l'air environnant. On peut ainsi mesurer des températures au sol de l'ordre de 0°C lorsque la température de l'air dépasse 25°C (Descroix 2001). Le contraste est saisissant lors des fortes chaleurs estivales.

3.1.4 Ventilation à haute altitude ?

Jusqu'à récemment, la circulation d'air dans les formations sédimentaires de haute altitude n'avait été envisagée qu'au sein de la couche active. L'effet Balch ("Balch effect", Balch 1900) est à la base de nombreuses théories expliquant les échanges thermiques entre l'atmosphère et la couche active. Il est basé sur l'idée d'un simple remplacement d'air chaud par de l'air froid plus dense au sein d'une couche de blocs (convection).

En l'absence de neige, Harris & Pedersen (1998) suggèrent des échanges verticaux continus entre la couche active et l'atmosphère. Selon ces auteurs, un effet de cheminée n'est pas possible dans des formations à blocs en l'absence d'un manteau neigeux continu. Bernhard et al. (1998) observent que durant l'hiver, l'air s'échappe de la couche active sur les rides du glacier rocheux de Murtèl via des cheminées à travers la couche de neige (funnels). Ils attribuent ce mouvement au déplacement gravitaire d'air froid qui pénètre dans d'autres ouvertures situées dans les sillons et qui pousse l'air chaud à sortir, comme l'envisageait par exemple Wakonnig (1996) dans les éboulis.

Hanson & Hoelzle (2004) observent qu'à quelques rares occasions, de l'air s'évacue de la couche active du glacier rocheux de Murtèl lorsque la température atmosphérique diminue. Ils en concluent que l'effet de cheminée ne fonctionne que difficilement.

Enfin, Mittaz et al. (2000) soulignent que le surplus ou le manque d'énergie dans les résultats obtenus par le modèle PERMEBAL sont dus aux flux énergétiques latéraux (advection) au sein de la couche active, qui n'ont pu être mesurés.

En résumé, les circulations d'air retiennent l'attention de nombreuses études. Cependant, lorsque le terme "effet de cheminée" est utilisé, il l'est plus ou moins implicitement dans le sens "circulation d'air au sein de la couche active". Sur la base de mesures de température, Vonder Mühl et al. (2003) suspectent néanmoins que de l'air (et de l'eau)

peut circuler en profondeur dans le glacier rocheux de Murtèl. C'est peut-être la première fois que des circulations d'air profondes dans des terrains sédimentaires situés à l'intérieur de la ceinture du pergélisol discontinu sont envisagées.

En fait, la question est véritablement abordée par Delaloye (2004). Il montre, à l'aide de mesures thermiques de surface (BTS et mesures en continu) qu'une ventilation ascendante profonde en hiver est probablement active au sein d'un glacier rocheux inactif à l'alpage de Mille (Val de Bagnes). Comme nous l'avons déjà vu, cela semble aussi être le cas dans l'éboulis des Lapires, où tant les données issues d'un forage que les données thermiques de surface tendent à prouver l'existence d'un véritable système de ventilation dans certaines portions de l'éboulis (Delaloye & Lambiel 2005).

3.1.5 Objectifs principaux

L'objectif majeur de ce chapitre est l'étude de la distribution du pergélisol dans les éboulis de haute altitude. L'identification d'un éventuel système de ventilation au sein des éboulis étudiés sera tentée systématiquement. Avant de s'y atteler, le fonctionnement du système à basse altitude devra être précisé.

Quatre **objectifs** principaux peuvent être définis:

1) Distribution du pergélisol dans les éboulis de haute altitude

Il s'agit de l'objectif majeur de cette thèse. Les éboulis constituent, en terme de surface, la forme dominante de la zone périglaciaire alpine. On peut supposer que des portions relativement importantes de ces éboulis sont concernées par le pergélisol. Quelles sont les caractéristiques thermiques et électriques du pergélisol contenu dans ces formations sédimentaires ? Comment le pergélisol s'y distribue-t-il ? Y a-t-il une logique spatiale à cette distribution ? Les nombreuses études de cas présentées vont tâcher d'y répondre.

2) Facteurs contrôlant la distribution du pergélisol

La distribution du pergélisol répond à un bilan d'énergie à la surface du sol (cf. chap. 1.3.2). La température moyenne annuelle de l'air, le rayonnement solaire, la durée et l'épaisseur du manteau neigeux ou encore les caractéristiques de la surface du terrain sont autant de facteurs contrôlant la présence ou l'absence de pergélisol. Dans le cas des éboulis, la redistribution de la neige par les avalanches joue un rôle important dans le bilan énergétique final du sol (Lerjen et al. 2003). Pour des questions méthodologiques notamment³, ce paramètre ne sera pas analysé en détail. Par contre, on sait que la ventilation interne fonctionne à basse altitude. Qu'en est-il à l'intérieur de la ceinture du pergélisol discontinu ? Le second objectif de ce travail va consister en la vérification du fonctionnement éventuel de la ventilation interne, en particulier l'effet de cheminée hivernal, dans chaque éboulis étudié et d'évaluer son importance dans l'explication de la répartition du pergélisol observée.

3) Précision du fonctionnement du système de ventilation

Supposant que la ventilation interne soit un facteur important dans l'explication de la répartition du pergélisol, que sait-on du mécanisme à basse altitude, où il a été traditionnellement étudié ? Jusqu'à maintenant, les descriptions des systèmes de ventilation se sont basées sur des mesures thermiques de surface ainsi que sur des

³ Le suivi systématique de la redistribution de la neige par les avalanches nécessite de nombreuses visites de terrain en hiver et au printemps et/ou l'équipement des sites avec des caméras automatiques, à l'instar de l'étude effectuée par Lerjen et al. (2003). Etant donné la lourde charge représentée par les travaux de terrain visant à remplir l'objectif n°1 (détermination de la répartition du pergélisol), il n'a pas été possible de s'investir plus à fond dans l'étude des avalanches se déclenchant sur les différents éboulis prospectés.

mesures géophysiques. Qu'en est-il de l'état et du régime thermique d'un éboulis froid en profondeur ? Comment s'opèrent les échanges d'air entre les parties amont et aval ?

4) *Présence de pergélisol dans les éboulis froids de basse altitude ?*

Dans les cas où un mécanisme de ventilation interne a été identifié, est-ce qu'un pergélisol y est pour autant présent ? La réponse à cette question, ainsi qu'à celles posées au point 3, passera par l'étude de quatre éboulis de basse altitude.

La suite de ce chapitre se subdivise en deux parties. La première (3.2) traite des éboulis froids de basse altitude. Elle vise notamment à préciser le mécanisme de ventilation via quatre études de cas. La deuxième partie (3.3) constitue le corps de ce travail de thèse. La distribution du pergélisol et ses facteurs de contrôle y sont étudiés à travers une quinzaine d'études de cas. Chacune de ces deux sections est ponctuée d'une synthèse des principaux enseignements à retenir.

3.2 Eboulis froids de basse altitude

Quatre éboulis ont fait l'objet de mesures (cf. Fig 1.1). L'éboulis de Dreveneuse, sur lequel deux forages ont été réalisés, permettra de préciser le mécanisme de ventilation (Chap. 3.2.1). La vérification du fonctionnement du système sera effectuée sur le complexe éboulis - glacier rocheux fossile du Gros Chadoua (Préalpes fribourgeoises, Chap. 3.2.2), sur l'éboulis du Mont d'Or - le Larzey (Préalpes vaudoises, Chap. 3.2.3) et sur l'éboulis de Van d'en Haut (Valais, Chap. 3.2.4). Des observations témoignant d'un effet de cheminée dans d'autres éboulis seront également présentées (Chap. 3.2.5). Enfin, une synthèse conclura ce chapitre (3.2.6).

3.2.1 Eboulis de Dreveneuse

3.2.1.1 *Description du site et observations*

Située dans le Chablais valaisan, 5 km à l'ouest de Monthey, la combe de Dreveneuse (557'800/124'000, Fig. 3.1) dessine un fer à cheval allongé en direction du nord. Le cirque culmine à la Point de Bellevue (2042 m) et se termine vers 1300 m d'altitude, où il débouche sur le versant escarpé de la rive gauche du Rhône. La combe est taillée dans les calcaires du Malm (nappe des Préalpes médianes rigides). Des dépôts morainiques tardiglaciaires sont présents notamment sous la forme de bastions dans la partie amont de la combe, où se trouvent également plusieurs glaciers rocheux fossiles. Aujourd'hui c'est l'activité gravitaire qui domine. Le vallon est entièrement frangé d'éboulis. La présence systématique de secteurs déneigés dans le haut des pentes (fenêtres de fonte en début d'hiver et au printemps, cheminées de fonte au cœur de l'hiver) montre que la plupart de ces éboulis sont sujets à une ventilation ascendante (Fig. 3.2).

Jusqu'à aujourd'hui, trois secteurs ont fait l'objet de mesures en collaboration avec l'Institut de Géographie de l'Université de Fribourg. Le premier est un petit éboulis situé hors de la combe de Dreveneuse, dans le vallon de Draversa (557'250/124'900), caractérisé par une clairière d'épicéas nains dans sa partie inférieure (Fig. 3.3, à gauche). Le deuxième correspond à un grand voile d'éboulis, prolongé à l'aval par un glacier rocheux fossile (Fig. 3.3, à droite). Ce second site fait actuellement l'objet d'un travail de diplôme à l'université de Fribourg (Dorthe & Morard, à paraître). L'étude présentée ici se concentre sur le 3^{ème} site étudié, décrit ci-après.

Ce site, déjà décrit par Delaloye (2004), correspond à un des premiers éboulis que l'on trouve à l'entrée du vallon (rive gauche, 557'650/124'800, Fig. 3.1). Orienté à l'est, l'accumulation est comprise entre 1550 m et 1650 m. La moitié supérieure de l'éboulis est dépourvue de végétation (Fig. 3.4). Un tapis de mousse continu recouvre la moitié inférieure de la pente. Quelques épicéas de taille normale se trouvent dans la partie médiane. A l'aval on ne trouve que des épicéas nains (Fig. 3.5, à gauche). Cette particularité témoigne d'une anomalie thermique négative dans la partie inférieure de l'éboulis. Enfin, ajoutons que l'éboulis s'appuie dans sa partie nord sur des dépôts morainiques tardiglaciaires, soulignés sur la Fig. 3.4 par la présence d'épicéas de taille normale.



Fig. 3.1. Topographie de la Combe de Dreveneuse, avec la localisation de l'éboulis étudié. Extrait de la carte nationale de la Suisse 1:25'000, feuille 1284 (Monthey). Reproduit avec l'autorisation de Swisstopo (DV023268).



Fig. 3.2. Voile d'éboulis dans la combe de Dreveneuse (557'600/124'100) le 23.11.2004 et le 10.02.2005. Les zones d'évacuation de l'air chaud sont clairement visibles sur les deux photos. Photo de droite: R. Delaloye.



Fig. 3.3. A gauche: clairière d'épicéas nains au bas de l'éboulis de Draversa. A droite: le vaste voile d'éboulis de Dreveneuse "d'en Haut" (voir aussi Fig. 3.2).

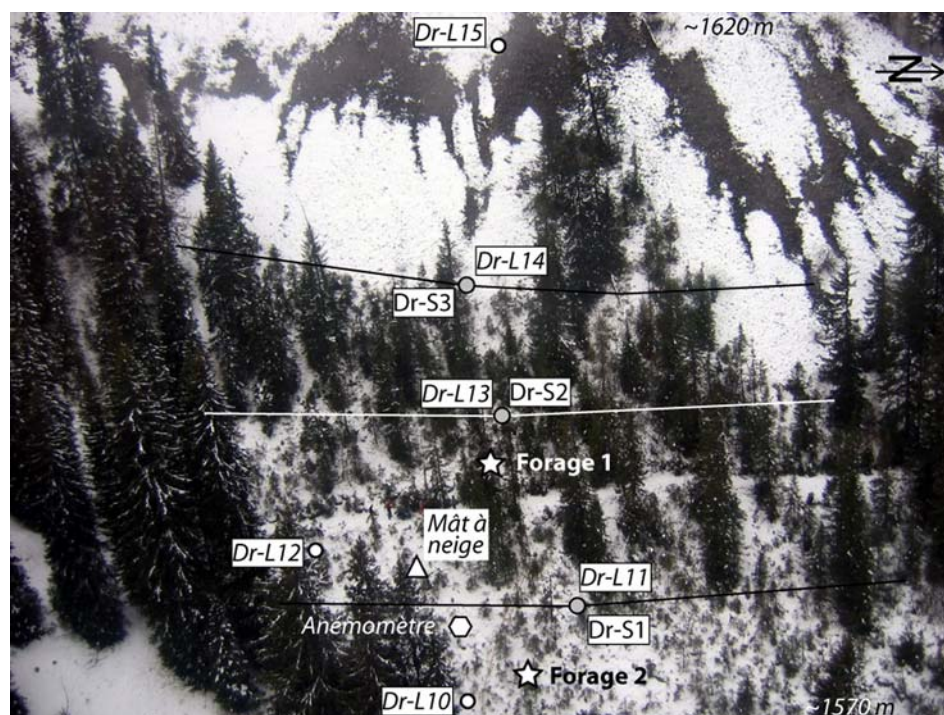


Fig. 3.4. Vue aérienne oblique sur l'éboulis de Dreveneuse, le 23 novembre 2004. L'épaisseur de la couverture neigeuse est de 10 cm environ. Les fenêtres de fonte sur le haut de la pente sont particulièrement bien développées. Les épicéas nains se distinguent très bien à l'aval du chemin. La position des mini-loggers (Dr-L...), des sondages géoélectriques (Dr-S...), des deux forages et de l'anémomètre (où se trouvent également des capteurs d'humidité et de température de l'air) a été reportée sur l'image.

Les autres indices visuels classiques du fonctionnement d'un système de ventilation au sein de l'éboulis sont présents:

- Existence de zones déneigées dans la partie amont, sous la forme de larges fenêtres en début d'hiver lorsque le manteau neigeux est peu épais (Fig. 3.4), de cheminées de fonte au cœur de l'hiver et de fenêtres de fonte précoce au printemps;
- Présence de glace de regel dans la partie inférieure de la pente (de la hauteur du forage 1 jusqu'au pied de l'éboulis) au cours des mois de mai et juin⁴ dans les cavités, sous les mousses et entre les blocs (Fig. 3.5, à droite).
- Durant la même période, en particulier lorsque la température de l'air est élevée, présence d'un courant d'air expulsif dans les cavités de la partie inférieure de l'éboulis.

Enfin, ajoutons que de la glace a été observée en profondeur (quelques mètres) lors de la réalisation, dans les années 1990, de la route qui coupe le pied de l'éboulis (S. Fracheboud, comm., in Delaloye 2004). Cette route engendre d'ailleurs une instabilité notoire du bas de la pente, avec une érosion incessante du talus d'excavation (Fig. 3.5, à gauche) et un tassement marqué au niveau de la route elle-même.

Non seulement la présence, mais surtout le développement marqué des indices témoignant du fonctionnement d'un système de ventilation au sein de l'éboulis de Dreveneuse font de ce site un éboulis froid typique. L'accès aisé au terrain nous a convaincu d'en faire un site d'étude particulier. En collaboration avec l'Institut de

⁴ Aucune visite n'a été effectuée durant les mois de juillet et août.

Géographie de l'Université de Fribourg, l'instrumentation de l'éboulis et diverses mesures de terrain ont débuté durant l'année 2004.



Fig. 3.5. A gauche: Partie inférieure de l'éboulis de Dreveneuse, avec les épicéas nains. L'origine de la niche d'arrachement est anthropique (excavation de la route). A droite: Glace de regel au niveau du chemin (photo prise le 30 mai 2005).

3.2.1.2 Mesures effectuées et données disponibles

Le régime thermique de la surface de l'éboulis est documenté par **6 mini-loggers UTL-1**, dont 5 sont disposés selon un profil amont-aval (Fig. 3.4). Le 10 février 2005, **39 mesures BTS** ont été effectuées dans la pente.

Afin d'analyser le régime thermique de l'éboulis, **deux forages** ont été effectués le 23 novembre 2004. Le **forage 1** est situé dans la partie médiane de l'éboulis (Fig. 3.4), dans la zone de transit de l'air. Un sol organique d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur recouvre les blocs. La profondeur du forage est de 15 mètres. Les informations glanées lors de la réalisation du forage sont les suivantes:

- De la surface jusqu'à 10 m de profondeur, la foreuse est descendue très facilement; aucun matériau n'était expulsé hors du trou. On en conclut que l'éboulis est poreux, constitué de blocs décimétriques et de vides, à l'intérieur desquels les gravats s'engouffraient lors du travail de forage.
- De 10 à 15 m, sortie de poussière au début, puis de graviers intacts ensuite. Ce niveau correspond probablement à de la moraine.
- De petits morceaux de glace étaient collés au tube lors de sa sortie.

Le trou a été équipé d'un tube en pvc, à l'intérieur duquel 9 capteurs de température ont été disposés, à des profondeurs de 0 cm, 50 cm, 1.2 m, 2.3 m, 4 m, 6 m, 8.5 m, 11.5 m et 14.5 m. Ces capteurs sont reliés à une station de mesure automatique de type MADD (Etrelec, Renens) (Fig. 3.6, à gauche).

Le **forage 2** est situé dans la partie aval de l'éboulis, au cœur des épicéas nains, là où l'anomalie thermique négative du terrain est censée être la plus forte (Fig. 3.4). Sa profondeur est de 5 m. Au vu des informations obtenues en forant, l'éboulis semble beaucoup moins poreux dans ce secteur. La tige de forage était ici aussi très froide lorsqu'elle a été sortie. Cinq mini-loggers UTL-1 ont été placés dans le tube à des profondeurs de 56 cm, 1.03 m, 1.96 m, 3.26 m et 4.81 m.

La **température de l'air** n'étant pas encore mesurée sur le site, j'ai utilisé celle du Creux du Van, situé à 1200 m dans le Jura neuchâtelois (données transmises par R. Delaloye).

Afin de mesurer la force du courant d'air lors des phases de décharge d'air froid au printemps et en été et d'aspiration d'air froid en automne et en hiver, un **anémomètre** bi-directionnel (seuil de sensibilité de 0.2 m/sec, précision inférieure à 0.1 m/sec) a été installé le 30 mai 2005 dans une des cavités de la partie inférieure de la pente qui présentait un courant d'air particulièrement fort lors des visites de terrain du printemps (Fig. 3.4). Une sonde mesurant **l'humidité et la température du courant de l'air** (MADD-T40C) dans la cavité y a également été installée (Fig. 3.6, à droite).

Un **mât à neige**⁵ est installé en dessous du chemin en hiver afin de fournir des informations sur l'évolution et l'épaisseur du manteau neigeux.

Enfin, **trois sondages géoélectriques** ont été réalisés horizontalement dans les sections aval, médiane et amont de la pente (Fig. 3.4). Ils ont été complétés par un **trainé géoélectrique** amont-aval.



Fig. 3.6. A gauche: emplacement du forage 1, dans la partie médiane de l'éboulis, avec la station MADD. Photo prise depuis le chemin visible sur la Fig. 3.4. A droite: l'anémomètre et le capteur d'humidité de l'air, placés dans une cavité de la partie aval de l'éboulis.

3.2.1.3 Régime thermique hivernal

Les **mesures BTS** du 10 février 2005 offrent un aperçu rapide des conditions thermiques qui règnent à la surface du terrain lorsque le mécanisme de ventilation ascendant tourne à plein régime (Fig. 3.7). Les mesures ont en effet été effectuées suite à deux semaines de froid intense. De nombreuses cheminées de fonte pouvaient être observées dans la partie amont de l'éboulis. Les températures mesurées y sont positives. Vers l'aval, le passage de températures de -1°C à -6°C se fait en une vingtaine de mètres. Entre les deux forages, dans la zone des épicéas nains, les températures sont comprises entre -6°C et -8.8°C . On note des températures voisines de 0°C sur les matériaux morainiques au sud de l'éboulis. Ce secteur n'est manifestement pas concerné par la ventilation.

Les **courbes de températures** enregistrées par les capteurs disposés à la surface de l'éboulis permettent également une très bonne visualisation de l'effet de cheminée. Les périodes très froides de l'hiver (20 janv. - 31 janv., 14 fév. - 13 mars) sont marquées par une élévation des températures dans la partie sommitale de l'éboulis (Fig. 3.4 et Fig. 3.8). Le 3 février, les températures au sol montent jusqu'à $+3.6^{\circ}\text{C}$, sous le manteau neigeux. Situé à l'aval de la zone nue de l'éboulis, Dr-L14 se réchauffe durant la première période froide et se refroidit durant la seconde phase. Les températures enregistrées ne dépassent par contre jamais le 0°C . Au même moment, la partie

⁵ Un mât à neige est un piquet sur lequel on fixe des mini-loggers à différents intervalles (5-6 capteurs sur un mât de 2 mètres). Les températures enregistrées permettent de reconstituer l'épaisseur et l'historique de la mise en place du manteau neigeux (cf. Delaloye 2004).

inférieure de la pente, recouverte par environ 1.5 m de neige, connaît un refroidissement marqué. Les températures minimales sont enregistrées par Dr-L11, situé non pas au pied de l'éboulis, mais dans le haut des épicéas nains. On y mesure -13.7°C le 31 janvier. Dr-L13, situé quelques mètres au-dessus du forage 1 montre lui aussi un très fort refroidissement. Si Dr-L10, situé au bas de la pente, suit également le comportement général des températures de l'air, les températures qu'il enregistre demeurent plus clémentes: -7°C le 31 janvier.

Le comportement de ces différentes courbes témoigne sans conteste d'un effet de cheminée actif au sein de l'éboulis, qui engendre un sur-refroidissement du bas de la pente. Sans surprise, l'air s'évacue dans la partie sommitale de l'éboulis. L'intérêt vient surtout du fait que l'aspiration d'air est non pas maximale dans le bas de la pente (Dr-L10), mais dans la partie médiane, entre les capteurs Dr-L11 et Dr-L13.

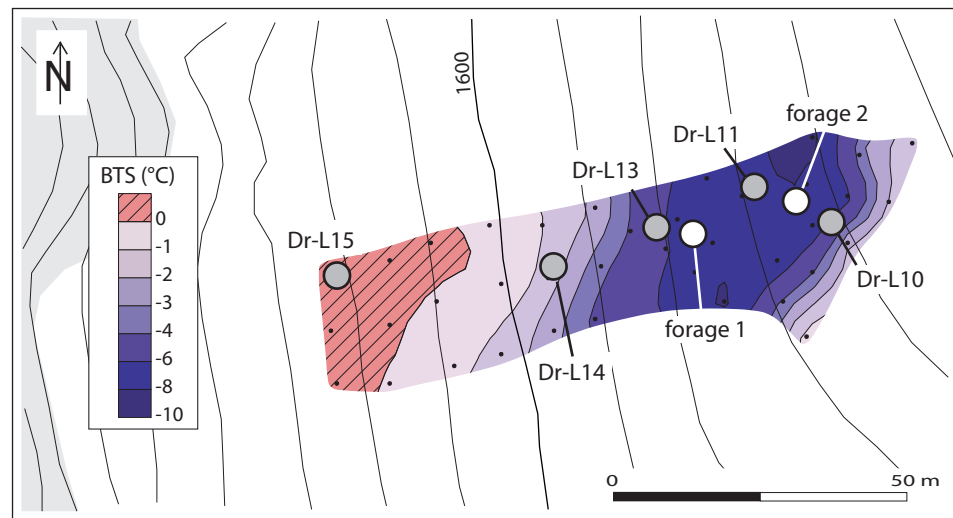


Fig. 3.7. Interpolation (par krigeage simple) des mesures BTS effectuées le 10 février 2005 sur l'éboulis de Dreveneuse, avec la position des forages et des mini-loggers.

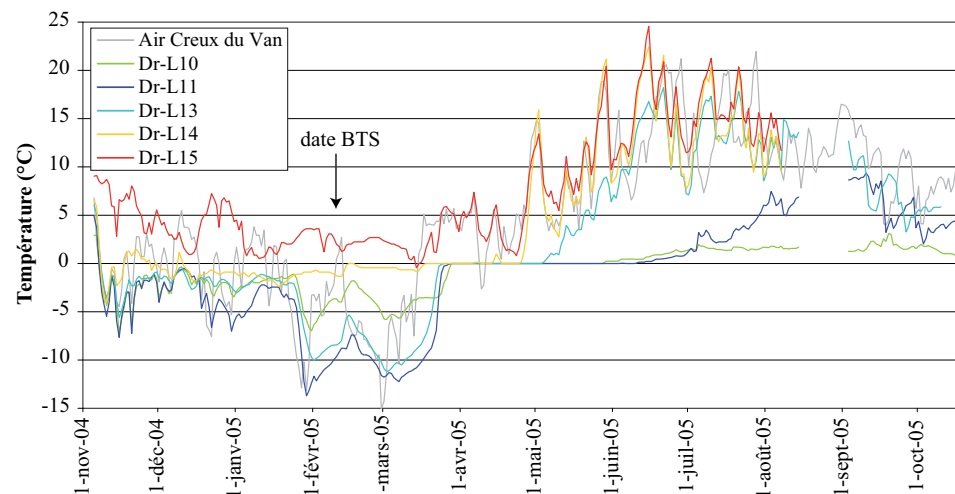


Fig. 3.8. Températures enregistrées au sol par les différents capteurs positionnés sur l'éboulis durant l'hiver 2004-2005.

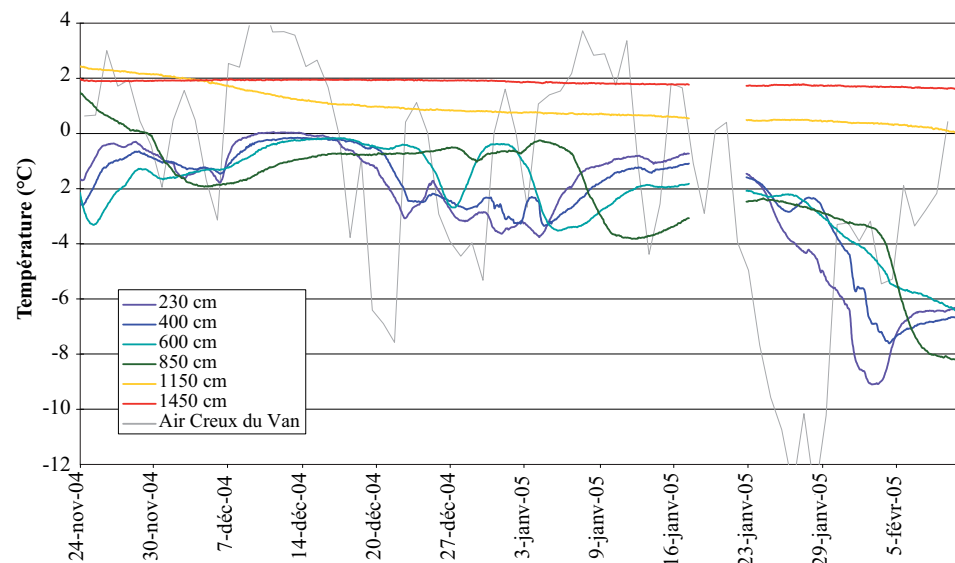


Fig. 3.9. Températures enregistrées dans le forage 1 durant la première partie de l'hiver 2004-2005 (du fait d'un problème technique, aucune donnée n'a été enregistrée de février à fin mai).

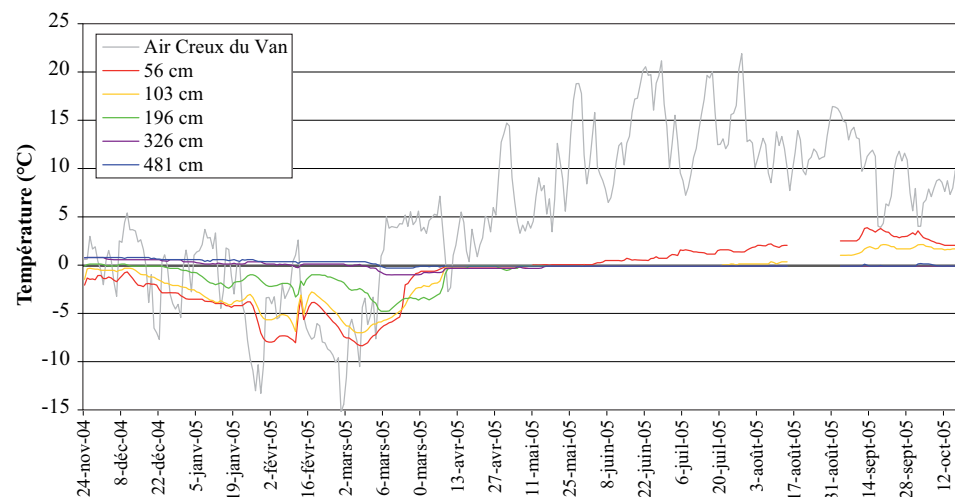


Fig. 3.10. Températures enregistrées dans le forage 2 entre novembre 2004 et octobre 2005.

De l'air circule donc dans l'éboulis. Dès lors, plusieurs questions se posent. Jusqu'à quelle profondeur cette circulation s'opère-t-elle ? Quel est l'intensité du mécanisme ? Quel en est l'impact sur le régime thermique du sous-sol ? Les températures enregistrées dans le **forage 1** durant la première partie de l'hiver 2004-2005 permettent d'y répondre partiellement (Fig. 3.9).

Du 1^{er} décembre au 10 février, les températures sont négatives jusqu'à 10 m de profondeur environ. En dessous, les températures sont positives, mais elles se refroidissent au cours de l'hiver. Les variations journalières sont nulles. Les températures étant plus élevées à 14.5 m qu'à 11.5 m, on en déduit que le régime thermique y est conductif.

Concentrons-nous sur les 10 premiers mètres. On observe qu'il n'y a pas d'augmentation de la température avec la profondeur, comme c'est le cas dans les terrains où priment les échanges de chaleur conductifs. Ni similitude entre les courbes, ni atténuation des variations avec la profondeur, ni décalage temporel dans l'enregistrement des variations de la température atmosphérique ne sont visibles. La comparaison des températures à 4 m, 6 m et 8.5 m illustre très bien ce phénomène. Au début décembre par exemple, les

températures à 8.5 m passent de 0°C à -2°C en quelques jours, sans que les températures des niveaux supérieurs ne descendent en dessous de -1.6°C. Ce scénario se répète à deux reprises par la suite. Entre le 7 et le 11 janvier les températures à 8.5 m chutent de 3°C en 3 jours, alors qu'au-dessus les températures se réchauffent. Enfin, entre le 3 et le 8 février, une chute de 5°C en 5 jours est enregistrée à 8.5 m, pour atteindre -8°C. Les températures y sont à nouveau plus froides qu'au-dessus.

Ces observations montrent que la logique (s'il y en a une) du comportement thermique du sous-sol à l'emplacement du forage 1 est extrêmement difficile, voire impossible à lire. Le régime thermique du sol est assurément non conducteur: les échanges d'air advectifs l'emportent très clairement sur les processus de convection et de conduction.

Le sous-sol au niveau du forage 2 connaît par contre, durant la même période, un régime thermique conducteur (Fig. 3.10). On observe que le terrain ne gèle en dessous de 3 m qu'à partir du début du mois de mars, alors que les températures sont descendues jusqu'à -8°C à 50 cm de profondeur au début du mois de février déjà.

3.2.1.4 Régime thermique estival

Comme en témoignent les courbes de température enregistrées au sol (Fig. 3.8), le processus de ventilation ascendant s'interrompt vers le 10 mars, date à laquelle la température de l'air gagne une quinzaine de degrés. La température du sol de la partie inférieure de l'éboulis se réchauffe alors rapidement, jusqu'à la période de *zero curtain* qui commence vers le 25 mars. Sans pouvoir en préciser la date, le système de ventilation s'inverse. Une décharge d'air froid s'opère alors au bas de la pente. C'est notamment le cas du 29 mai au 7 juin (Fig. 3.11).

3.2.1.4.1 Période 29 mai – 7 juin

a) Résultats

Les 5 premiers jours de cette période sont caractérisés par une période de beau temps avec des températures élevées. L'**anémomètre** enregistre des vitesses de 0.2 à 0.4 m/s, signifiant que de l'air est expulsé de l'éboulis (Fig. 3.11C). Le 30 mai, la décharge d'air ne dépasse le seuil de sensibilité de l'anémomètre (± 0.2 m/s) que l'après-midi, jusque vers 20 h. Malgré le réchauffement marqué du sol dès 8h le 31 mai (dû au rayonnement solaire direct), l'anémomètre ne réagit également qu'à partir de l'après-midi. Les 1^{er} et 2 juin par contre, le courant d'air est marqué dès 7 h du matin, probablement du fait d'un réchauffement matinal un peu plus important que le jour précédent. Le 3 juin, alors que la température de l'air est très élevée, l'anémomètre n'enregistre aucun mouvement d'air. Enfin, les deux derniers jours de la période sont caractérisés par un temps plus frais et moins ensoleillé. Le seuil de détection de l'anémomètre n'est à nouveau pas atteint. Le courant, s'il existe toujours, n'est en tous les cas pas suffisamment fort pour faire tourner l'anémomètre.

Durant cette même période, la **température de l'air dans la cavité** est extrêmement stable (Fig. 3.11D). Elle demeure aux alentours de +0.6°C tout au long de la période, quelles que soient les variations de la température atmosphérique. Les seules variations que l'on enregistre s'opèrent vers 8 heures du matin, lorsqu'un bref rayon de soleil pénètre dans la cavité. Les températures montent alors jusqu'à +2°C durant quelques minutes. On constate également que l'air dans la cavité est complètement saturé: **l'humidité relative** y est de 100% (Fig. 3.11E). Le réchauffement matinal passager provoque un léger assèchement de l'air.

On observe dans le **forage 1** des variations synchrones de 0.05°C environ (Fig. 3.11A), avec un réchauffement la nuit et un refroidissement la journée, contrairement à ce qui se passe à la surface du sol (Fig. 3.11B). Le 3 juin, journée la plus chaude de la période, la température au sol est étonnamment basse et aucune variation n'est enregistrée en

profondeur. Les deux jours suivants, les oscillations reprennent à 1.2 m, 2.3 m et 6 m, mais pas aux autres profondeurs.

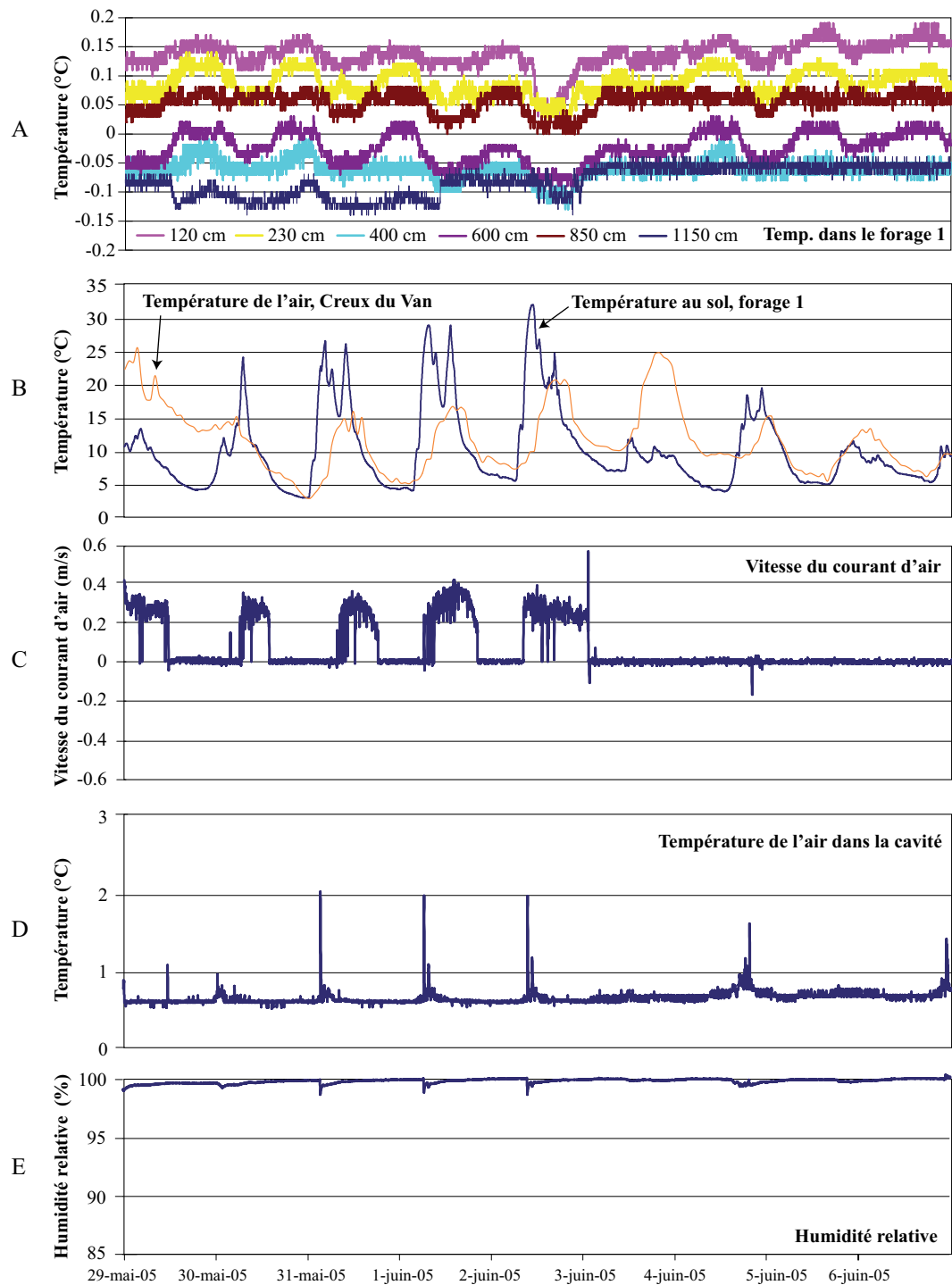


Fig. 3.11. Températures enregistrées à différentes profondeurs (A) et à la surface du forage 1 (B), température de l'air au Creux du Van (Jura, 1200 m.s.m.)(B), vitesse du courant d'air expulsé hors de la cavité située au cœur des épicéas nains (C) et température (D) et humidité relative (E) de l'air dans la cavité durant la période 29 mai – 7 juin 2005.

La **distribution spatiale de la décharge de l'air** peut être observée grâce aux courbes de température de surface (Fig. 3.8). Les températures estivales minimales sont enregistrées au bas de la pente (Dr-L10), où la température moyenne journalière maximale enregistrée à la fin juillet était de $+1.8^{\circ}\text{C}$. Dr-L13, qui avait subi un refroidissement marqué durant l'hiver, possède pour sa part des températures similaires à celles enregistrées sur le haut de l'éboulis par Dr-L14 et Dr-L15. Situés dans la partie inférieure de la pente, Dr-L11 et le forage 2 (Fig. 3.10) montrent des températures inférieures à $+5^{\circ}\text{C}$ à la fin juillet.

b) *Interprétation*

Les variations synchrones de la température à différentes profondeurs dans le forage 1 sont le signe que de l'air circule à travers l'éboulis. Le régime thermique est, à ce moment-là, non-conductif. Les mesures de la vitesse de l'air dans la cavité montrent que la circulation d'air se fait en direction de l'aval. De l'air est en effet expulsé de l'éboulis. La circulation d'air descendante est également mise en évidence par la relation inverse entre la température de l'air et la température dans le forage. La ventilation se produit la journée, quand il fait chaud. L'accélération du courant d'air provoque vraisemblablement une augmentation de la fonte ou de la sublimation de la glace et donc un refroidissement de l'air par consommation de chaleur latente, confirmant ainsi les propos de Wakonnig (1996) et de Delaloye (2004). Chargé d'humidité par ce processus de fonte/sublimation, l'air qui s'évacue dans la cavité est saturé. Malgré le refroidissement subi, sa température demeure clairement positive ($+0.6^{\circ}\text{C}$).

Comme le montrent les données enregistrées par l'anémomètre, le processus de décharge de l'air au bas de la pente est, dans l'ensemble, fonction du contraste thermique entre l'air et l'éboulis. On observe cependant quelques exceptions. L'explication de la diminution de la ventilation et du refroidissement du sol le 3 juin lors d'une journée de forte chaleur reste par exemple sans réponse pour l'instant.

Le fait que la ventilation descendante à travers le forage cesse à 4 m, 8.5 m et 11.5 m lorsque le temps devient plus frais montre que l'air doit circuler à travers plusieurs conduits, plus ou moins actifs en fonction de la température extérieure.

Enfin, au vu des températures enregistrées par les mini-loggers, la décharge d'air se fait préférentiellement dans la partie basse de l'éboulis, bien en dessous du secteur d'aspiration maximale de l'hiver. L'air froid dense sort le plus bas possible. On peut donc parler de décharge gravitaire de l'air.

3.2.1.4.2 *Période 7 juin – 18 octobre*

La Fig. 3.12 offre une **vue d'ensemble du régime thermique de l'éboulis durant l'été** (7 juin – 18 octobre).

a) *Résultats*

On observe au niveau du **forage 1** que le dégel du terrain est progressif (Fig. 3.12A). Il a lieu le 19 juin à 1.2 m, le 22 juin à 2.3 m, le 7 juillet à 4 m, le 29 juillet à 6 m et le 2 septembre à 8.5 m. A la mi-octobre, l'éboulis est toujours gelé à 11.5 m. Le comportement des températures à 14.5 m est quelque peu surprenant: une observation détaillée montre que la température baisse légèrement, passant de $+0.74^{\circ}\text{C}$ à $+0.66^{\circ}\text{C}$, sans qu'aucune variation journalière ne soit à signaler. Entre le 24 novembre 2004 et le 10 février 2005, la température était passée de $+1.94^{\circ}\text{C}$ à $+1.65^{\circ}\text{C}$, également sans variations significatives. Il semble donc que l'on assiste à un lent et régulier refroidissement du terrain morainique entre le début de l'hiver et le milieu de l'automne. La raison n'en est pour l'heure pas connue.

Dès le mois de juillet, les variations à 50 cm, 1.2 m et 2.3 m sont synchrones. En dessous par contre, on assiste à une atténuation des variations de température et à un décalage dans leur transmission vers la profondeur.

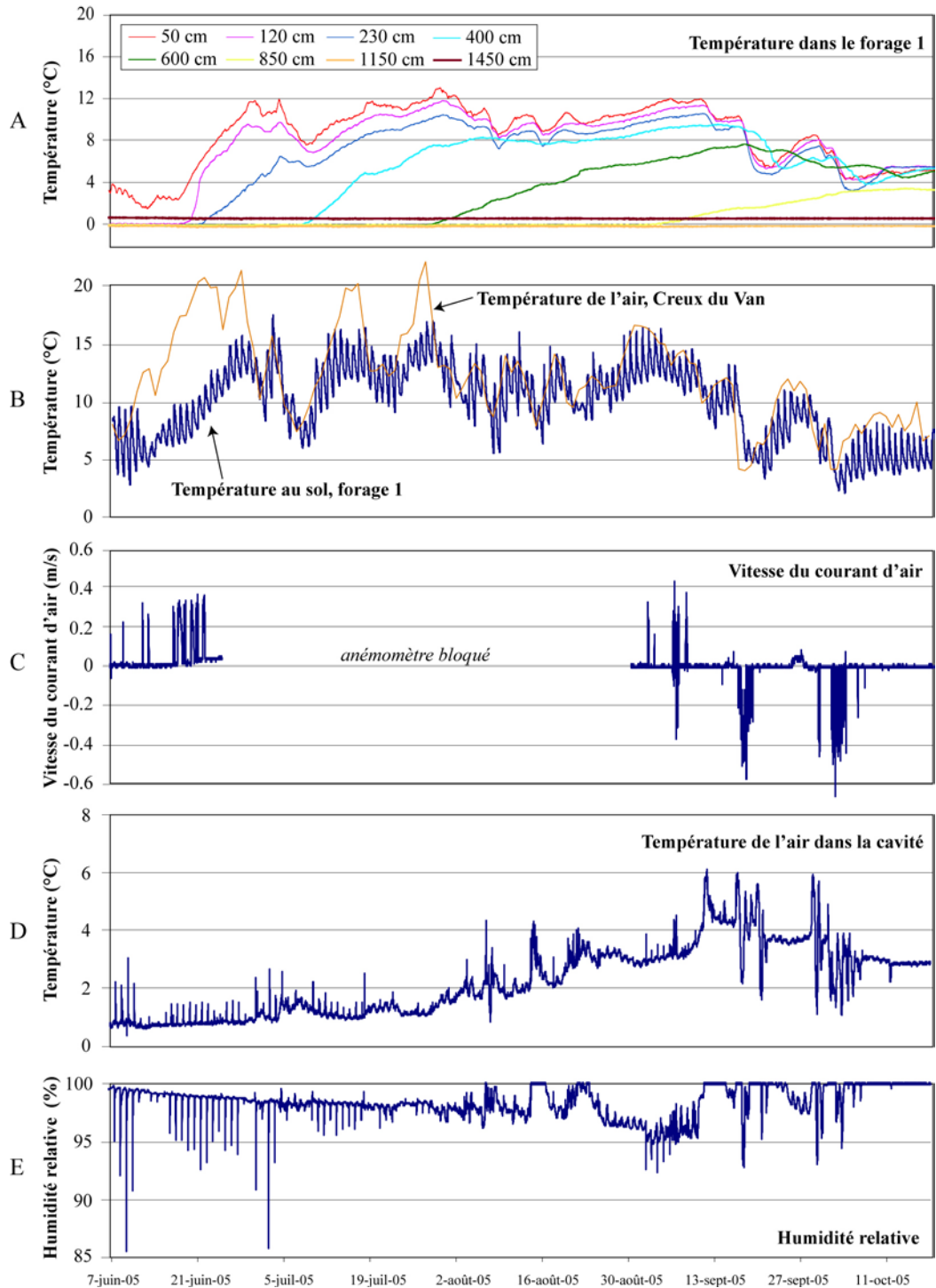


Fig. 3.12. Température à l'intérieur (A) et à la surface du forage 1 (B), température de l'air au Creux du Van (Jura, 1200 m.s.m.) (B), vitesse du courant d'air dans la cavité (C) et température (D) et humidité relative (E) de l'air dans la cavité entre juillet et octobre. A noter que l'anémomètre est resté bloqué durant les mois de juillet et d'août.

L'absence de données de l'**anémomètre** durant une grande partie de l'été ne permet malheureusement pas de connaître les vitesses et la durée de la décharge d'air estivale (Fig. 3.12C). On observe simplement que de l'air est évacué en juin et durant les 10 premiers jours de septembre, à la suite de quoi le courant d'air s'inverse.

Dans la **cavité**, les **températures** restent froides jusqu'à la fin du mois de juillet (Fig. 3.12D). Entre le 7 juin et le 29 juillet, elles passent de $+0.7^{\circ}\text{C}$ à $+1.1^{\circ}\text{C}$. On observe ensuite une tendance plus marquée au réchauffement, jusque vers le 10 septembre (env. $+5^{\circ}\text{C}$), date à partir de laquelle la tendance s'inverse. Les variations secondaires de la température de la cavité sont inverses aux variations de la température de l'air. L'humidité de l'air diminue régulièrement, jusque vers le 10 septembre également (Fig. 3.12E).

b) *Interprétation*

Les variations synchrones de la température dans les 2.3 premiers mètres du forage montrent qu'une circulation d'air s'y produit. En dessous, les variations atténuées sont visiblement le signe d'un régime thermique conductif à ce moment de l'année. Le transit de l'air en direction de l'aval semble ainsi s'opérer plutôt dans les 3 premiers mètres. On peut expliquer le lent réchauffement de l'air dans la cavité jusqu'au 29 juillet par une diminution du flux de chaleur latente lié à la diminution des processus de fonte/sublimation, qui elle-même est liée à un amenuisement progressif des quantités de glace dans le sol.

Concernant la diminution de l'humidité relative de l'air dans la cavité, on peut y voir deux explications. Premièrement, le simple réchauffement de l'air dans la cavité, qui a gagné 0.4°C entre le début du mois de juin et la fin du mois de juillet, induit automatiquement une diminution de l'humidité relative. Deuxièmement, la réduction des processus de fonte/sublimation ne permettrait pas à l'air qui transite à travers l'éboulis de s'humidifier autant qu'en début de saison.

Le réchauffement dans la cavité dès le début du mois d'août coïncide avec un temps frais et humide. On peut donc supposer que la décharge d'air froid diminue lentement, malgré l'absence de données de l'anémomètre. En accord avec Delaloye (2004), une arrivée d'eau "chaude" depuis la surface peut également expliquer ce réchauffement.

Le réchauffement est également visible au niveau de Dr-L11 (Fig. 3.8). On observe même des inversions du système de courte durée lors des périodes les plus froides de l'été (par exemple le 7 juillet), à témoin la hausse marquée des températures dans la partie amont de l'éboulis alors que la température de l'air diminue.

3.2.1.4.3 *Période septembre – octobre*

Un zoom sur les mois de septembre et d'octobre (jusqu'au 18 oct.) permet d'apprécier le **changement de direction du système de ventilation** (Fig. 3.13).

a) *Résultats*

Le 11 septembre, la chute des températures de l'air est accompagnée par une hausse des températures dans la **cavité**, qui passent de $+3^{\circ}\text{C}$ environ à $+6^{\circ}\text{C}$ (Fig. 3.13B). Après une journée, les températures dans la cavité redescendent, pour se stabiliser vers $+4.2^{\circ}\text{C}$ jusqu'au 17 septembre. Un scénario identique au précédent se produit alors. Les jours suivants (jusqu'au 22 sept.), les températures de la cavité et du sol au niveau du forage 1 varient de manière synchrone. Cela se reproduit à nouveau durant la première semaine d'octobre. Ces deux périodes sont marquées par une aspiration marquée dans la cavité, avec des vitesses allant jusqu'à 6 m/s (Fig. 3.13C).

Le 11 septembre, alors que l'air dans la cavité se réchauffe, on observe une saturation de ce même air (Fig. 3.13D). Les deux autres périodes de fluctuation des températures

de l'air dans la cavité sont par contre accompagnées d'un assèchement de l'air au petit matin, plus particulièrement lorsque que les températures minimales sont enregistrées dans la cavité. C'est notamment le cas lors des pics d'aspiration.

b) Interprétation

Les trois phases de refroidissement des températures de l'air étant accompagnées d'un réchauffement dans la cavité, on en déduit que le système de ventilation s'inverse, même si la première phase n'est pas enregistrée par l'anémomètre. De l'air est alors aspiré dans le terrain, aussi bien dans la cavité qu'au niveau du forage 1. La température dans la cavité est alors équivalente à la température de l'air environnante, c'est-à-dire environ $+5^{\circ}\text{C}$. Cette valeur marque le seuil d'inversion du système. Elle est identique à celle mesurée au Creux du Van par Delaloye (2004). Les trois paliers qui suivent les périodes où la température dans la cavité fluctue sont le signe de l'absence d'aspiration: la température de l'air n'est pas assez froide.

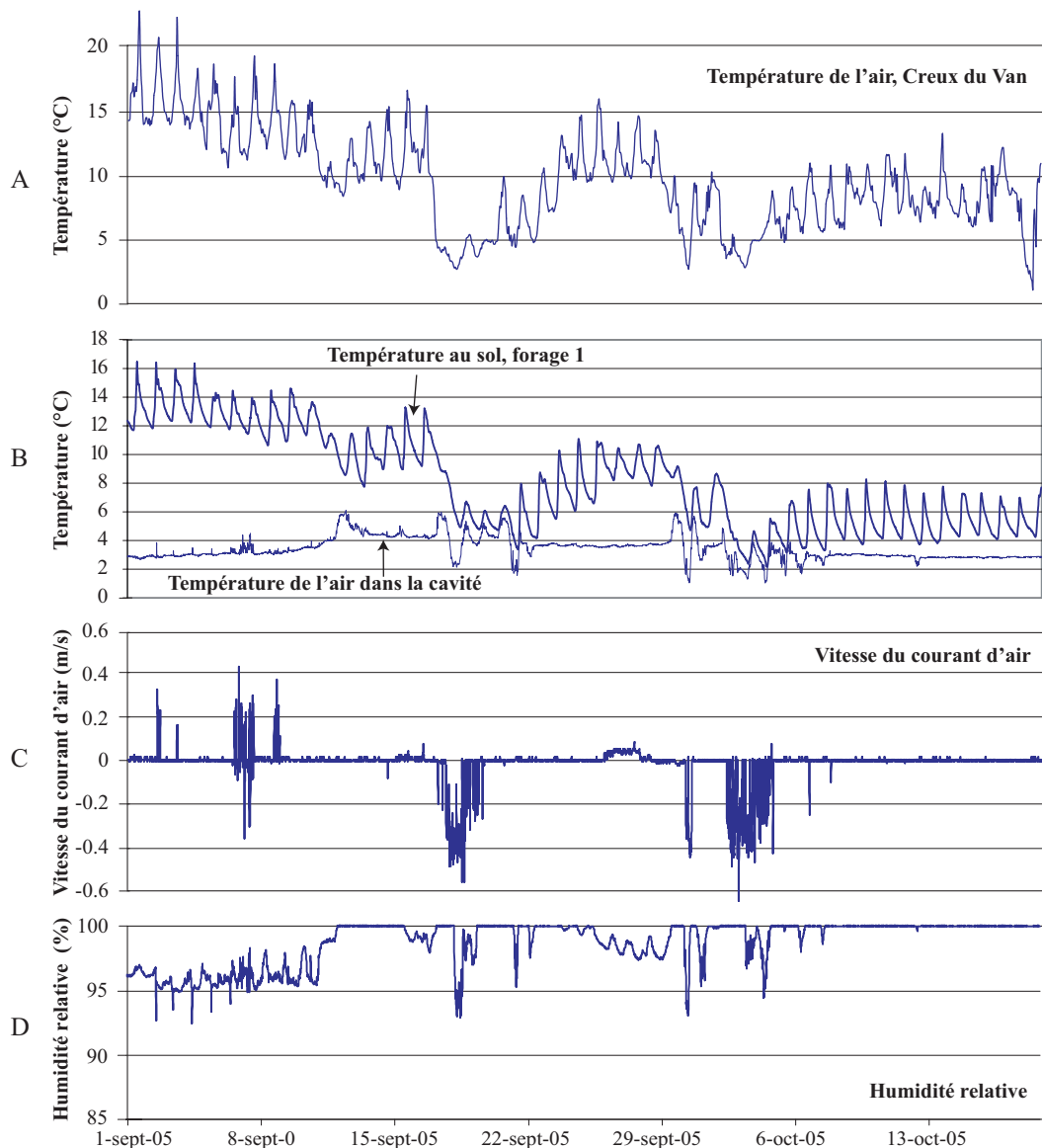


Fig. 3.13. Température à la surface du forage 1 (A), vitesse du courant d'air dans la cavité (B) et température (C) et humidité (D) de l'air dans la cavité entre le 1^{er} septembre et la mi-octobre.

La saturation de l'air le 11 septembre s'explique par le fait que l'air extérieur est alors plus chaud (env. +5°C) que l'air de la cavité (env. +3°C). L'aspiration provoque un refroidissement de l'air extérieur quand il arrive dans la cavité et donc l'augmentation de l'humidité relative. Lors des deux autres périodes d'aspiration, c'est le contraire qui se produit: l'air extérieur est plus froid que l'air intérieur. L'air aspiré se réchauffe alors légèrement ce qui provoque une brève diminution de l'humidité relative.

La circulation d'air ascendante qui s'est mise en place s'observe également sur la Fig. 3.12A, avec des températures très proches les unes des autres (entre +3.4°C et + 5.4°C) de la surface du sol jusqu'à 8.5 m de profondeur. Contrairement à ce qui se passait durant l'été, toute l'épaisseur de l'éboulis est traversée par le courant d'air ascendant.

Enfin, au niveau du forage 2, le terrain était toujours gelé en dessous du capteur 103 cm le 18 octobre (Fig. 3.10). Un retour en arrière montre que les températures étaient positives en dessous de cette profondeur à la fin novembre 2004. Visiblement, le terrain dégèle durant l'automne jusqu'à 5 m en tous cas. Le pergélisol, s'il est présent, se trouverait donc à plus grande profondeur. On peut également émettre l'hypothèse que des variations d'une année à l'autre sont possibles.

3.2.1.5 Propriétés électriques de l'éboulis

Le 28 octobre 2004, 3 sondages géoélectriques ont été effectués par une équipe de l'Université de Fribourg (Dorthe & Morard, à paraître). Tous trois ont été réalisés horizontalement, dans la zone des épicéas nains (Dr-S1), 10 mètres au-dessus du chemin pédestre (Dr-S2) et au bas du secteur nu de l'éboulis (Dr-S3) (Fig. 3.4).

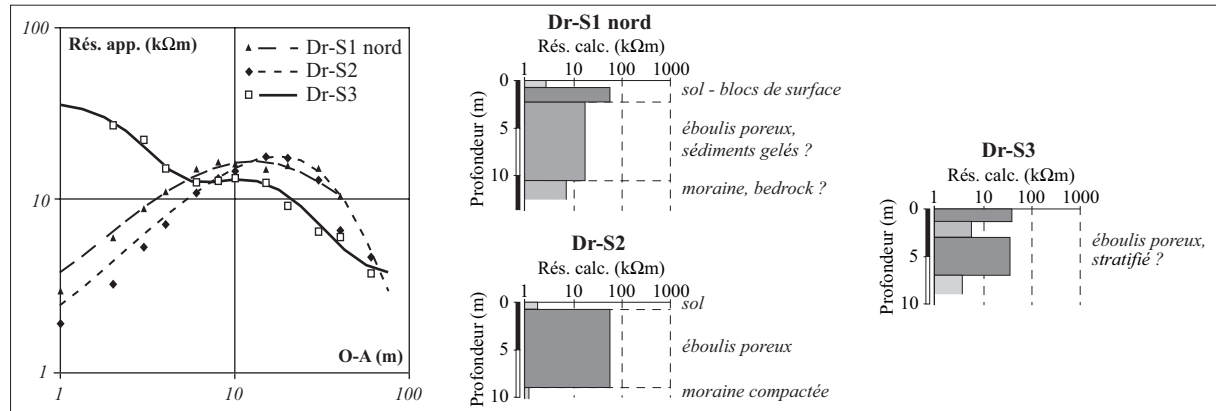


Fig. 3.14. Sondages géoélectriques réalisés le 28 octobre dans les parties aval, médiane et amont de l'éboulis de Dreveneuse. Données: Dorthe & Morard (à paraître).

Les trois courbes présentées dénotent de la présence d'un niveau résistant en profondeur, dès 70 cm pour les deux sondages aval et dès 3 m pour le sondage amont. Les résistivités obtenues pour ce niveau se situent entre 20 et 50 kΩm (Fig. 3.14). Aucune donnée thermique n'est disponible pour ce jour-là. Toutefois, si l'on observe les températures enregistrées dans le forage 1, on constate que le terrain n'était pas gelé jusqu'à 10 m de profondeur environ à la mi-octobre 2005. De plus, le 24 novembre 2004, date de réalisation du forage, le terrain n'était pas gelé à 11.5 m. On peut donc supposer qu'aucun niveau gelé n'existait à l'endroit de Dr-S2 lors de sa réalisation. Le niveau résistant identifié sur Dr-S2 correspond donc vraisemblablement à la porosité de l'éboulis. Ce doit également être le cas pour Dr-S3, effectué plus haut dans la pente. A cet endroit, la succession niveau résistant – niveau conducteur – niveau résistant pourrait s'expliquer par une éventuelle stratification de l'éboulis.

Les données du forage 2 montrent que le terrain n'était pas gelé entre 2 et 5 m le 24 novembre. On peut supposer qu'il en allait de même un mois plus tôt, lorsque le sondage Dr-S1 a été effectué. Aucune information sur l'état thermique du sous-sol n'est par contre disponible pour les niveaux situés en dessous de 5 m. Il est donc difficile d'interpréter le niveau résistant identifié par le sondage. Toutefois, la réalisation du forage avait laissé supposer que la portion aval de l'éboulis était moins poreuse que la section médiane (forage 1). Il n'est donc pas impossible que ce niveau résistant corresponde à un niveau gelé.

Ces 3 sondages montrent la prudence dont il faut faire preuve lors de l'interprétation de niveaux résistants identifiés en profondeur dans un éboulis froid.

3.2.1.6 *Synthèse*

L'équipement du site de Dreveneuse apporte des informations capitales pour la compréhension du mécanisme de ventilation responsable de l'anomalie thermique négative présente dans la partie inférieure d'un éboulis froid. Cette première année de mesures permet déjà une bonne vision du fonctionnement du système de ventilation bi-directionnel:

- L'effet de cheminée hivernal est manifeste et très efficace: malgré la présence d'une épaisse couche de neige, la température est descendue jusqu'à -14°C dans la partie inférieure de la pente, alors qu'au même moment, elle dépassait $+3^{\circ}\text{C}$ dans le haut de l'éboulis.
- "L'enchevêtrement" des courbes de températures mesurées dans le forage 1 illustre parfaitement le régime thermique non conducteur de la zone de transit de l'air durant l'hiver. En d'autres termes, le régime thermique de l'éboulis est avant tout contrôlé par des échanges d'énergie advectifs. On observe par ailleurs que le cheminement de l'air est extrêmement complexe et que la ventilation s'effectue dans toute l'épaisseur de l'éboulis.
- L'aspiration d'air hivernale est la plus efficace dans le haut de la partie inférieure de l'éboulis. Durant l'été par contre, la décharge d'air froid s'opère préférentiellement dans la partie basse de l'éboulis. Il y a donc une dissymétrie dans les zones froides hivernales et estivales.
- La circulation d'air descendante en été semble restreinte aux trois premiers mètres de l'éboulis, en tous les cas au niveau du forage 1.
- La vitesse du courant d'air expulsé de l'éboulis en été est globalement fonction de la température de l'air extérieur: plus il fait chaud, plus le courant est fort. Des exceptions existent toutefois. Elles doivent encore être expliquées.
- La température et l'humidité de l'air qui s'évacue au bas de la pente semblent être fonction des quantités de glace présentes dans l'éboulis, via l'intensité des processus de fonte et/ou de sublimation de la glace. Cette relation demeure toutefois extrêmement complexe et encore mal connue.
- Le seuil thermique d'inversion du système semble être, comme au Creux du Van (Delaloye 2004), de 5°C environ.
- Malgré le refroidissement extrêmement efficace du bas de l'éboulis, la présence de pergélisol n'a pu y être prouvée.

3.2.2 Complexe éboulis froid – glacier rocheux du Gros Chadoua

3.2.2.1 Description du site

Le site du Gros Chadoua se trouve dans les Préalpes fribourgeoises (nappe des Préalpes médianes plastiques), en rive droite de la vallée de la Sarine, au nord-ouest du Vanil Carré (574'200/150'150, Fig. 3.15). On trouve au fond d'un des multiples vallons de la région un glacier rocheux fossile à une altitude de 1600 m environ, d'exposition nord-est (Fig. 3.16). La formation est entièrement végétalisée (pâturage). Des rides de compression et des sillons se succèdent sur le dos du glacier rocheux. Le front latéral gauche est bien développé, alors que la partie droite est accolée au versant d'éboulis qui l'alimente. Orienté au NNW, l'éboulis est actif et peu végétalisé dans le secteur amont. Dans le secteur aval, l'activité est moindre et des épicéas nains et des vernes occupent la partie basse du dépôt sédimentaire (Fig. 3.17).

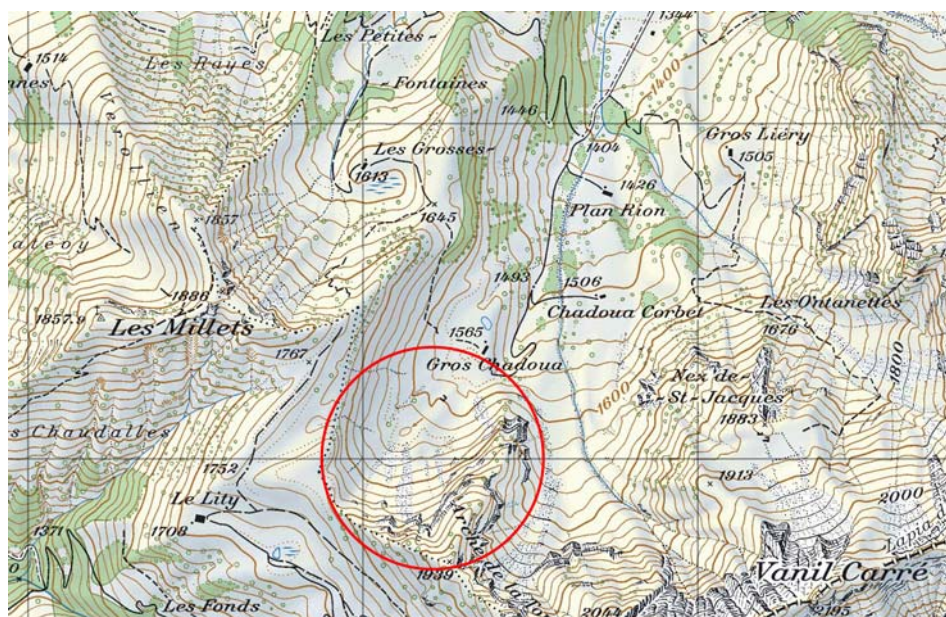


Fig. 3.15. Les environs du site du Gros Chadoua, dans les Préalpes fribourgeoises (574'200/150'150). Extrait de la carte nationale de la Suisse 1:25'000, feuille 1245 (Château-d'Oex). Reproduit avec l'autorisation de Swisstopo (DV023268).

3.2.2.2 Observations

Une première visite de terrain a été effectuée le 21 mai 2005. De probables fenêtres de fonte occupaient alors la partie supérieure de l'éboulis situé à l'amont des racines du glacier rocheux (Fig. 3.16). Dans la région frontale du glacier rocheux et au bas des éboulis, la neige fondante était gelée au sol.

Une deuxième visite une semaine plus tard (le 27 mai) a permis de spectaculaires observations. Ce jour-là, la température de l'air était de 22°C environ à 1600 m d'altitude (Fig. 3.18, à gauche). De la glace de regel était néanmoins présente en de maints endroits du glacier rocheux, en particulier dans les cavités que l'on trouve çà et là dans la partie frontale (Fig. 3.19A), ainsi qu'à la base des névés (Fig. 3.19B). La glace était encore plus répandue dans la partie inférieure de l'éboulis à épicéas nains, sous les blocs du pied de l'éboulis (Fig. 3.19C) ainsi que dans les zones de mousse (Fig. 3.18, à gauche). La température mesurée au sol était, dans ces secteurs, généralement égale à 0°C.

A l'intérieur de la ruine située sur le glacier rocheux (Fig. 3.16 et Fig. 3.20), des cristaux de givre bien développés ont pu être observés dans des cavités partiellement fermées par un tapis de mousse.

Enfin, un puissant courant d'air était perceptible au niveau des cavités présentes dans la partie frontale du glacier rocheux, souvent au sommet des rides (Fig. 3.18, à droite). Ce courant d'air était beaucoup moins fort lors de la première visite de terrain, alors que la température de l'air était nettement moins élevée.



Fig. 3.16. Glacier rocheux et éboulis du Gros Chadoua le 21 mai 2005. Des fenêtres de fonte (?) occupent la partie amont de l'éboulis. Deux sondages géoélectriques (GCh-S1 et GCh-S2) ont été effectués sur le complexe sédimentaire.



Fig. 3.17. Vue sur le cône d'éboulis qui domine le front du glacier rocheux. La partie inférieure est colonisée par des épicéas nains. Le sondage GCh-S2 y a été effectué (personnes au centre du sondage).



Fig. 3.18. Le 27 mai 2005, alors que la température de l'air était de 22.3°C, de la glace était présente au sol (à gauche). Le même jour, le courant d'air expulsé à travers les cavités de la partie frontale du glacier rocheux était extrêmement fort (à droite).



Fig. 3.19. Glace de regel, A) dans une des cavités de la partie frontale du glacier rocheux, B) sur le front du glacier rocheux, à la base de la neige fondante, C) sous un des gros blocs du pied de l'éboulis à épicéas nains.

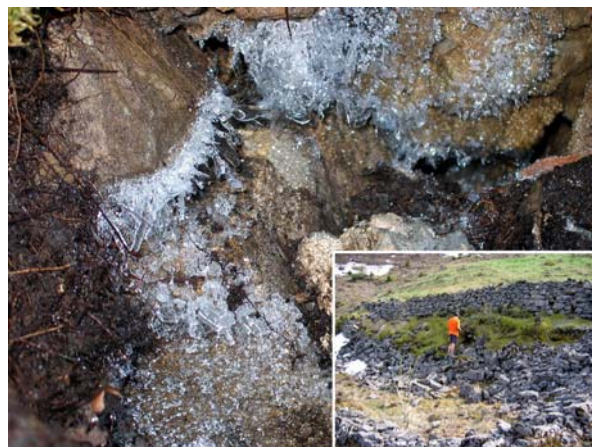


Fig. 3.20. Givre observé entre les blocs de la ruine, sur le glacier rocheux.

3.2.2.3 Interprétation

Au vu de ces observations, nul doute qu'un système de ventilation très actif fonctionne entre l'éboulis et le glacier rocheux. Alors que la circulation ascensionnelle durant l'hiver est mise en évidence par la présence généralisée de glace de regel dans le sol, le puissant courant d'air observé au front du glacier rocheux en été est le meilleur indicateur de la réversibilité du système.

On peut comprendre aisément en observant la granulométrie du complexe sédimentaire que l'essentiel de l'aspiration d'air froid durant l'hiver s'opère dans la partie inférieure des éboulis et uniquement de manière localisée dans le glacier rocheux, où la porosité de surface est très réduite (Fig. 3.21). L'hiver 2004-2005 ayant été particulièrement

froid, une réserve de froid (sous forme de glace) importante a ainsi dû être emmagasinée dans les différents cônes d'éboulis.

Lors des visites de terrain de mai 2005, les sorties d'air froid ont été constatées dans la moitié inférieure du glacier rocheux (Fig. 3.21). Plus haut, et notamment au pied des cônes, aucun courant d'air n'était perceptible. La raison est vraisemblablement à rechercher dans l'écoulement gravitaire de l'air froid, qui, tend que la porosité du terrain le permet, continue à cheminer en direction de l'aval.

Le fait que l'expulsion d'air était nettement plus prononcée lors de la deuxième visite de terrain (température de l'air beaucoup plus chaude que lors de la première visite) indique que le système fonctionne d'autant mieux que la température de l'air est élevée. Cela est en parfait accord avec les mesures effectuées sur le site de Dreveneuse et avec les propos de Delaloye (2004), qui a montré au Creux du Van que la température de l'air dans le sol variait de manière inversement proportionnelle à celle de l'air extérieur.

La puissance du courant d'air observé pourrait s'expliquer par la porosité de surface très réduite du glacier rocheux. L'air pouvant difficilement circuler à travers le sol, il se concentre et sort par les quelques cavités qui parsèment la partie aval du glacier rocheux. La puissance du phénomène est telle qu'on trouve des sorties d'air au sommet du front, alors qu'une dépression de 5 m environ se trouve juste à l'amont. L'air qui descend de l'éboulis doit donc remonter ces 5 mètres pour sortir au niveau du front. Notons que l'air sort également à l'extérieur du glacier rocheux, dans des terriers de marmottes par exemple.



Fig. 3.21. Modèle de la circulation d'air hivernale (flèches ascendantes) et estivale (flèches descendantes) au sein du complexe éboulis – glacier rocheux du gros Chadoua.

3.2.2.4 Présence de pergélisol ?

Deux sondages géoélectriques ont été effectués en collaboration avec l'Université de Fribourg. GCh-S1 a été réalisé longitudinalement sur le glacier rocheux (Fig. 3.16). La branche amont indique la présence d'une unique couche à 6 k Ω m sous une mince couche de sol (Fig. 3.22). Selon la branche aval, un niveau un peu plus résistant (15 k Ω m) et nettement plus épais (30 m) recouvre un niveau basal conducteur (< 1 k Ω m) dans la moitié inférieure du glacier rocheux. Malgré la forme de la courbe, on ne peut conclure avec certitude à la présence de pergélisol. Certes, il est possible que de la glace se trouvait dans le sous-sol lors de la réalisation du sondage. Cependant, les mesures ayant été effectuées le 27 mai, cette glace n'est pas forcément permanente, comme cela a été montré à Dreveneuse.

Effectué au cœur des épicéas nains qui colonisent la partie inférieure du cône d'éboulis septentrional, GCh-S2 témoigne d'un terrain un peu plus résistant que le glacier rocheux. Une porosité plus importante et un sol plus froid (glace présente en surface) expliquent la résistivité de 8 k Ω m mesurée sur les quatre premiers mètres de surface. En dessous, on trouve une couche de 8 m d'épaisseur et d'une résistivité de 20 k Ω m. Dans ce cas

également, il n'est pas possible de se prononcer sur la présence de glace permanente dans le sous-sol. Pour cela, une répétition des mesures plus tardivement dans la saison devrait être effectuée. On sait simplement que la présence de pergélisol dans l'éboulis n'est pas exclue.

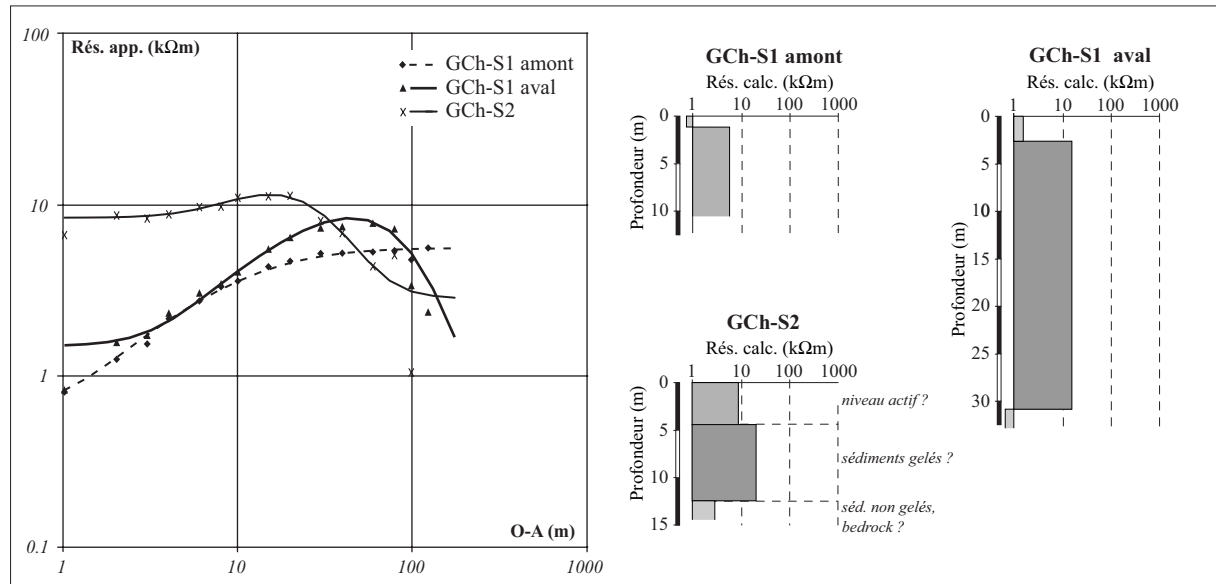


Fig. 3.22. Sondages géoélectriques effectués sur le glacier rocheux et l'éboulis le 27 mai.

3.2.3 Eboulis du Mont d'Or – Le Larzey

3.2.3.1 Description du site

Situé dans les Préalpes vaudoises (nappe des Préalpes médianes rigides), à l'ouest du Col des Mosses, le Mont d'Or (2175 m) domine un cirque glaciaire orienté à l'est (570°900/137°550, Fig. 3.23). Un vaste complexe sédimentaire formé des moraines tardiglaciaires d'un glacier local et d'un imposant glacier rocheux fossile occupe le pied du cirque (Schoeneich 1992). La partie amont du glacier rocheux est constituée de crêtes parallèles au sens de fluage de la formation. La lithologie est constituée de calcaires variés et rubanés, comme dans la combe de Dreveneuse. La granulométrie de surface de ce secteur, est plutôt grossière. On note une absence totale de fines et le sol, quand il existe, est très peu épais. En conséquence, la végétation a extrêmement de peine à se développer. Les épicéas et les bouleaux, qui constituent l'essentiel de la végétation arbustive du site, ont, en effet, une taille très réduite et prennent des formes tortueuses. Ce peut être également le signe d'un sol froid.

A l'amont des racines du glacier rocheux se sont développés plusieurs cônes d'éboulis plus ou moins bombés, en fonction de l'activité gravitaire dans les parois qui les dominent (Fig. 3.24). Le bas des cônes est très aéré, avec des blocs de 20-30 cm et une absence totale de fines. Sur le haut, la granulométrie est beaucoup plus fine, à témoin les trous de marmottes que l'on peut observer çà et là et la couverture végétale présente par exemple dans la partie supérieure du cône 1. Signalons encore la présence d'un protalus rempart (ou du moins une forme qui s'en rapproche) au pied du cône 1.

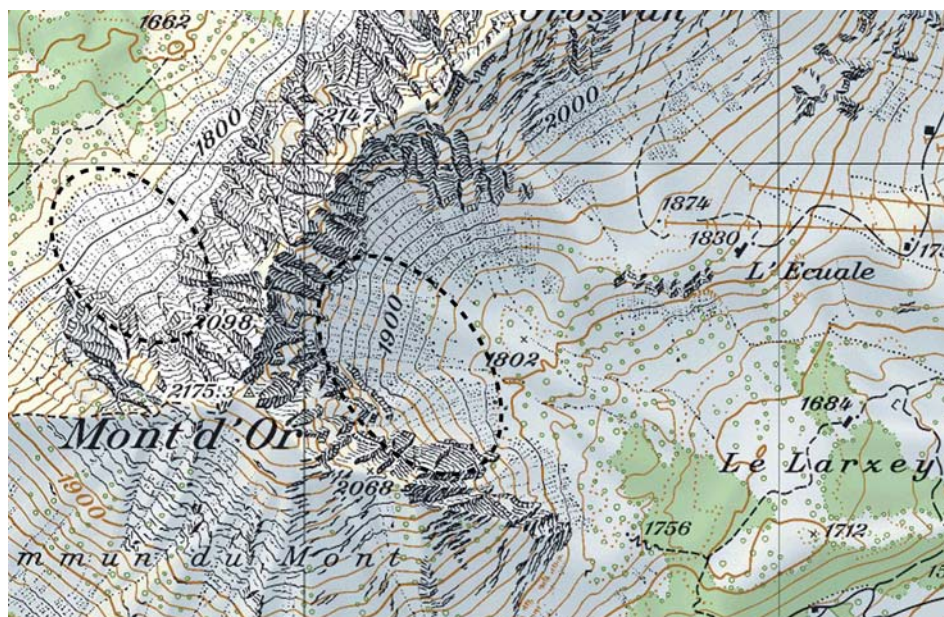


Fig. 3.23. Localisation des éboulis du Larzey, à l'est du Mont d'Or et du Bois des Arlettes (cf. Chap. 3.2.5.1), au nord-ouest du sommet. Extrait de la carte nationale de la Suisse 1:25'000, feuille 1265 (Les Mosses). Reproduit avec l'autorisation de Swisstopo (DV023268).



Fig. 3.24. Le cirque du Mont d'Or, avec les différents cônes d'éboulis et les racines du glacier rocheux fossile (zone parsemée de végétation). Le trait tillé indique les limites approximatives de la zone de prospection BTS (cf. Fig. 3.26). Est également représentée, la position des sondages géoélectriques.

3.2.3.2 Observations et mesures hivernales

Plusieurs secteurs de cheminées de fonte ont pu être observés le 11 mars 2005. La Fig. 3.25A montre que les cheminées se concentrent en certains endroits dans les parties

sommitales des cônes. La Fig. 3.25B offre un zoom sur le secteur central. On y distingue plusieurs cheminées connectées entre elles dans le sens de la pente, qui indiquent que l'air est expulsé en des zones allongées bien précises. Dans bien des cas, les cheminées se prolongeaient sous le manteau neigeux, formant ainsi de véritables cavités longues de plusieurs mètres (Fig. 3.25C). Des cheminées isolées étaient également présentes un peu plus bas dans la pente. Dans ces cas, les conduits étaient circulaires, comme on peut le voir sur la Fig. 3.25D. Ces observations montrent qu'un courant d'air ascendant est actif en hiver dans les éboulis du Mont d'Or.

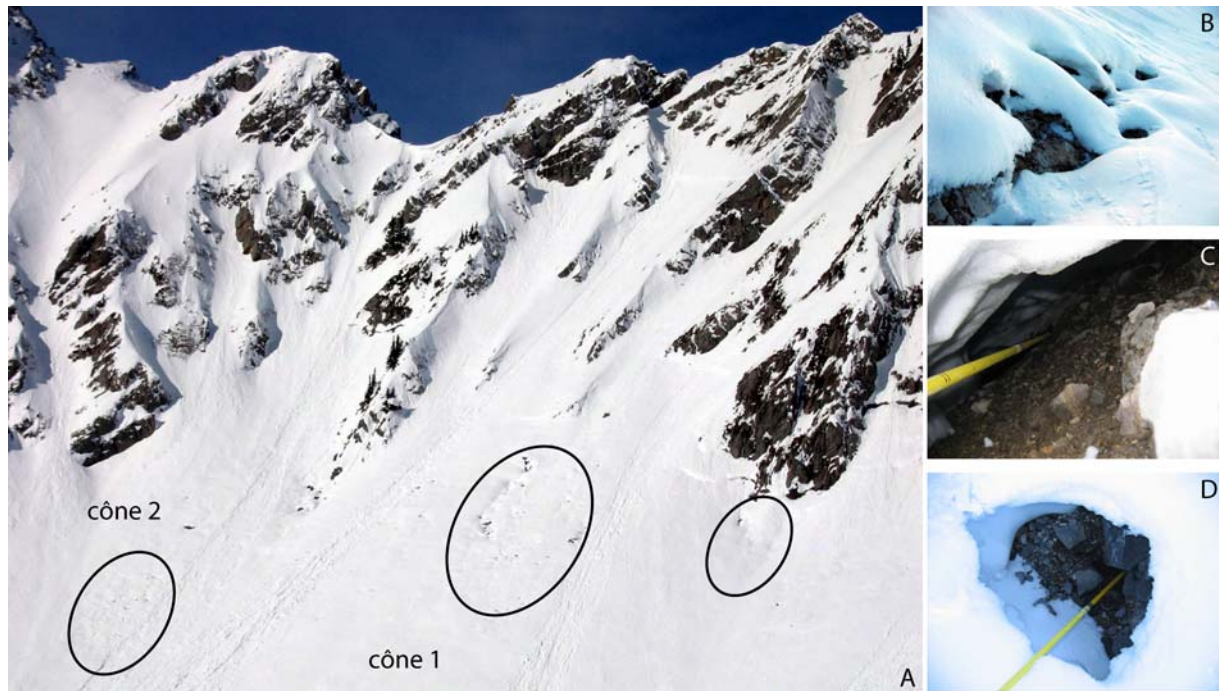


Fig. 3.25. A) Cheminées d'évacuation d'air observées le 11 mars 2005 dans le haut des cônes 1 et 2. B, C, D) Détail des cheminées observées sur le cône 1.

Le même jour, une campagne de mesures BTS a été effectuée (Fig. 3.26). Elle met clairement en évidence, avec des températures positives, le secteur des cheminées observé au sommet du cône 1. Directement sous ce secteur chaud, au pied de l'éboulis, des températures inférieures à -9°C ont été mesurées. La transition entre -1°C et -6°C est extrêmement brutale. Enfin, la base du cône est dans l'ensemble très froide, avec des températures inférieures à -6°C .

Si le protalus repart possède des températures de surface plutôt "clémentes", le secteur froid se prolonge à l'aval du cône 2. La température augmente régulièrement sur le glacier rocheux, pour atteindre finalement des valeurs supérieures à 0°C .

Même si des valeurs positives ont été mesurées dans la partie médiane du cône 3, il n'est pas du tout certain qu'un effet de cheminée fonctionne dans ce secteur. En effet, outre le fait qu'aucune sortie d'air n'ait pu y être observée, la base du cône n'est pas particulièrement froide, d'où une probable absence d'aspiration d'air.

Quelques mesures effectuées un mois plus tôt, le 9 février (Fig. 3.26), montrent toutefois que l'effet de cheminée fonctionne entre les cônes 2 et 3. Les zones d'aspiration et d'évacuation d'air y sont même extrêmement rapprochées. On passe en effet en une vingtaine de mètres de températures de l'ordre de -5°C à $+2.3^{\circ}\text{C}$!

En résumé, une circulation d'air ascendante extrêmement efficace fonctionne en certains secteurs des cônes d'éboulis du Mont d'Or. L'état du déneigement au début du mois d'avril 2005 le confirme, si besoin était (Fig. 3.27). Si les fenêtres de fonte sont très

bien développées au sommet des cônes 1 et 2, elles sont quasi absentes sur le cône 3. La proportion de fines à l'intérieur du dépôt sédimentaire joue probablement un rôle important dans le cheminement de l'air. De petites laves torrentielles sont actives de temps à autre sur le cône 3, déposant de ce fait des sédiments à granulométrie fine. La porosité du cône s'en trouve réduite par rapport aux cônes 1 et 2, ce qui a probablement pour effet d'entraver la circulation de l'air. La forme très bombée du cône pourrait toutefois également jouer un rôle dans le cheminement de l'air.

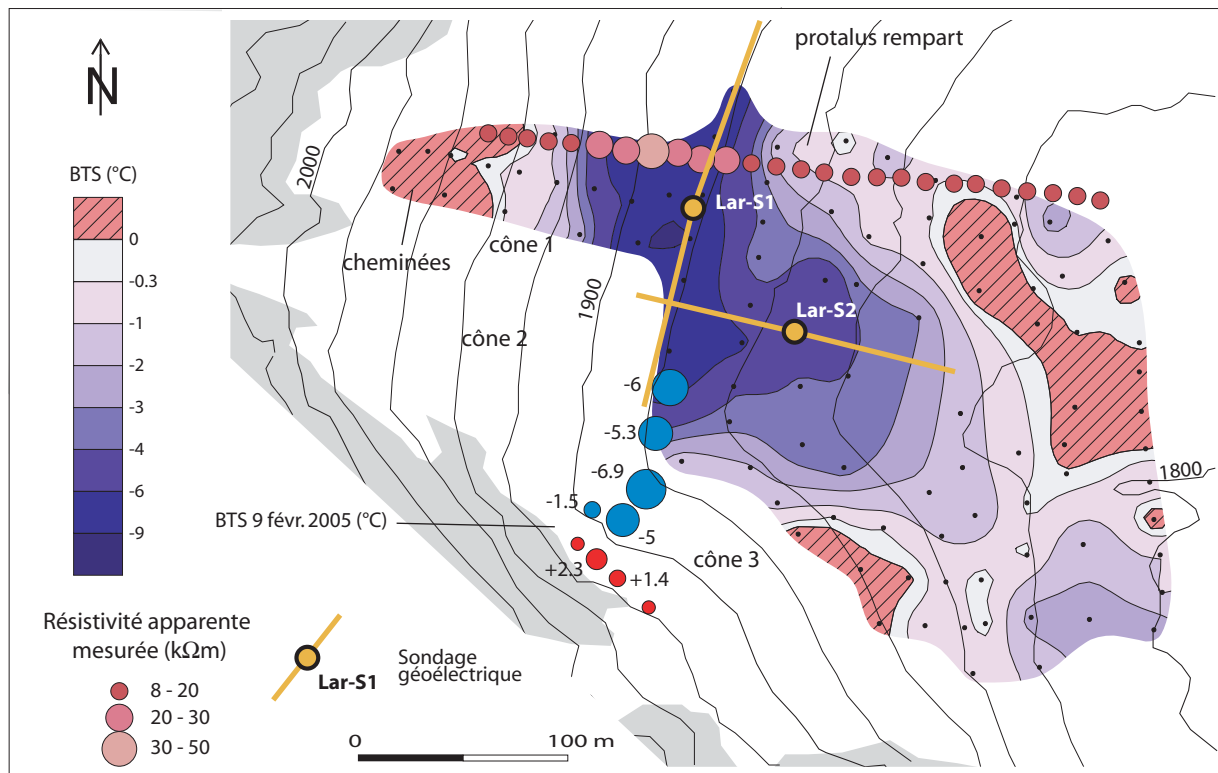


Fig. 3.26. Mesures BTS effectuées le 9 février 2005 (cercles rouges et bleus) et le 11 mars 2005 (interpolation par krigeage simple) sur les cônes 1 et 2 ainsi qu'aux racines du glacier rocheux fossile. Sont aussi représentées les résistivités apparentes mesurées par traîné (écartement inter-électrode: 12.5 m) et la position des sondages géoélectriques.



Fig. 3.27. Fenêtres de fonte observées le 2 avril 2005 sur le haut des cônes d'éboulis du Mont d'Or. Photo: D. Theler.

3.2.3.3 Présence de pergélisol ?

Au vu du parfait fonctionnement du système de ventilation durant l'hiver, on peut s'attendre à une réversibilité du système en été. Le 9 juin 2005 cependant, aucune sortie d'air n'a pu être observée, que ce soit au pied des éboulis ou sur le glacier rocheux. On peut y voir deux explications. Premièrement, le contraste thermique entre l'air extérieur et l'éboulis n'était peut-être pas suffisant pour que le système fonctionne bien. Deuxièmement, nous avons vu que, contrairement au site du Gros Chadoua (Chap. 3.2.2), la surface du glacier rocheux est extrêmement poreuse. L'air peut donc être expulsé à travers les multiples orifices que l'on trouve en surface du corps sédimentaire, ce qui rend le courant d'air beaucoup moins perceptible.

Quelques mesures de température ont toutefois permis d'observer que celle-ci est somme toute assez variable à la surface du glacier rocheux, là où l'on peut s'attendre à des expulsions d'air froid. Nous avons ainsi relevé des valeurs s'échelonnant entre +14°C (ce qui équivalait ce jour-là approximativement à la température de l'air) et +4°C. Cette dernière valeur montre que le sol de la formation est froid par endroits, ce qui indique qu'un courant descendant pourrait bel et bien s'opérer au sein du complexe sédimentaire.

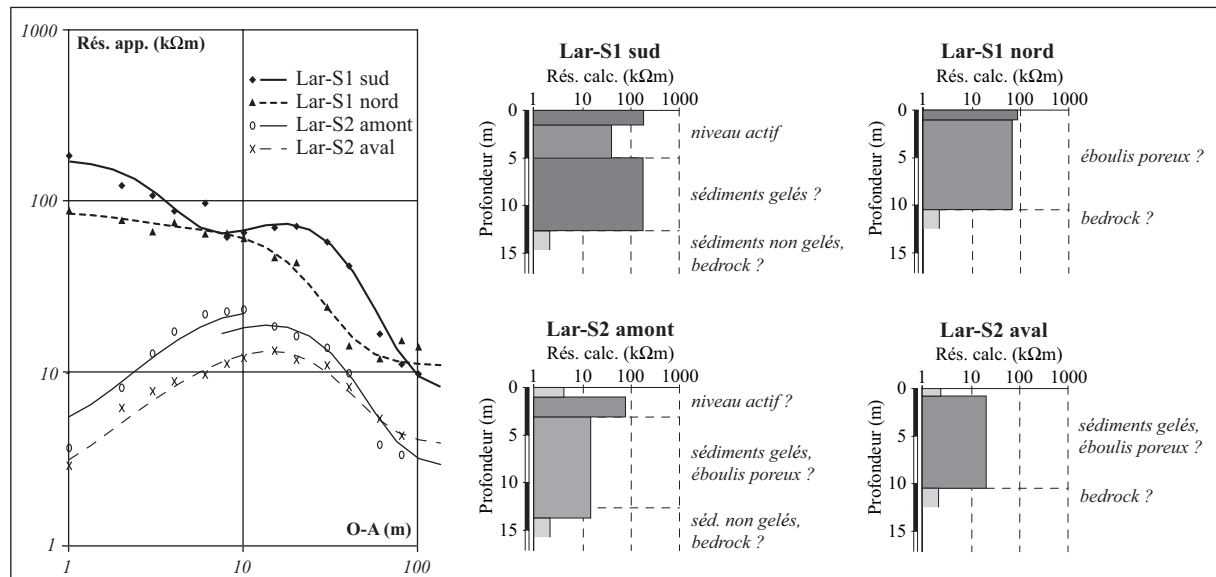


Fig. 3.28. Sondages géoélectriques effectués le 9 juin dans la partie inférieure du cône 1 (Lar-S1) et aux racines du glacier rocheux (Lar-S2).

Afin de détecter une éventuelle présence de pergélisol dans la partie inférieure du cône 1 et dans les racines du glacier rocheux, deux sondages géoélectriques y ont été effectués (Fig. 3.24 et Fig. 3.26). Lar-S1 montre deux branches significativement différentes (Fig. 3.28). Du côté sud, le terrain est très résistant en surface (170 kΩm). En dessous, on trouve un niveau moins résistant (40 kΩm) sur une épaisseur de 3 m environ, en dessous duquel se situe une couche de 7 m environ, à nouveau résistante (170 kΩm). Du côté nord, la structure verticale de l'éboulis est plus homogène (70-90 kΩm sur 10 m).

Un sol très peu épais recouvre les racines du glacier rocheux au pied du cône 2, là où a été effectué le sondage Lar-S2. C'est ce qui explique les basses résistivités mesurées en surface. Un niveau résistant (80 kΩm) est ensuite identifiable dans la branche amont. La couche suivante fait une dizaine de mètres d'épaisseur et présente une résistivité de 14-20 kΩm. Elle est présente immédiatement sous le niveau conducteur de surface dans la branche aval.

Ce niveau est environ 10 fois moins résistant que celui identifié sur la branche sud de Lar-S1. On peut émettre l'hypothèse qu'il illustre la porosité du corps sédimentaire. On

ne peut toutefois exclure que des sédiments gelés participent également à la forme en cloche de la courbe. Dans le cas de la branche sud de Lar-S1, la probabilité que la présence d'un niveau aussi résistant au-dessous d'une couche conductrice soit indicatrice de la présence de glace est relativement élevée. Si tel n'était pas le cas, il faudrait envisager la succession niveau poreux – niveau colmaté – niveau poreux, configuration qui signifierait que l'éboulis est stratifié. Toutefois, le sondage ayant été effectué au début de l'été, cette glace n'est peut-être que saisonnière.

Le traîné effectué entre le haut du cône 1 et sur le glacier rocheux fossile montre que les résistivités maximales (supérieures à 20 k Ω m) coïncident avec le secteur le plus froid de l'éboulis, à savoir la partie inférieure du cône. Au-dessus, ainsi que sur le glacier rocheux, les résistivités demeurent inférieures à 20 k Ω m. Ces résistivités élevées correspondent certes à la partie la plus grossière de l'éboulis, et donc celle où le volume occupé par les vides est le plus important, mais la correspondance parfaite entre résistivités élevées et BTS froides parle peut être en faveur d'un corps gelé présent dans le bas du cône 1. A nouveau, comme le traîné a été effectué le 9 juin, ce corps gelé n'est peut-être que saisonnier, comme on peut l'observer à Dreveneuse.

3.2.4 Eboulis de Van d'en Haut

3.2.4.1 Description du site et mesures effectuées

Situé en rive gauche du Rhône, à l'aval de Martigny, le vallon de Van constitue la partie aval du cirque de Salanfe (566'000/110'000). Taillés dans les gneiss des Aiguilles Rouges, ses deux versants sont très escarpés. Leur dénivellation atteint environ 1000 mètres. Orientée au nord, la rive droite est parsemée de nombreux couloirs au pied desquels se sont développés plusieurs cônes d'éboulis (Fig. 3.29). Le plus important se trouve en face du hameau de Van d'en Haut (Fig. 3.30). Certaines portions du cône sont couvertes d'une végétation arbustive (vernes), alors que d'autres sont complètement nues. On observe un granoclassement avec des blocs décimétriques vers 1500 m et des blocs métriques sur le bas. Les blocs (paragneiss) sont très massifs, d'où une porosité de subsurface importante.

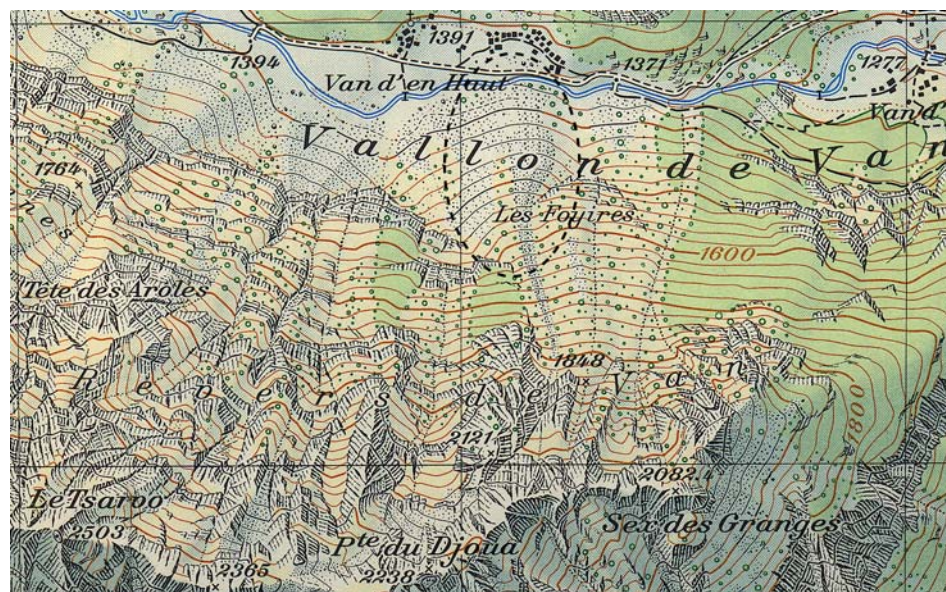


Fig. 3.29. Rive droite du vallon de Van (566'000/110'000), avec son versant très escarpé et l'éboulis étudié. Extrait de la carte nationale de la Suisse 1:25'000, feuille 1324 (Barberine). Reproduit avec l'autorisation de Swisstopo (DV023268).



Fig. 3.30. Cône d'éboulis principal de Van d'en Haut. Altitude du pied de l'éboulis: 1380 m.

Les investigations se sont concentrées dans le secteur orienté plein nord, à l'aplomb du couloir. Afin de détecter une éventuelle présence de pergélisol dans la partie aval du cône, deux sondages géoélectriques y ont été effectués (Fig. 3.31). Le régime thermique du sol a été étudié grâce à cinq mini-loggers disposés selon un profil amont-aval entre la base de l'éboulis et l'altitude de 1480 m, ainsi que grâce à deux campagnes de mesures BTS effectuées aux mois de février 2003 et 2005 (Fig. 3.31).

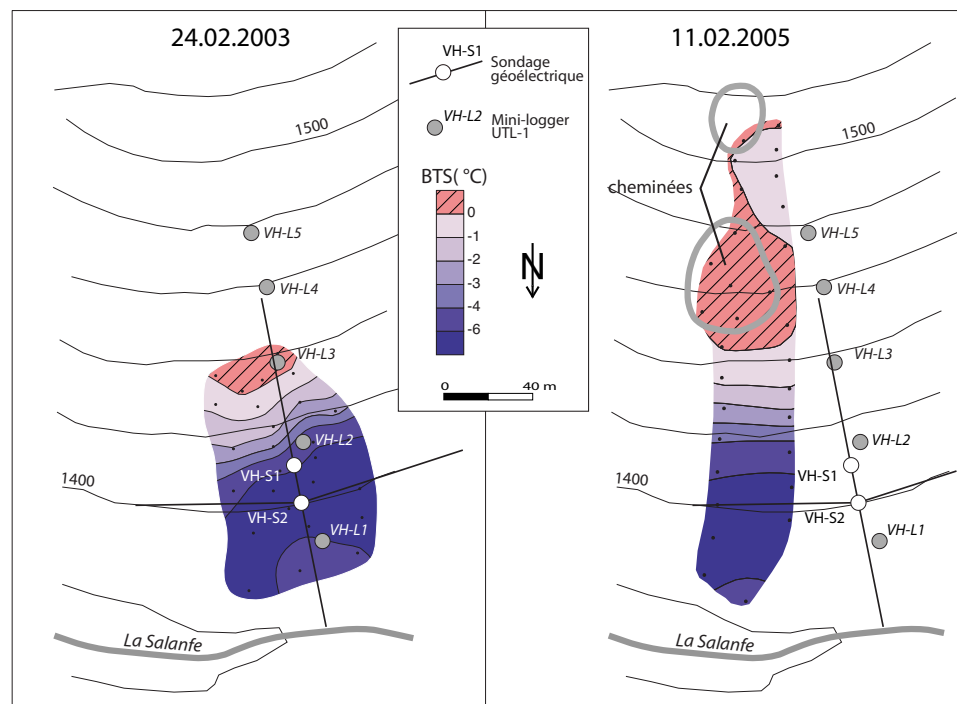


Fig. 3.31. Mesures effectuées sur le cône de Van d'en Haut: position des mini-loggers et des sondages géoélectriques; interpolation par krigeage simple des mesures BTS effectuées en février 2003 et 2005.

3.2.4.2 Evidences d'un effet de cheminée au sein de l'éboulis

La visite de terrain effectuée le 11 février 2005, après trois semaines de temps froid, a été propice à l'observation de cheminées de fonte (Fig. 3.32). Plusieurs zones de sorties d'air ont ainsi pu être observées. Dans le secteur étudié, elles se situaient au-dessus de 1450 m en deux endroits distincts. Les mesures BTS effectuées à cette occasion dévoilent sans surprise des températures positives dans les zones de cheminées (Fig.

3.31). L'absence de cheminées et les températures négatives relevées entre 1480 m et 1500 m montrent que l'air ne s'évacue pas partout, mais en des endroits bien définis. Les températures décroissent avec une régularité spectaculaire en direction de l'aval. Ainsi, une cinquantaine de mètres plus bas que les cheminées, les températures au sol ne sont plus que de -6°C .

Un état thermique du sol similaire prévalait le 24 février 2003 dans une zone située juste à l'est de la précédente (Fig. 3.31, localisation au niveau des traces de descente sur la Fig. 3.32).

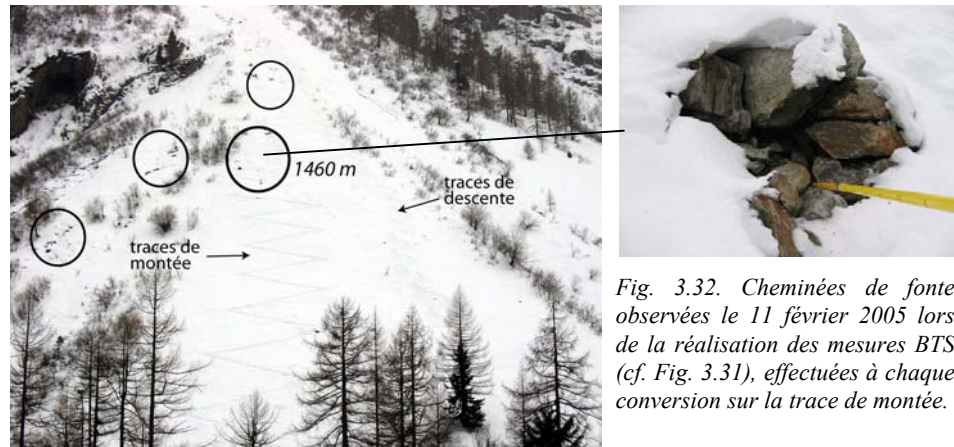


Fig. 3.32. Cheminées de fonte observées le 11 février 2005 lors de la réalisation des mesures BTS (cf. Fig. 3.31), effectuées à chaque conversion sur la trace de montée.

L'effet de cheminée est également mis en évidence par les capteurs de température disposés dans la pente. VH-L3-4-5 montrent tous trois le même comportement⁶, à savoir une réaction inverse aux variations des températures de l'air. Entre janvier et avril 2003, les températures du sol en ces emplacements sont par ailleurs demeurées positives (Fig. 3.33).

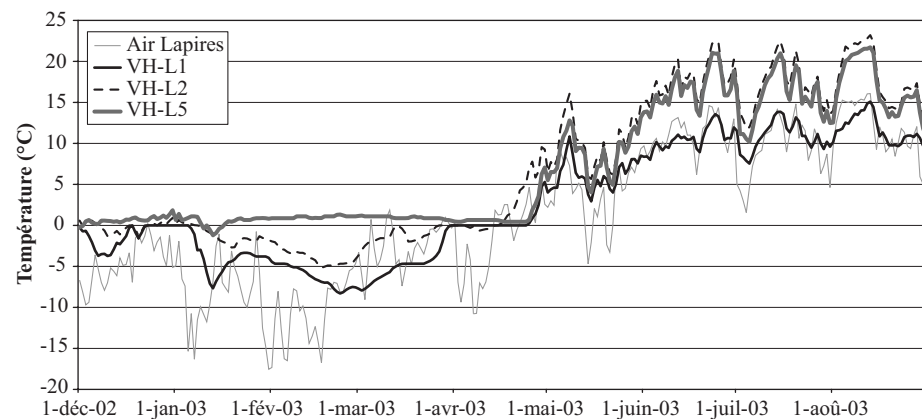


Fig. 3.33. Températures enregistrées au sol entre décembre 2002 et septembre 2003 en trois emplacements de l'éboulis (situation sur Fig. 3.31). Les températures de l'air sont celles des Lapires, à 2500 m d'altitude.

Au bas de l'éboulis (VH-L1), les températures hivernales sont régulièrement inférieures à -5°C (Fig. 3.33). C'était le cas durant l'hiver 2002-2003 (chaud du point de vue du pergélisol), mais également durant les deux hivers précédents (pas représentés ici). Les températures estivales y sont distinctement plus froides (env. 6°C) qu'au niveau de VH-L2, situé une quarantaine de mètres plus haut. On note par ailleurs qu'elles suivent le

⁶ Pour cette raison, seul VH-L5 est représenté.

comportement de la température de l'air. L'absence de relation thermique inverse à celle de l'air extérieur en été pourrait s'expliquer, selon Wakonnig (1996) et Delaloye (2004), par une absence de glace dans l'éboulis, ou par un processus d'évaporation restreint du fait d'une humidité relativement faible à proximité de la surface très aérée de l'éboulis.

Enfin, la température moyenne annuelle (MAGST) pour l'année 2001-2002 était de +2.1°C pour VH-L1 (contre +5.4°C pour VH-L2). La température moyenne annuelle de l'air au pied de l'éboulis peut quant à elle être estimée à environ +5°C (elle est de +5.6°C au Creux du Van, à 1200 m d'altitude (Delaloye 2004)). On peut donc compter avec une anomalie thermique négative d'environ 3°C.

Le cas présenté sur la Fig. 3.34 est intéressant. On observe que VH-L5, situé dans la partie haute de la zone étudiée, a réagi de manière identique à VH-L2 (situé dans la partie inférieure de l'éboulis) lors de l'épisode de froid de décembre. Il n'y avait, à ce moment-là, pas ou très peu de neige. Il en va tout autrement lors de l'épisode froid de janvier, lorsque le manteau neigeux devint plus épais: alors que VH-L2 s'est considérablement refroidi, VH-L5 est resté aux alentours de -0.5°C. C'est bien le signe qu'un effet de cheminée s'est mis en place. Un phénomène identique est décrit par Delaloye (2004) à la Dent de Lys (combe de Vudèche) ce même hiver. Le fait que l'évacuation d'air ne soit visible sur VH-L5 qu'en présence d'une couche de neige suffisamment épaisse ne signifie pas forcément que la ventilation ne fonctionne pas en l'absence de neige. On remarque en effet, sur la Fig. 3.31, que VH-L5 ne se situe pas à l'emplacement des cheminées de fonte. Ce n'est donc pas à cet endroit que l'air s'évacue en premier lieu.

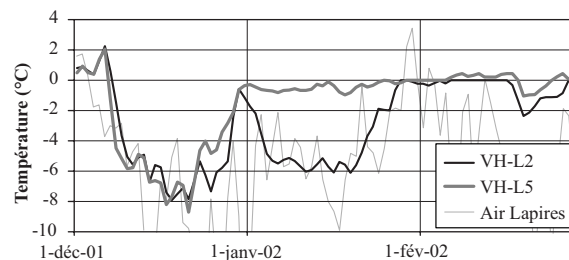


Fig. 3.34. Températures enregistrées durant l'hiver 2001-2002 au niveau de VH-L2 et VH-L5.

En résumé, toutes les mesures et observations effectuées concordent et prouvent l'existence d'un système de ventilation au sein de l'accumulation sédimentaire.

3.2.4.3 Un pergélisol à 1400 m ?

Les courbes amont et aval du sondage VH-S1 (Fig. 3.31) sont sensiblement différentes (Fig. 3.35). Du côté aval, les résistivités apparentes oscillent entre 20 et 40 kΩm jusqu'à OA=40, à la suite de quoi les valeurs plongent, la branche aval du sondage se trouvant alors à l'extérieur de l'éboulis, dans la plaine alluviale de La Salanfè. Le niveau basal correspond donc probablement à la nappe phréatique. Si les résistivités varient beaucoup jusqu'à OA=8, du fait de la porosité de surface élevée, on décèle un très léger bombement de la courbe entre OA=10 et OA=40, signe de la présence possible d'un terrain résistant en profondeur. Le modèle retenu propose deux couches de 7 m environ, avec des résistivités spécifiques de 26 kΩm et 110 kΩm respectivement.

Le niveau résistant se retrouve sur la courbe amont, certes de manière très peu marquée, en dessous d'une profondeur d'environ 6 mètres. Sa résistivité est d'environ 35 kΩm. Lors de l'inversion, la simulation de ce léger bombement nécessite l'introduction dans le modèle d'une couche conductrice (8 kΩm) entre les blocs de surface et la couche résistante de profondeur. Les valeurs semblent se stabiliser autour de 12 kΩm dès OA=60, ce qui correspond probablement à la partie profonde de l'éboulis.

Effectué horizontalement à une trentaine de mètres du pied de l'éboulis, VH-S2 dévoile des résistivités très élevées pour les premiers mètres (90 kΩm), qui s'expliquent par le

volume important occupé par les vides. Tout comme pour la branche amont de VH-S1, un niveau plus conducteur (15 k Ω m) semble ensuite prendre place. La couche résistante mise en évidence précédemment se retrouve ensuite sous les six premiers mètres que constituent les deux couches sommitales. Sa résistivité s'élève à 140 k Ω m, pour une épaisseur d'une dizaine de mètres.

En résumé, on trouve dans le bas de l'éboulis une couche résistante à environ 6 mètres de profondeur. Sa résistivité va croissant vers l'aval. La coupe du terrain obtenue grâce aux deux sondages s'apparente beaucoup à ce que l'on peut observer dans un terrain sédimentaire gelé en permanence, à savoir la succession classique blocs de surface – mélange blocs-matériaux fins – sédiments gelés. Les sondages ayant été effectués en août, il est en principe exclu que le niveau résistant identifié corresponde à de la glace de regel printanière. Il est par contre possible qu'il s'agisse d'un niveau poreux. En définitive, aux vu des mesures géoélectriques, la présence de pergélisol dans la partie inférieure de l'éboulis de Van d'en Haut est possible, mais pas prouvée.

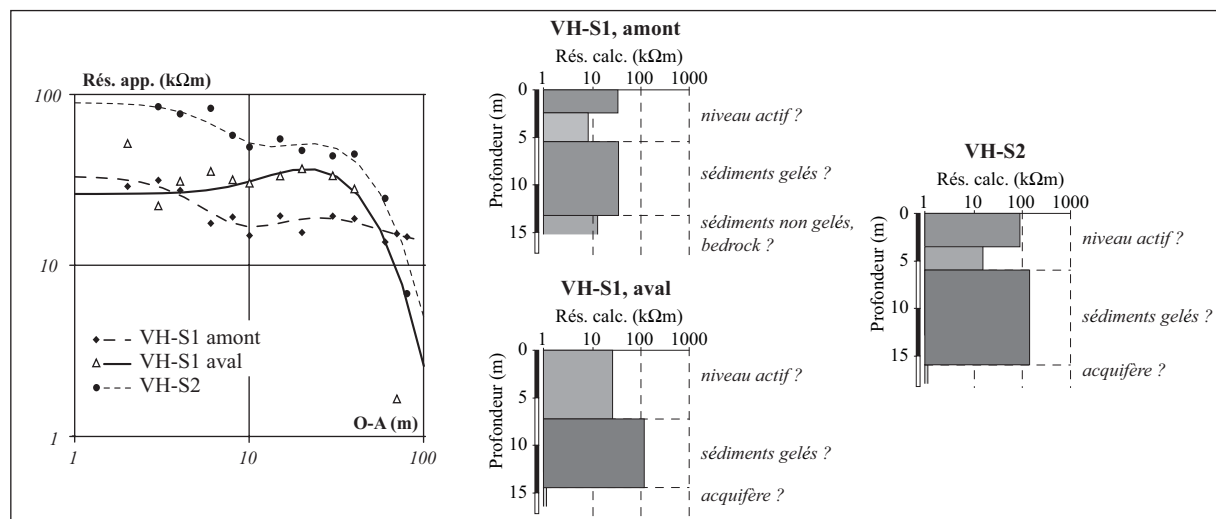


Fig. 3.35. Sondages géoélectriques verticaux réalisés le 7 août 2001 sur le cône de Van d'en Haut.

3.2.5 Autres éboulis

D'autres observations d'indices révélant l'existence d'un effet de cheminée dans des éboulis de basse altitude ont été effectuées durant ces dernières années, que ce soit en hiver (cheminées de fonte) ou en été (épicéas nains). En voici deux exemples.

3.2.5.1 Bois des Arlettes – Mont d'Or

J'ai participé à une campagne de mesures BTS menée par une équipe de l'Université de Fribourg dans le cadre du travail de diplôme de Dorthe & Morard (à paraître) dans le versant nord-ouest du Mont d'Or, de l'autre côté de l'éboulis du Larzey (cf. 3.2.3, Fig. 3.23). Ce versant est constitué d'une succession de cônes d'éboulis coalescents, qui dominent un imposant glacier rocheux fossile entièrement recouvert par de la forêt (Fig. 3.36). Les mesures ont porté sur le cône situé le plus à l'ouest, qui s'étend entre 1740 m et 1900 m d'altitude.

De nombreuses cheminées de fonte coalescentes ont pu être observées dans la portion supérieure du cône, particulièrement dans ses bordures latérales. Ces cheminées étaient le plus souvent alignées dans le sens de la pente, formant ainsi de véritables couloirs de fonte (Fig. 3.36). Les mesures BTS révèlent la présence d'un secteur froid dans la partie

inférieure de l'éboulis, les températures minimales (-10°C) étant atteintes à une cinquantaine de mètres du pied de l'éboulis (Fig. 3.37). La transition vers des températures plus élevées en direction de l'amont se fait extrêmement rapidement. On passe en effet en une cinquantaine de mètres à des températures voisines de 0°C . Cette configuration spatiale des températures BTS est typique d'un éboulis ventilé.



Fig. 3.36. A gauche: vue sur le versant nord-ouest du Mont d'Or, avec la succession de cônes d'éboulis qui dominent le gigantesque glacier rocheux fossile du Bois des Arlettes. L'éboulis étudié est le premier sur la droite de l'image. A droite: cheminées coalescentes évoluant en couloir de fonte, en bordure est du cône.

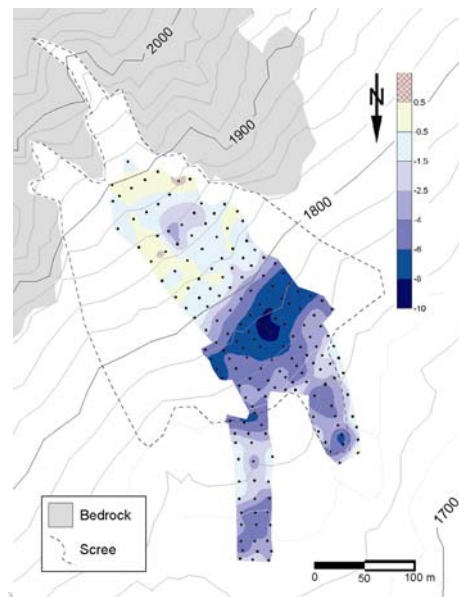


Fig. 3.37. Interpolation par krigeage simple de mesures BTS effectuées le 9 février 2005 sur l'éboulis du Bois des Arlettes (Dorthe & Morard, à paraître).

3.2.5.2 Col de Pavis (France)

De nombreuses cheminées de fonte ont été observées le 5 février 2005 dans la région Novel – Dent d'Oche – Col de Pavis, dans les Préalpes chablaisiennes (Haute Savoie, France), entre 1600 et 1900 mètres, dans différentes orientations. La Fig. 3.38 montre un versant sud à 1800 m environ. Comme à Van d'en Haut, on observe que les cheminées ne sont pas situées dans la partie sommitale de la pente. Il est probable que la présence du bedrock à faible profondeur en soit la cause. Par ailleurs, la localisation des cheminées dans une portion végétalisée de l'éboulis (comme c'était le cas au Larzey), là où la porosité de surface est très réduite, montre que la puissance du courant

ascensionnel permet à l'air de sortir malgré des conditions granulométriques défavorables.

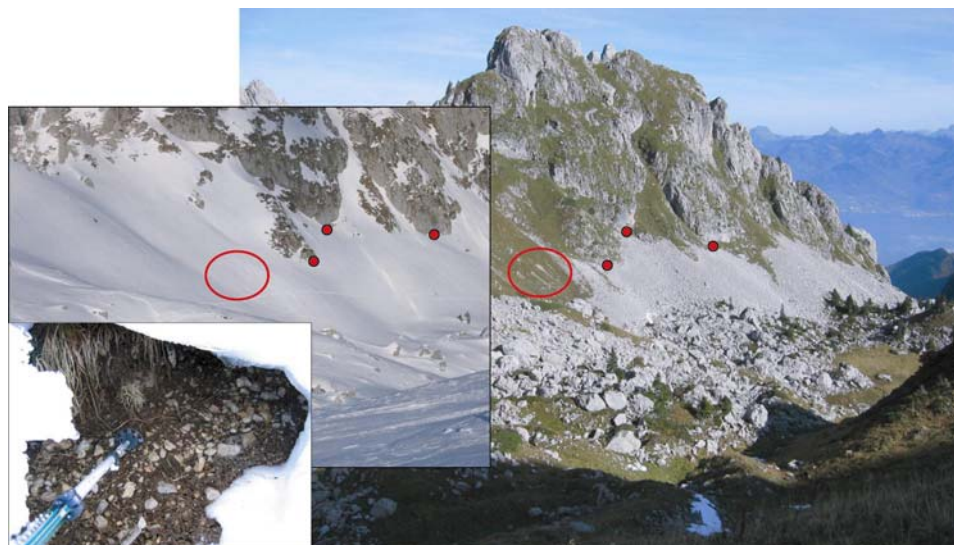


Fig. 3.38. Cheminées de fonte observées le 5 février 2005 sur un cône d'éboulis orienté au sud, dans la région du Col de Pavis.

3.2.6 Synthèse

Les observations et mesures effectuées sur les sites étudiés apportent de nouvelles informations relatives à la ventilation dans les éboulis froids. Les lignes suivantes résument les enseignements généraux à retenir. Elles complètent les principes de fonctionnement du système présentés en introduction à ce chapitre.

1. Les mesures de la vitesse du courant d'air dans la partie inférieure de l'éboulis de Dreveneuse confirment que le moteur du mécanisme de ventilation est en grande partie le contraste de température entre l'air et l'éboulis.
2. L'hiver très froid 2004-2005 a été extrêmement favorable à l'effet de cheminée dans les éboulis étudiés. Un refroidissement jusqu'à -14°C a pu être mesuré dans la partie inférieure des éboulis, en présence d'environ 1.5 m de neige. Un manteau neigeux épais n'entrave ainsi en rien le fonctionnement du système.
3. La température et l'humidité de l'air qui s'évacue au bas de la pente semblent être fonction des quantités de glace présentes dans l'éboulis, via l'intensité des processus de fonte et/ou de sublimation de la glace. Cette relation demeure toutefois extrêmement complexe (cf. Law & van Dijk 1994) et nécessite d'autres investigations.
4. Les températures enregistrées dans le forage 1 de Dreveneuse montrent que tant que l'éboulis est poreux, l'air circule dans toute l'épaisseur de l'accumulation. L'aspect très différencié que prennent les courbes montre que les échanges thermiques advectifs l'emportent sur les échanges conductifs et convectifs. En d'autres termes, le régime thermique d'un éboulis froid est avant tout advectif.

5. La dissymétrie entre le secteur d'aspiration d'air en hiver et le secteur de décharge gravitaire de l'air en été observée au Creux du Van par Delaloye (2004) est confirmée par les données de Dreveneuse (Fig. 3.39). Celles-ci montrent en effet qu'en hiver, l'aspiration est maximale dans le haut de la partie inférieure de l'éboulis et non pas au bas de la pente. Le chapitre 3.4.3.4 reviendra sur cette particularité. La transition entre les températures maximales (souvent positives) dans le haut et les températures minimales est extrêmement rapide. Elle peut se faire sur une distance de 20 mètres. En été, la décharge d'air froid s'effectue très bas dans la pente, au pied de l'éboulis, voire beaucoup plus bas, dans les parties frontales du glacier rocheux comme c'est le cas au Gros Chadoua.

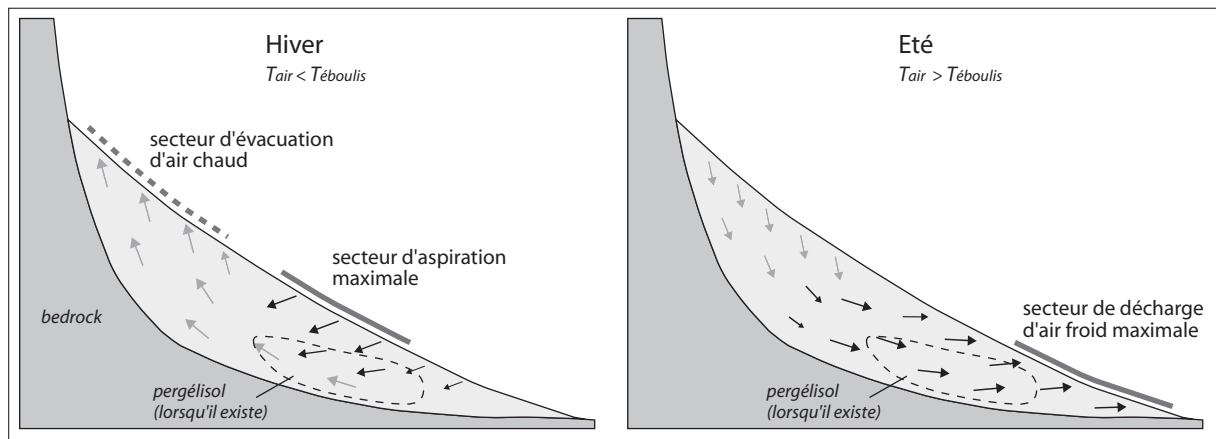


Fig. 3.39. Modèle du fonctionnement du système de ventilation en hiver (à gauche) et en été (à droite) (d'après Delaloye (2004) et Delaloye & Lambiel (2005), modifié).

6. L'effet de cheminée fonctionne généralement avec ou sans neige. A Dreveneuse, l'anémomètre a montré que de l'air était aspiré au début du mois de septembre. Cette aspiration est une conséquence de l'effet de cheminée. Or la neige était totalement absente du site ce jour là. Le fonctionnement précoce du système peut être visualisé en début d'hiver, juste après les premières chutes de neige. La Fig. 3.40 montre la partie supérieure de l'éboulis de Dreveneuse, recouverte de 2-3 cm de neige où l'air n'est pas évacué, nue où l'air est évacué. L'absence d'isolation du système par la neige ne joue donc pas un rôle déterminant dans le processus de ventilation. Ces observations contredisent les conclusions de Harris & Pedersen (1998), qui prétendaient notamment qu'une couverture neigeuse continue était indispensable pour qu'un effet de cheminée puisse se produire.



Fig. 3.40. Fenêtres de fonte dans la partie supérieure de l'éboulis de Dreveneuse le 11 novembre 2004.

7. Les zones d'évacuation d'air prennent souvent des formes allongées dans le sens de la pente, comme cela a pu être observé à Dreveneuse (Fig. 3.40 et Fig. 3.41), au Larzey (Fig. 3.25A-B) ou au Bois des Arlettes (Fig. 3.36, à droite). Cela montre que l'air n'est pas évacué dans l'intégralité du haut de l'éboulis, mais qu'il l'est en des secteurs bien précis. La cause est probablement à rechercher dans la structure sédimentaire du sous-sol. L'air sort préférentiellement dans les portions de l'éboulis ayant la plus forte porosité. Une fois que le manteau neigeux atteint une certaine épaisseur, il faut un certain temps pour voir apparaître des cheminées de fonte. Si un temps froid et sec sévit, les cheminées vont devenir coalescentes, jusqu'à former des grandes ouvertures allongées, que l'on peut nommer "couloirs de fonte" (Fig. 3.41 et Fig. 3.42).



Fig. 3.41. Les différents stades de développement de cheminées de fonte (Dreveneuse, 10.02.2005): (1) dépressions non ouvertes dans le manteau neigeux, (2) cheminées ouvertes, (3) cheminées coalescentes, (4) couloirs de fonte. Photo: R. Delaloye.

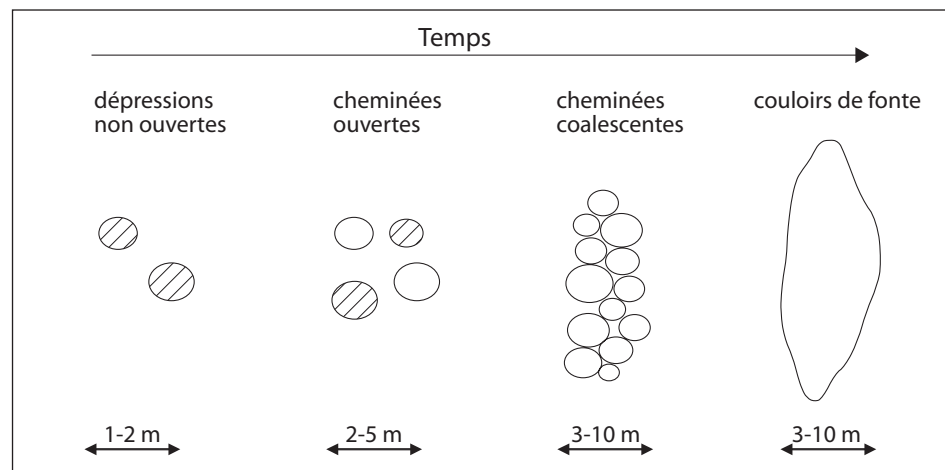


Fig. 3.42. Modèle d'évolution des cheminées de fonte au cours de l'hiver.

8. On peut émettre l'hypothèse que la localisation des zones d'évacuation d'air chaud dépend en grande partie de la topographie du bedrock et de la porosité du terrain. Si rien ne vient entraver la circulation ascendante de l'air, on peut supposer que celui-ci sortira dans la partie sommitale de l'accumulation sédimentaire, comme c'est souvent le cas à Dreveneuse ou au Mont d'Or. Un ressaut du bedrock en milieu de pente entraînera par contre l'évacuation d'air bien plus bas que la partie sommitale de l'éboulis. Dans le cas de Van d'en Haut par exemple, les cheminées de fonte sont situées dans la partie centrale de l'éboulis. La présence de parois rocheuses un peu plus haut que les sorties d'air, en bordure du cône, indique que la roche en place doit être présente à

faible profondeur sous l'éboulis, entravant ainsi la circulation ascensionnelle de l'air, d'où l'évacuation de l'air à cet endroit.

La présence de fines, déposées par exemple par des laves torrentielles, peut également modifier considérablement le cheminement de l'air. Des cheminées de fonte ont toutefois été observées dans des zones terreuses des éboulis du Mont d'Or et du Col de Pavis. La probable absence d'argiles dans ces sédiments calcaires, maintient une porosité suffisamment importante pour que l'air puisse y circuler.

9. La localisation des sorties d'air en été est relativement aisée dans le cas d'un terrain à la porosité de surface limitée, comme c'est le cas à Dreveneuse ou au Gros Chadoua, où un sol recouvre les blocs de surface. Si tel n'est pas le cas, l'air se diffuse. Le courant d'air est dès lors beaucoup plus difficilement perceptible. Le refroidissement de la partie inférieure du complexe sédimentaire n'en demeure pas moins efficace, à témoin l'anomalie thermique négative relevée au bas de l'éboulis de Van d'en Haut.
10. Le comportement thermique du haut de l'éboulis reste mal connu. En particulier, quelle est l'intensité du mécanisme d'aspiration d'air chaud vers l'intérieur du haut de l'éboulis en été ? Quel est le cheminement de l'air qui descend par gravité ? Ces questions restent ouvertes.
11. Toutes les mesures géoélectriques effectuées montrent la présence d'un corps résistant sous quelques mètres de blocs de surface dans la partie inférieure des éboulis. La conjonction des données de températures relevées dans les forages de Dreveneuse et des résistivités électriques mesurées en différents endroits de l'éboulis montre cependant que, dans le cas présent, le niveau résistant identifié est avant tout dû à la porosité de l'éboulis. Le même cas de figure prévaut peut-être dans les autres cas étudiés. La résistivité du terrain peut également être élevée en début d'été, lorsque de la glace de regel se forme dans le sol. Il faut donc se garder d'interpréter des résistivités élevées mesurées à ce moment-là comme du pergélisol, une portion importante de cette glace pouvant fondre durant l'été.
12. Enfin, il faut relever la variabilité inter-annuelle du système, comme le démontrent les températures enregistrées à 11.5 m dans le forage 1 de Dreveneuse. Alors qu'elles étaient de +2°C à la fin novembre 2004, les températures étaient descendues à 0°C à la mi-octobre 2005.

Maintenant que le fonctionnement du mécanisme de ventilation actif au sein des éboulis froids de basse altitude a été précisé, nous pouvons porter l'analyse sur les éboulis situés à l'intérieur de la ceinture du pergélisol discontinu.

3.3 Eboulis de haute altitude

Ce chapitre présente les résultats de mesures thermiques et géophysiques obtenues sur une quinzaine d'éboulis situés pour certains à l'intérieur de la ceinture du pergélisol discontinu, pour d'autres légèrement en dessous de la limite inférieure régionale du pergélisol. Le terme "éboulis" est utilisé ici dans un sens large. Les formes étudiées vont en effet de l'éboulis de gravité au versant complexe incluant des protalus remparts, en passant par l'éboulis fluant. La taille des éboulis étudiés est également très variable, de 1-2 hectares à une trentaine d'hectares. Toutes les orientations sont représentées. Sept formations occupent les différents versants du Mont Gelé, dans la région Verbier-Nendaz (Fig. 1.2). Sept autres éboulis proviennent de la région d'Arolla, dans le secteur des Fontanesses (Fig. 1.3) et en rive droite de la vallée, dans le secteur de Tsarminne. Dans la région du Grand Chavalard, plusieurs éboulis ont été étudiés en collaboration avec Pieracci (2006). Deux cas sont présentés ici. Enfin, des observations ponctuelles effectuées sur d'autres éboulis seront rapidement présentées, avant qu'une synthèse et une discussion ne soient proposées en fin de chapitre.

3.3.1 Eboulis des Lapires

3.3.1.1 Description du site et mesures effectuées

L'éboulis des Lapires constitue une vaste accumulation gravitaire d'exposition NNE, large de 500 m environ, pour une extension verticale de 350 m (Fig. 3.43). Sa base se situe à l'altitude de 2350 m, c'est-à-dire légèrement en dessous de la limite inférieure du pergélisol dans la région (Lambiel 1999, cf. Fig. 1.2). L'éboulis est dominé par la Pointe des Lapires (2973 m), sommet constitué de gneiss schisteux. La morphologie de la pente est très hétérogène. Une granulométrie grossière sans signes de fluage occupe le bas de l'éboulis ainsi que sa partie nord-ouest. On trouve à l'amont de ce secteur une large bande où domine la solifluction. Les loupes, épaisses parfois de plusieurs mètres, sont constituées de blocs décimétriques supportés par une matrice fine, qui permet une colonisation partielle par de la pelouse alpine¹. Vers 2600 m, dans la partie ouest de l'éboulis, la végétation se fait plus rare. Un protalus rempart domine les loupes sommitales, à 2620 m d'altitude. Enfin, le sommet de la pente, très raide, est entièrement minéral et les formes de fluage y sont absentes. Deux couloirs principaux entaillent la paroi nord de la Pointe des Lapires. Ils délivrent de temps à autre une lave torrentielle, comme ce fut le cas la dernière fois en juillet 2001. Les matériaux ont alors été transportés jusqu'au bas de la pente.

Ces particularités géomorphologiques et l'accès aisé au site (route, remontées mécaniques) font de l'éboulis des Lapires un terrain d'étude idéal. Des mesures y sont effectuées depuis 1995 par l'Institut de Géographie de l'Université de Lausanne. Depuis 1998, les études sont menées en collaboration avec l'Institut de Géographie de l'Université de Fribourg.

Les données à disposition pour ce site sont extrêmement fournies :

- 9 années de mesures BTS,
- Suivi de la température du sol en continu en 40 emplacements,
- 4 sondages géoélectriques,
- 350 points de mesure de la résistivité apparente du sous-sol,
- 4 profils de pseudo-section électrique,

¹ Les dimensions importantes et la texture de surface de ces loupes les différencient des loupes de solifluction que l'on observe dans les versants végétalisés. On peut donc présumer qu'elles découlent d'un fluage relativement profond, mais pas forcément liée à la reptation de sédiments gelés.

- enregistrement de la température dans un forage de 20 m de profondeur depuis 1998,
- enregistrement de la température dans les fondations d'un pylône (P10) depuis 1998,
- données climatiques (température de l'air, rayonnement solaire).

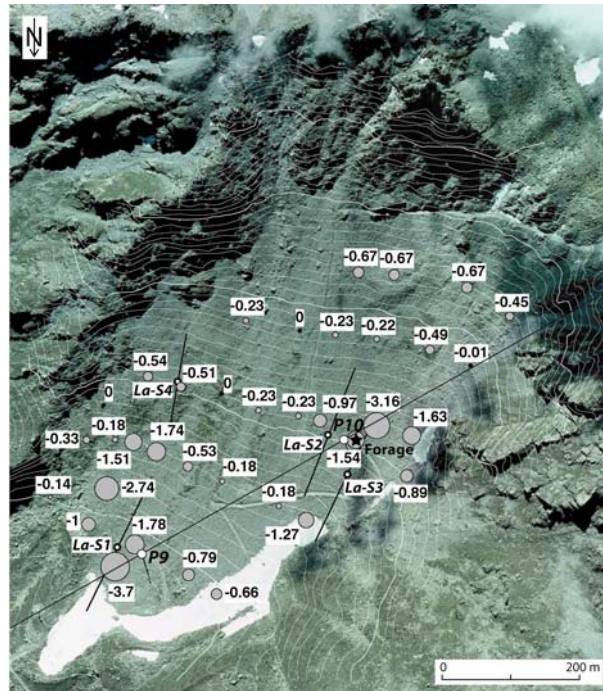


Fig. 3.43. Vue verticale sur l'éboulis des Lapires, avec les températures d'équilibre hivernal enregistrées par les 36 capteurs disposés dans la pente durant l'hiver 2001-2002, l'emplacement du forage, la position des sondages géoélectriques et la position de la télécabine et des pylônes 9 et 10 (P9-P10). Reproduit avec l'autorisation de Swisstopo (DV023268).

Les études menées sur le site jusqu'à ce jour ont donné lieu à plusieurs publications (Reynard et al. 1999, Delaloye et al. 2001, Maescot et al. 2003). Deux travaux de diplôme ont traité de l'éboulis (Lambiel 1999 et Turatti 2002). Delaloye (2004) et Delaloye et Lambiel (2005) ont montré qu'un système de ventilation était actif au sein de l'éboulis. Enfin, le site des Lapires est intégré au réseau PERMOS (Permafrost Monitoring Switzerland, Vonder Mühl et al. 2004).

3.3.1.2 Caractéristiques du pergélisol

Au vu des nombreuses publications dont l'éboulis des Lapires a déjà fait l'objet, il n'est pas nécessaire de présenter une analyse complète des résultats obtenus. Pour plus d'informations, le lecteur est renvoyé aux différentes références citées ci-dessus.

En substance, nous retiendrons que:

- **La présence de pergélisol dans l'éboulis est attestée par des observations directes.** Le remplacement de la télécabine du Col de Chassoure en 1998 a mis à jour un pergélisol saturé en glace au niveau du pylône 10 (Lambiel 1999). Les observations effectuées à la fin du mois de juin de cette année ont montré qu'en dessous d'environ 2 m, tous les pores étaient remplis de glace (Fig. 3.44). Un pergélisol sous-saturé en glace a été observé au pylône 9.
- **Le pergélisol des Lapires présente des résistivités électriques peu élevées,** de l'ordre de 10-15 kΩm, avec apparemment un niveau supérieur un peu plus résistant de 30 à 100 kΩm (Fig. 3.45).

- Un **forage de 20 m de profondeur** a été effectué à l'occasion de la construction du pylône 10, une quinzaine de mètres à l'ouest du pylône. Il est équipé de 12 capteurs thermiques (station MADD). Les données révèlent un **pergélisol tempéré**, dont la température en dessous de 4 mètres demeure stable et voisine de 0°C tout au long de l'année (Fig. 3.46). De 1998 à 2003, la profondeur de l'amplitude annuelle de 0°C (ZAA) se trouvait à 4 m. Elle est descendue à 4.5 m en 2003, sans remonter à 4 m par la suite. Durant l'hiver froid 2004-2005, l'onde de froid est descendue jusqu'à 11 m ! L'état tempéré du pergélisol explique certainement les résistivités relativement basses mesurées dans l'éboulis.



Fig. 3.44. Affleurement de pergélisol saturé en glace, mis à jour par l'excavation du pylône 10 en juin 1998.

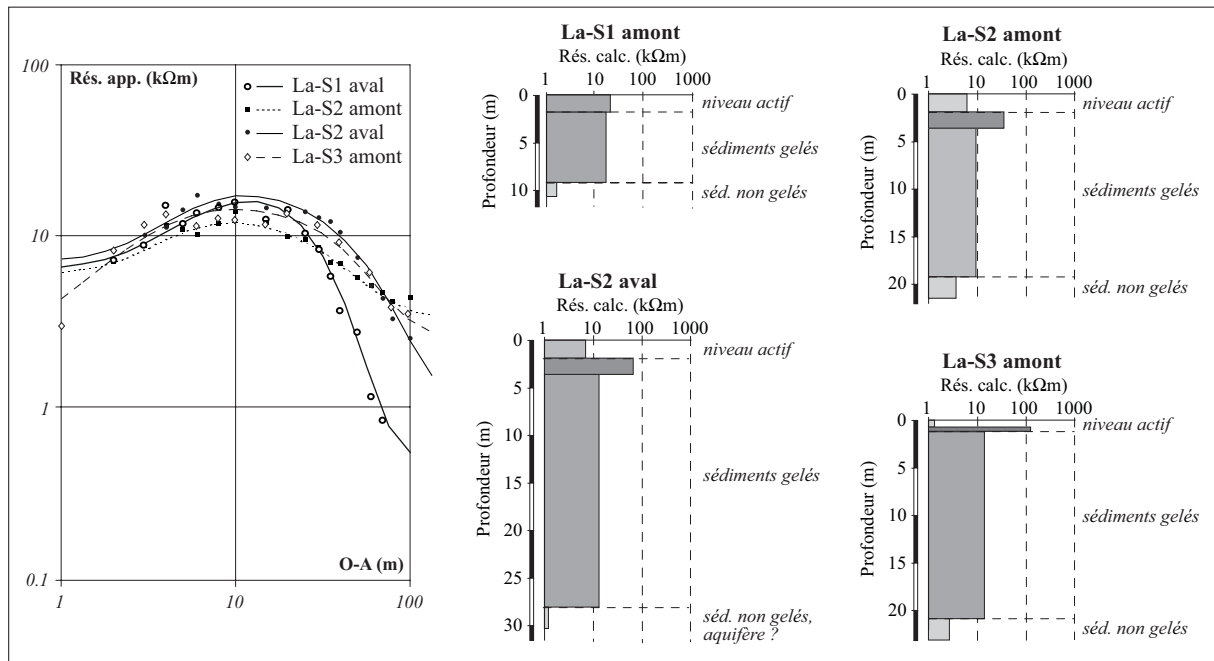


Fig. 3.45. Sondages géoélectriques réalisés dans l'éboulis des Lapires.

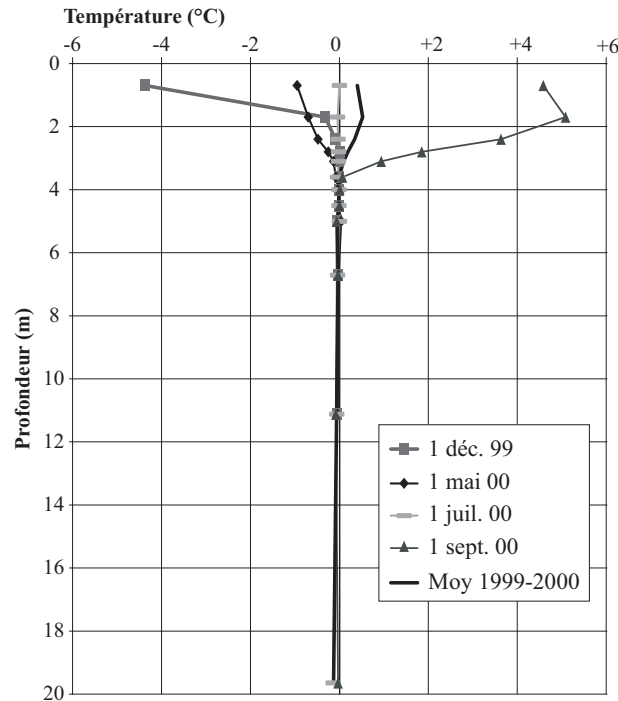


Fig. 3.46. Profils thermiques du pergélisol enregistrés dans le forage des Lapires entre 1999 et 2000.

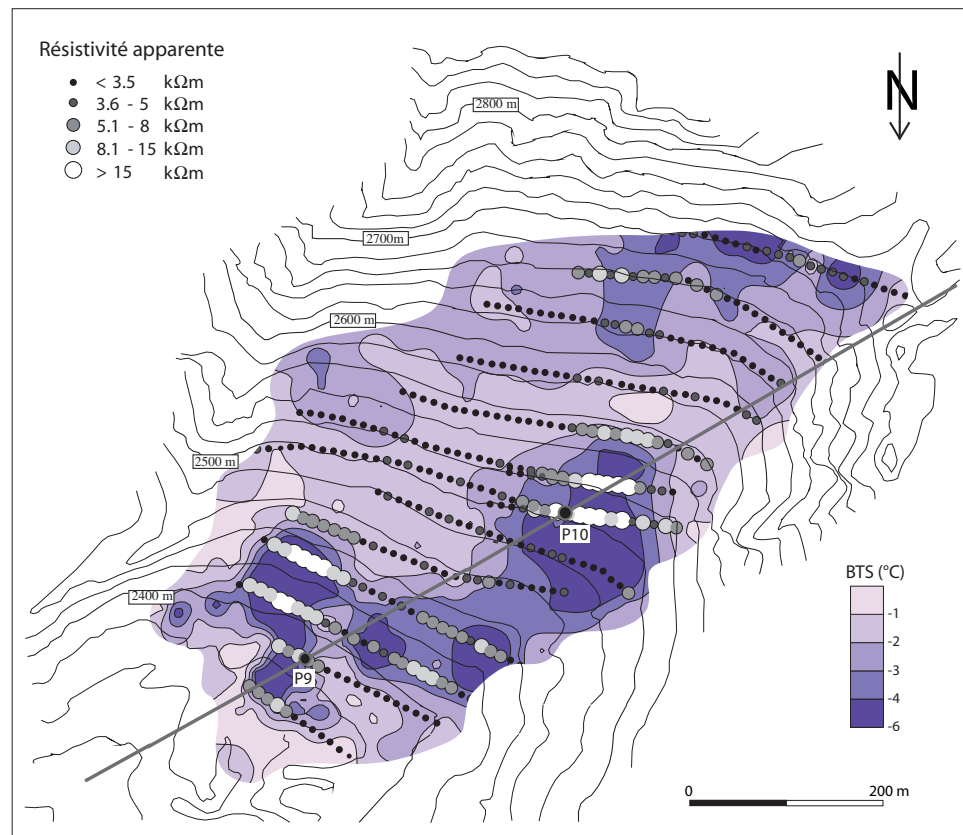


Fig. 3.47. Résistivités apparentes mesurées sur l'éboulis des Lapires (écartement inter-électrode: 12.5 m) et interpolation par krigeage simple de 301 mesures BTS relevées en mars 2002.

3.3.1.3 Extension spatiale du pergélisol

La distribution du pergélisol dans l'éboulis (Fig. 3.48) peut être estimée sur la base des traînés géoélectriques effectués, confrontés aux données thermiques issues de 300 mesures BTS effectuées en mars 2002 (Fig. 3.47) et une quarantaine de capteurs autonomes répartis sur l'ensemble du site (Fig. 3.43).

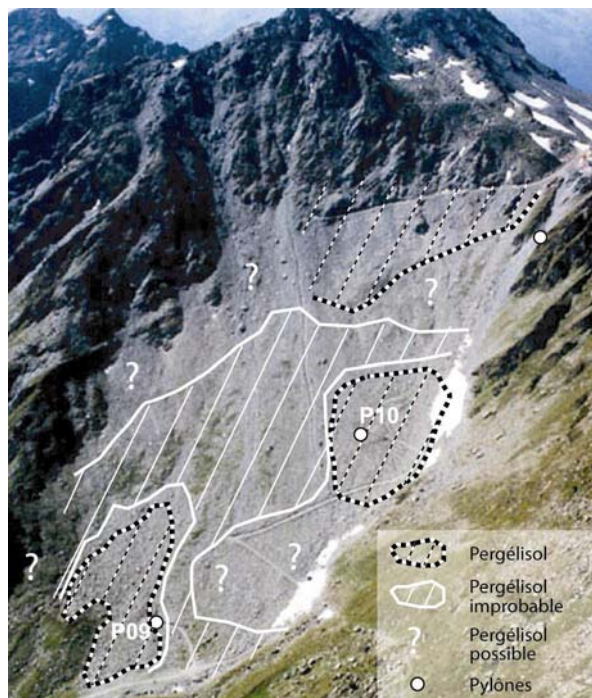


Fig. 3.48. Distribution supposée du pergélisol dans l'éboulis des Lapires, basée sur des informations géoélectriques et thermiques (Delaloye & Lambiel 2005, modifié).

Les enseignements essentiels que l'on peut tirer de ces données sont les suivants:

- Le pergélisol est présent aux environs du pylône 10, jusque vers 2560 m du côté amont. La limite aval est difficile à localiser. On constate en effet une inadéquation entre les résistivités apparentes peu élevées et les températures BTS froides. Cependant, un sondage géoélectrique effectué en septembre 2004 (La-S3) a dévoilé des caractéristiques identiques à celles qui prévalent au sondage effectué à côté du pylône 10 six ans plus tôt, à savoir qu'un pergélisol peu résistant (13-35 k Ω m) y est présent (cf. Fig. 3.45). Ces données contredisent le traîné, qui dévoilait des résistivités apparentes inférieures à 3.5 k Ω m dans le secteur. S'agit-il d'un problème de mesure ou y a-t-il là une réelle signification géomorphologique ? Il est pour l'heure difficile d'y répondre.
- Présence de pergélisol à l'est du pylône 9. Ce secteur à la granulométrie grossière présente des résistivités apparentes élevées et des températures BTS froides. Il s'étend du pied de l'éboulis (aval du pylône) jusqu'à 2460 m environ, en bordure est de l'éboulis.
- Ces deux secteurs sont reliés entre eux par une bande à l'intérieur de laquelle la présence de pergélisol est possible. Les résistivités y sont légèrement plus faibles et les BTS moins froides que dans les deux secteurs précédents.
- La partie sommitale de l'éboulis semble elle-aussi occupée par du pergélisol. La présence de sédiments gelés dans ce secteur répond probablement à un bilan énergétique négatif lié aux échanges thermiques conductifs/convectifs (altitude élevée, rayonnement solaire réduit en raison de la paroi sus-jacente).

- Partout ailleurs, le pergélisol semble absent. C'est le cas notamment dans les loupes de solifluction de la partie médiane de l'éboulis.

En résumé, le pergélisol dans l'éboulis se distribue de manière extrêmement hétérogène (Fig. 3.48).

3.3.1.4 Evidences de l'existence d'un système de ventilation

Les différents travaux menés en collaboration avec R. Delaloye (Université de Fribourg) nous ont permis de suggérer l'existence d'un système de ventilation au sein de l'éboulis des Lapires (Delaloye 2004, Delaloye & Lambiel 2005). Au terme de sa thèse, Delaloye (2004) a néanmoins soulevé plusieurs questions, auxquelles les lignes suivantes vont tâcher de répondre. L'hiver 2004-2005, très froid (cf. Chap 1.2.4), a été particulièrement propice à l'observation d'effets de cheminée dans les éboulis, quelle que soit leur altitude. Ce fut le cas également aux Lapires. Les observations et mesures effectuées depuis 2004 sur ce site renforcent la présomption d'un effet de cheminée actif au sein de l'éboulis.

3.3.1.4.1 Secteur du pylône 10

Un secteur de températures supérieures à -1°C avait été observé sur la base des BTS de 2002 à l'amont de P10 (Fig. 3.47). Des mesures effectuées dans le même secteur en mars 2005 confirment la présence de ce secteur "chaud" (températures à nouveau supérieures à -1°C , Fig. 3.49). En mars 2004, des valeurs positives (jusqu'à $+0.6^{\circ}\text{C}$) avaient même été mesurées sous 2 à 3,5 m de neige. Le dégagement du manteau neigeux avait permis d'observer que le sol n'était effectivement pas gelé. Un léger courant d'air expulsif pouvait être ressenti.

Parallèlement, des températures inférieures à -10°C ont été mesurées à l'aval de P10 en mars 2005. Certes, les températures mesurées durant cet hiver n'ont jamais été aussi froides depuis le début des mesures systématiques en 2001, mais le fait que les valeurs minimales soient situées exactement à l'aplomb du secteur "chaud" observé peut être considéré comme un indice d'une ventilation interne ascendante au sein de l'éboulis. Au vu des températures mesurées dans le secteur amont, cette ventilation ascendante concerne probablement une épaisseur considérable de l'éboulis.

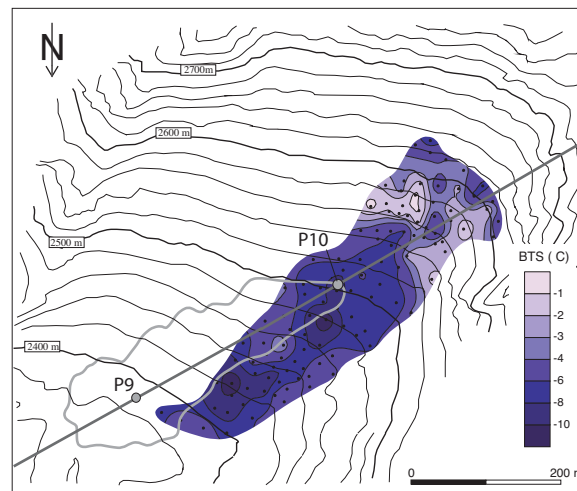


Fig. 3.49. Interpolation par krigeage simple de mesures BTS effectuées le 4 mars 2005 dans la partie nord-ouest de l'éboulis. Le trait gris souligne la zone des mesures BTS effectuées pour PERMOS (cf. Fig. 2.2).

Plusieurs capteurs documentent le régime thermique de cette partie de l'éboulis (Fig. 3.50). La-40 a été placé dans la zone d'évacuation d'air détectée par les mesures BTS, qui correspond au front d'une loupe de solifluction. Au vu des données de l'hiver 2004-2005, il est clair que ce capteur a réagi de manière inverse au comportement des

températures de l'air (Fig. 3.51). La double période particulièrement froide de cet hiver a ainsi vu les températures au sol se réchauffer, pour atteindre -0.2°C au début du mois de mars. Dans le même temps, les capteurs situés à l'aval, dans le secteur de P10, ont connu des températures nettement plus froides, en particulier La-13 et La-38. On observe malgré tout que La-13 et La-29 subissent eux-aussi un léger réchauffement au moment des deux pics de froid de l'hiver. Avant d'aller plus loin dans l'analyse du régime thermique du secteur, il convient d'étudier les données fournies par le forage et les capteurs placés dans les fondations du pylône 10.

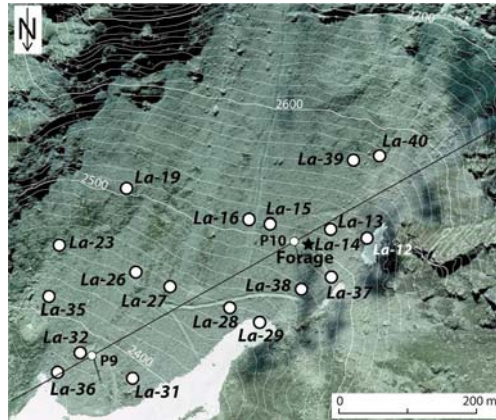


Fig. 3.50. Position des mini-loggers utilisés dans le cadre de PERMOS. Reproduit avec l'autorisation de Swisstopo (DV023268).

Delaloye (2004) avait observé qu'à de rares reprises, les niveaux supérieurs du forage subissaient un léger réchauffement lors des périodes froides de la première partie de l'hiver. Force est de constater que ce phénomène a été particulièrement marqué durant l'hiver 2004-2005 (Fig. 3.52), bien plus qu'il ne l'avait été depuis le début des mesures en 1998. A 70 cm, le terrain a ainsi gagné 2°C alors même que la température de l'air chutait de 15°C entre le 20 et le 26 janvier. Ce réchauffement est bien marqué jusqu'à 2,45 m. En dessous, jusqu'à 3,6 m, on observe seulement une pause dans le lent refroidissement du sol.

Un phénomène similaire s'observe fréquemment au pied du pylône 10, avec un réchauffement marqué jusqu'à 6 m de profondeur (Delaloye 2004). Ce fut le cas également durant l'hiver 2004-2005 (Fig. 3.53), cependant, les variations de température sont ici plus faibles à proximité de la surface qu'à plus grande profondeur.

Les différents indices récoltés au cours de cet hiver apportent du poids à l'hypothèse d'un système de ventilation actif au sein de l'éboulis. L'air qui s'évacue vers 2580 m semble bien circuler de manière ascensionnelle dans la pente. Les variations inverses des températures de l'air et du sol observées sur La-13 et La-29 excluent ces deux emplacements des zones d'aspiration potentielle. La-28 et La-38 semblent par contre très peu affectés par la vague de froid (Fig. 3.51). Même s'ils ne subissent pas de refroidissement particulier durant cette période, on peut supposer que si aspiration il y a, celle-ci doit se produire quelque part dans le secteur où sont situés ces deux capteurs, à l'aval de P10 (Fig. 3.50). Or cette zone correspond exactement au secteur des températures BTS minimales enregistrées en mars 2005 (Fig. 3.49). Il est dès lors vraisemblable qu'un sur-refroidissement se produise dans cette zone par aspiration d'air. Tant le forage, le pied du pylône 10 et que La-13 montrent, malgré des températures de surface froides, qu'un réchauffement est intervenu au sol et dans les couches proches de la surface lors des périodes de grand froid. Le secteur amont de P10 (inclus) se situe donc en dehors d'une zone d'aspiration d'air potentielle. Il se trouve par contre dans une zone où de l'air transiterait en direction de l'amont. Au vu des températures clairement négatives, on peut supposer que cet air ne provient pas des profondeurs de l'éboulis, mais plutôt de la couche active et qu'il y transite jusqu'à ce qu'il puisse être évacué. Pour preuve, le réchauffement est nettement atténué à partir de 3 m dans le forage.

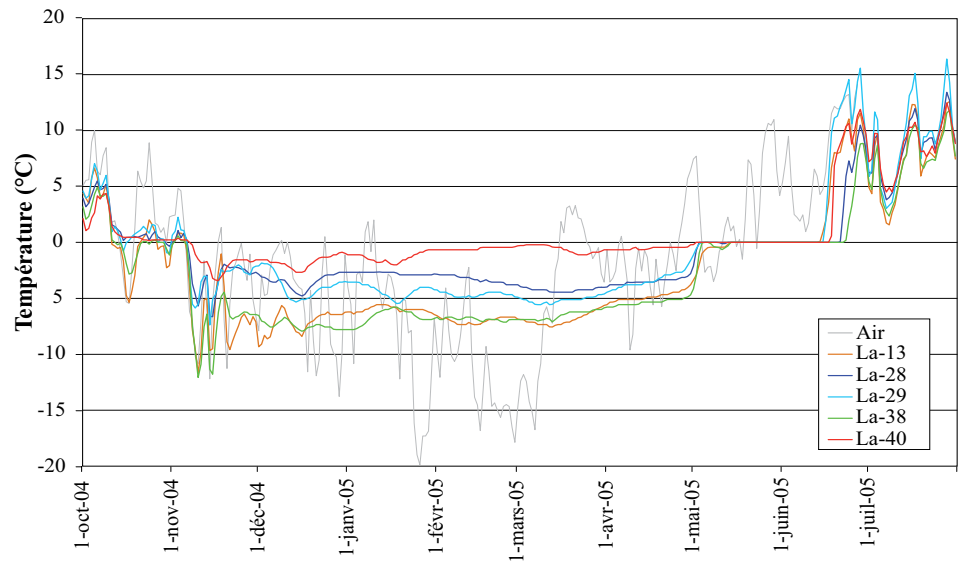


Fig. 3.51. Températures enregistrées durant l'hiver 2004-2005 dans le secteur du pylône 10.

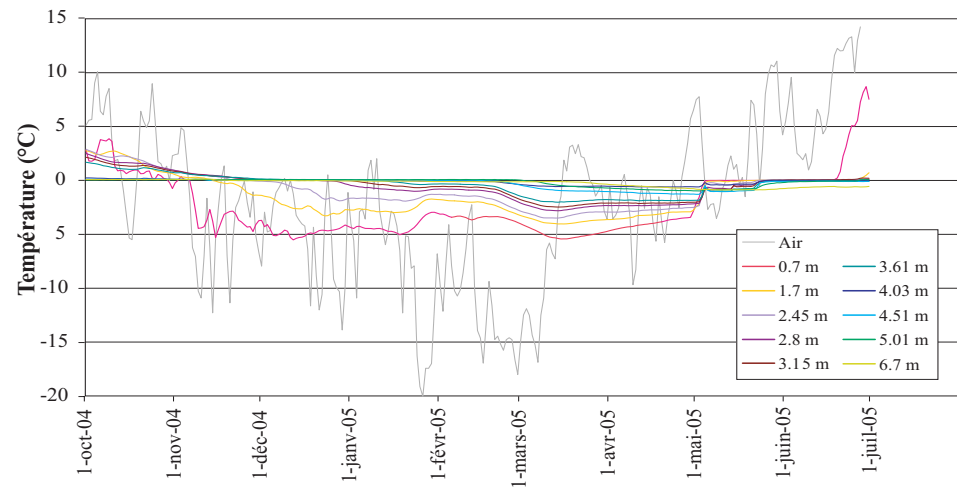


Fig. 3.52. Températures enregistrées durant l'hiver 2004-2005 dans la partie supérieure du forage.

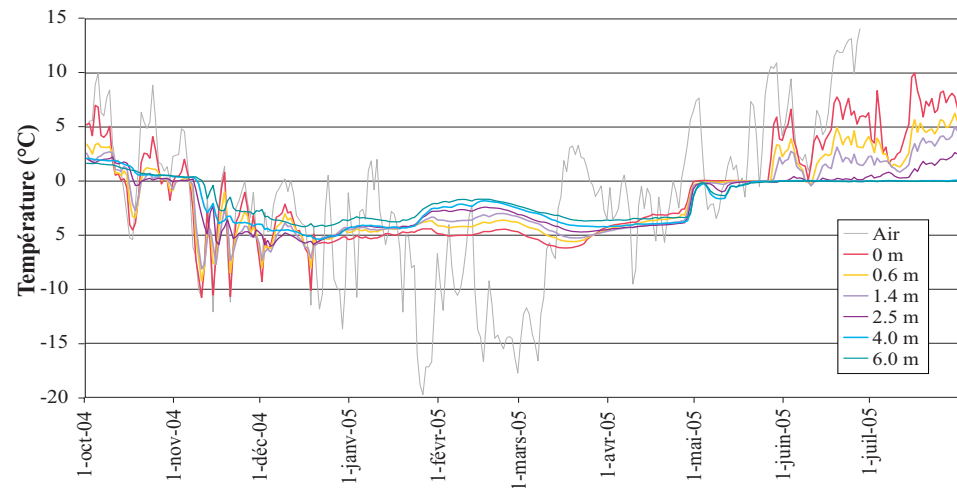


Fig. 3.53. Températures enregistrées durant l'hiver 2004-2005 dans les fondations du pylône 10.

Le cas contraire se produit par contre au pied du pylône, avec une intensification du réchauffement avec la profondeur. Deux facteurs principaux peuvent expliquer la perte de chaleur du sol plus importante en surface. Premièrement, le manteau neigeux est en général moins épais au pied du pylône qu'au-dessus du forage. Deuxièmement, la présence du pylône peut favoriser conduction thermique (Delaloye 2004). L'effet de la circulation advective d'air à proximité de la surface s'en trouve atténué. En profondeur par contre, on peut émettre l'hypothèse que celle-ci l'emporte sur la convection.

3.3.1.4.2 Secteur du pylône 9

Les données fournies par les capteurs situés dans la partie basse de l'éboulis, à l'est du pylône 9 (Fig. 3.50), fournissent un signal moins clair que ceux de la zone P10. On devine malgré tout des réactions inverses à la température de l'air durant la période froide pour les capteurs situés dans la partie haute du secteur (La-19/23/26, Fig. 3.54). L'amplitude des réactions et leur durée varient cependant d'un emplacement à l'autre. La-19 par exemple, situé sur une grosse loupe de solifluction dépourvue de pergélisol (un sondage non représenté ici y a été effectué), montre par exemple des réactions inverses rapides, mais qui ne durent pas longtemps: après quelques jours de froid, le sol se refroidit également.

Dans le bas de l'éboulis, seul La-35 a fonctionné durant l'hiver 2004-2005. Là aussi, on note un léger réchauffement dès le début de la vague de froid. Deux raisons peuvent l'expliquer. Premièrement, l'arrivée du froid coïncide avec l'arrivée des premières chutes de neige importantes, qui ont eu pour effet de renforcer l'isolation du sol, empêchant ainsi un refroidissement du terrain. L'autre raison est peut-être liée, comme précédemment, à une circulation d'air ascendante au sein du niveau actif, qui aurait contribué à réchauffer légèrement le sol. Malheureusement, les capteurs La-32 et La-36 n'ont pas fonctionné durant l'hiver 2004-2005. Delaloye (2004) avançait l'hypothèse que La-36 pourrait témoigner d'une aspiration d'air au vu des données 2000-2001. Un effet de cheminée semble là-aussi se dessiner, même si les données disponibles ne permettent pas de le prouver.

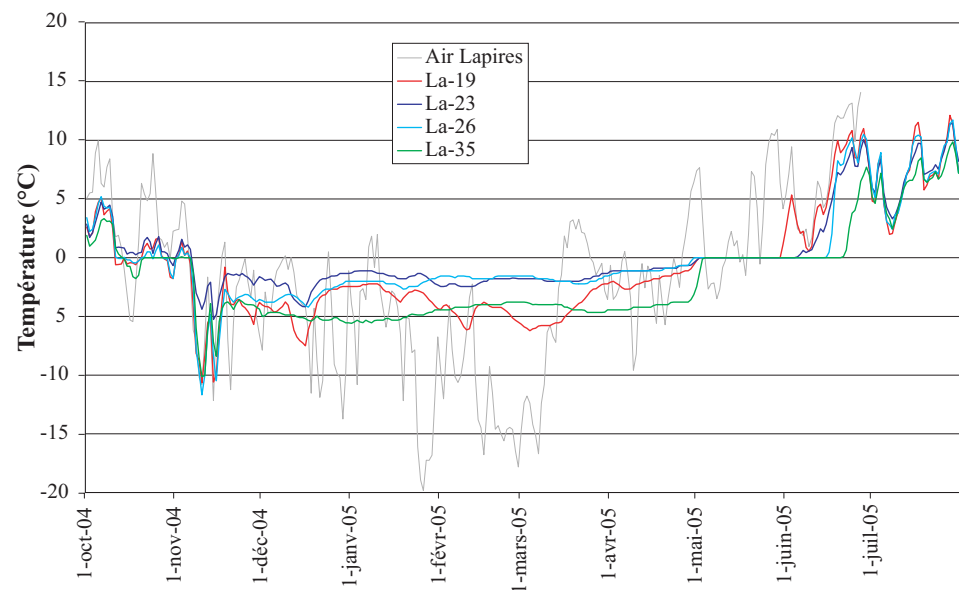


Fig. 3.54. Températures enregistrées durant l'hiver 2004-2005 dans le secteur du pylône 9.

3.3.1.5 Synthèse

Au terme de ses investigations, Delaloye (2004) soulignait que la principale question qui demeurerait à propos de l'éboulis des Lapires était de savoir "dans quelle mesure cet effet de cheminée contribue au refroidissement de l'éboulis et à la répartition spatiale du pergélisol". Si les données acquises depuis lors ne permettent pas de répondre complètement à cette question, elles amènent néanmoins des éléments intéressants.

Le fait que la **zone amont de P10** ne subisse pas d'aspiration d'air lorsque le processus de ventilation est actif sous-entend qu'il n'y a pas de sur-refroidissement du secteur. Au contraire, nous avons vu que les périodes de grand froid induisent un léger réchauffement du terrain, les températures du sol restant malgré tout clairement négatives. L'existence de pergélisol dans ce secteur semble dès lors être plutôt liée à des échanges énergétiques conductifs entre le sol et l'atmosphère. Cependant, le profil thermique du pergélisol dans le forage présente une courbe quasi verticale aux environs de 0°C (Fig. 3.46). Le gradient thermique est ainsi nul. Cela indique que le pergélisol n'est plus en équilibre avec les conditions climatiques actuelles.

A l'**aval de P10** par contre, il semble bien que les températures froides que l'on y mesure soient liées à un effet de cheminée. La présence de pergélisol dans ce secteur pourrait en partie être liée au sur-refroidissement engendré par le mécanisme de ventilation. On peut émettre l'hypothèse que la dégradation du pergélisol dans ce secteur pourrait être freinée par ce mécanisme.

Les données existantes ne permettent pas de prouver l'existence d'un système de ventilation dans la **zone P9**. Cependant, au vu de la distribution spatiale des températures BTS et des résistivités électriques apparentes, il semble tout à fait possible qu'un effet de cheminée y soit actif. Le capteur La-36, situé à l'extrémité inférieure de l'éboulis dévoile les températures les plus froides du versant (Fig. 3.43). La présence de pergélisol dans ce secteur, à la limite inférieure du pergélisol discontinu dans la région, pourrait dès lors bel et bien être liée à cet éventuel processus de ventilation.

Enfin, c'est également un effet de cheminée qui pourrait expliquer l'absence de pergélisol dans le **secteur médian**, dominé par de nombreuses loupes de solifluction, dont l'épaisseur atteint parfois plusieurs mètres. Cette zone intermédiaire correspond en effet grossièrement aux secteurs où l'air pourrait s'évacuer, comme nous avons pu le voir avec le secteur de La-40. La granulométrie plus fine de ce secteur pourrait également jouer un rôle dans l'absence de sédiments gelés en profondeur, avec un potentiel de refroidissement en début d'hiver moins important que dans le bas de l'éboulis et dans le secteur du pylône 10.

En résumé l'hypothèse d'une ventilation interne ascendante dans l'éboulis des Lapires est renforcée par les mesures effectuées depuis les résultats présentés par Delaloye (2004). L'hiver très froid 2004-2005 a mis très clairement en évidence des comportements qui étaient beaucoup moins marqués les hivers précédents. De nouvelles mesures thermiques effectuées dans le secteur du pylône 10 ont permis de définir assez clairement les zones d'aspiration et d'évacuation d'air dans la pente. Les mesures et observations effectuées n'en restent pas moins des indices du fonctionnement du système. Une meilleure compréhension du mécanisme de ventilation nécessiterait de nouveaux forages, notamment dans les secteurs d'aspiration et d'évacuation d'air, ainsi que l'équipement du site avec un appareillage du type anémomètre.

3.3.2 Eboulis des Attelas

3.3.2.1 Description du site et mesures effectuées

Les parois très délitées du flanc ouest du Mont Gelé dominant une vaste accumulation sédimentaire à la morphologie diversifiée (Fig. 1.2, Fig. 3.55 et Fig. 3.56). Des travaux de terrassement effectués pour l'aménagement d'une piste de ski ainsi que deux tronçons de route perturbent la morphologie originelle au bas de la pente.

Le cône principal, situé entre 2620 m et 2800 m, peut être subdivisé en trois secteurs. La partie inférieure, entièrement minérale, est constituée de blocs de taille métrique dans certains cas. Des bourrelets bien développés dans la partie sud (visibles sur la Fig. 3.63) suggèrent un fluage relativement profond. Un petit glacier rocheux probablement inactif prolonge les bourrelets. En remontant vers l'amont, on rencontre des blocs moins grossiers et une absence de signes de mouvements (secteur intermédiaire). Le troisième secteur correspond à la partie supérieure du cône, où dominent de gros lobes de solifluction partiellement végétalisés. La granulométrie y est beaucoup plus fine qu'à l'aval. En juin 2003, une lave torrentielle s'est déclenchée dans le couloir central de la face rocheuse du Mont Gelé, a traversé l'intégralité du cône, pour finalement s'arrêter sur la piste de ski (Fig. 3.55). Cet événement montre que ponctuellement, de grandes quantités de particules fines peuvent se déposer à la surface de l'éboulis.

La partie nord du complexe sédimentaire correspond à un petit cône d'éboulis coalescent au premier (Fig. 3.56). On trouve à mi-pente trois bourrelets constitués essentiellement de blocs grossiers et dont l'aspect laisse penser que le fluage est relativement profond (5 m minimum). Des portions à granulométrie fine recouvertes partiellement par une végétation herbacée se rencontrent tout de même ça et là.

Enfin, on observe au sud du cône principal, à la hauteur de sa partie supérieure, un protalus rempart (Fig. 3.55), dont les caractéristiques morphologiques suggèrent la présence de glace en profondeur.

Afin de cerner au mieux la distribution du pergélisol dans l'éboulis des Attelas, un nombre important de mesures y ont été effectuées (Fig. 3.57). Cinq sondages géoélectriques ont été réalisés dans le complexe sédimentaire, sur la base desquels la mesure de la résistivité apparente du sous-sol a été mesurée en 120 points, avec un écartement inter-électrode de 12.5 mètres. Le régime thermique de la surface de l'éboulis a été étudié via trois campagnes de mesures BTS menées en 2002, 2003 et 2005, ainsi que la mesure de la température en continu en onze emplacements, sur un nombre variable d'années.

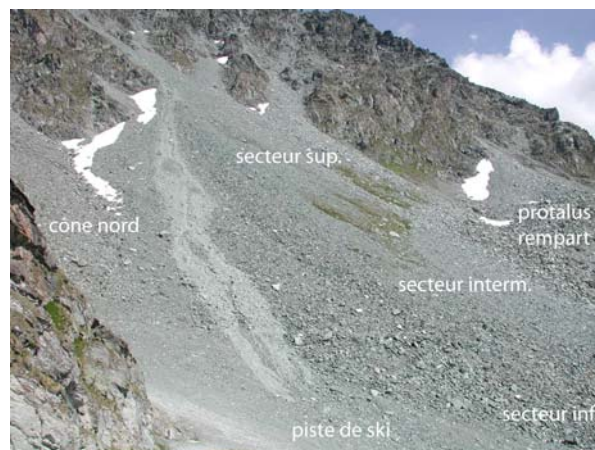


Fig. 3.55. Le cône principal de l'éboulis des Attelas, avec la lave torrentielle de juin 2003 (voir aussi Fig. 3.63).

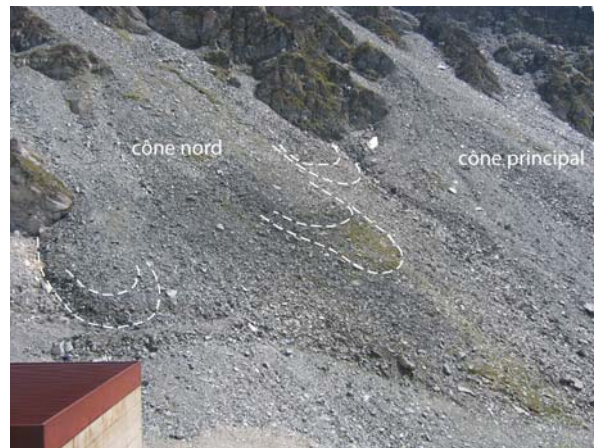


Fig. 3.56. Le cône nord de l'éboulis des Atlas, avec les différents bourrelets identifiables.

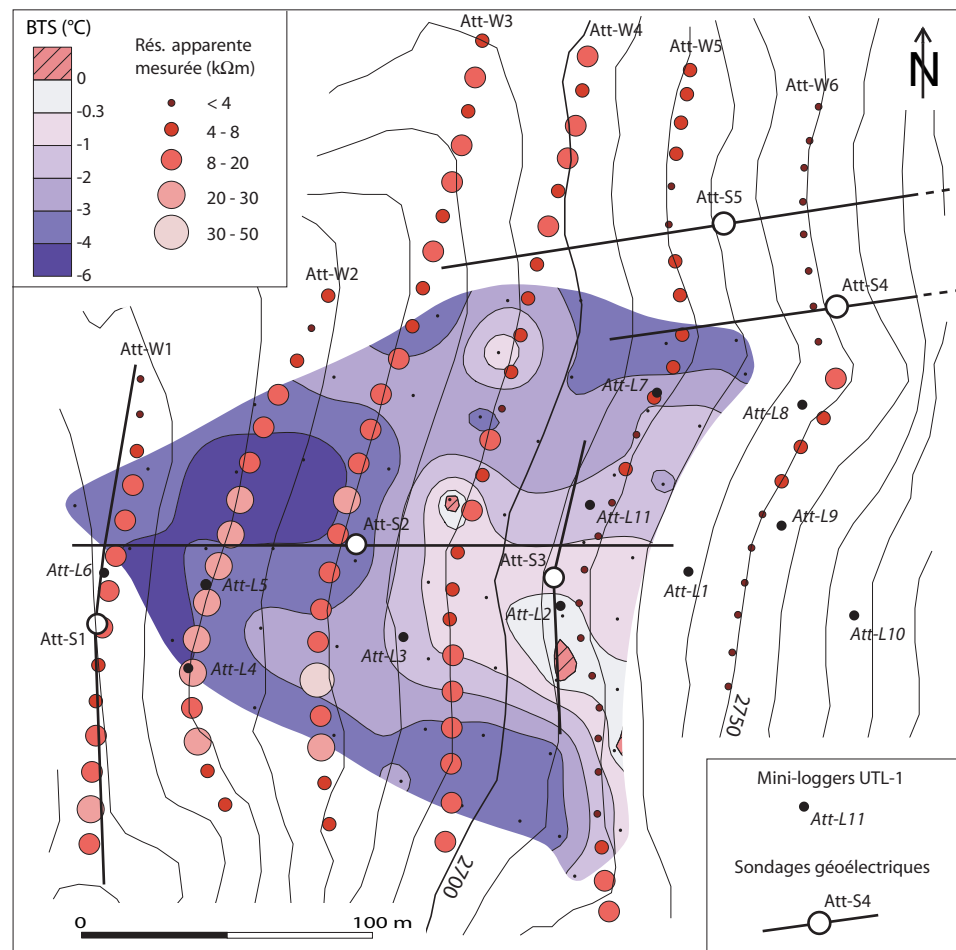


Fig. 3.57. Mesures réalisées sur l'éboulis des Atlas: position des sondages géoélectriques et des mini-loggers UTL-1, résistivités apparentes mesurées (écartement inter-électrode: 12.5 m) et mesures BTS du 1^{er} avril 2002. Les deux autres campagnes de mesures BTS sont présentées à la Fig. 3.60.

3.3.2.2 Distribution du pergélisol

Les informations sur la structure du sous-sol dans la **partie inférieure du cône principal** sont fournies par les sondages géoélectriques Att-S1 et Att-S2 (branche aval). Att-S1, réalisé sur la route qui traverse le bas de l'éboulis, montre, sous 5 mètres de

matériaux superficiels, la présence d'un niveau à 21 k Ω m sur une épaisseur de 8 mètres environ (Fig. 3.58). La branche aval de Att-S2 indique que ce niveau se prolonge vers le haut, avec cependant une augmentation de la résistivité: 50 k Ω m, pour une épaisseur de 10 m. Ce niveau est interprété comme du pergélisol.

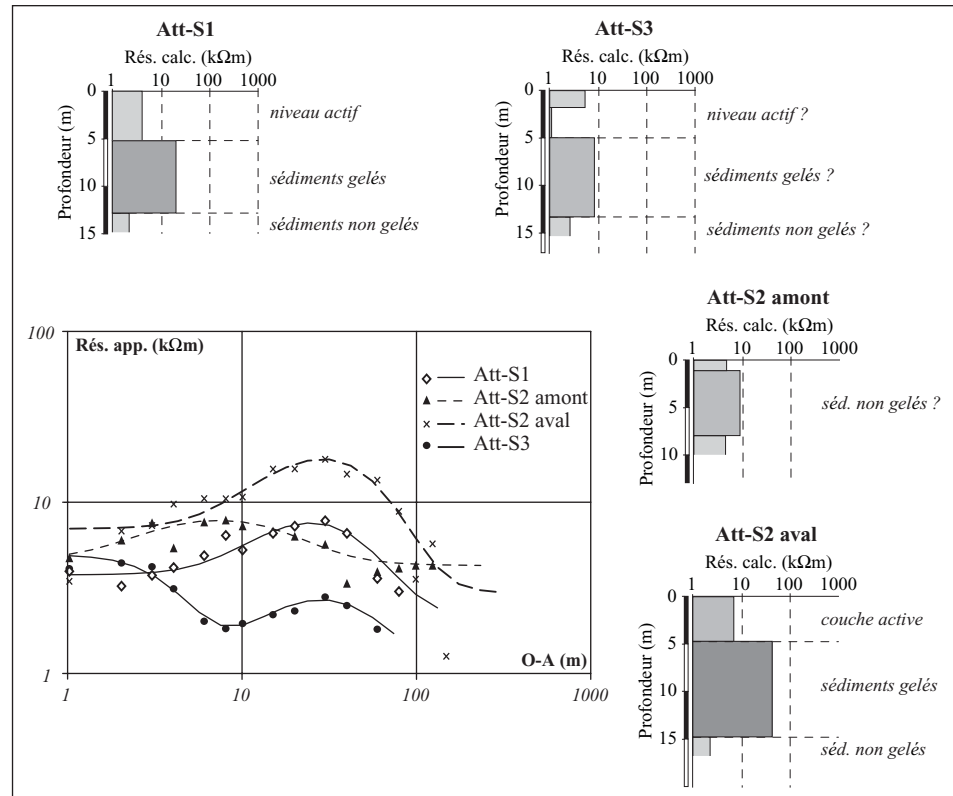


Fig. 3.58. Courbes géoélectriques relevées sur le cône principal de l'éboulis des Attelas.

Les résistivités apparentes mesurées à une profondeur avoisinant les 6-9 m (Att-W1-2-3) montrent des valeurs globalement supérieures à 8 k Ω m, dépassant 20 k Ω m en une dizaine de points (Fig. 3.57). On peut donc émettre l'hypothèse que le pergélisol occupe probablement toute la partie inférieure du cône. Il est intéressant de constater que c'est sur Att-W2 que les valeurs maximales ont été mesurées, et non pas sur Att-W1, en pied de pente. Si le fait que Att-W1 ait été effectué sur une route peut partiellement expliquer une "baisse" des résistivités (résistivité des couches superficielles diminuée par l'absence de structure "open-work"), cela ne semble pas constituer l'unique raison à cette différence de résistivités, la couche de bloc superficielle n'étant pas spécialement résistante (cf. Fig. 3.58, Att-S2 aval). Cette question sera discutée au chapitre 3.3.2.3.

Les trois capteurs de température installés dans ce secteur (Att-L4-5-6) montrant un comportement identique, seul Att-L5 est présenté ici (Fig. 3.59). Situé sur un bourrelet de la partie inférieure de l'éboulis, ce logger a enregistré au cours des quatre années de mesure des valeurs hivernales clairement inférieures à 0°C. On notera le comportement différent des hivers 2001-2002 et 2002-2003, le premier ayant été pauvre en neige en première partie de l'hiver, à l'inverse du deuxième où des quantités importantes de neige recouvraient l'éboulis dès la mi-novembre. Le sol s'est ainsi fortement refroidi lors du premier hiver jusqu'à fin janvier, à la suite de quoi un lent réchauffement s'est opéré. Inversement, l'hiver 2002-2003 a vu un lent refroidissement du terrain, jusqu'à une brève stabilisation vers -4°C en mars. Le refroidissement marqué du terrain durant l'hiver 2004-2005 est également à relever; il sera discuté au chapitre 3.3.2.3. Etant donné la stabilisation des températures vers -4°C durant la deuxième partie des hivers 2002-2003

et 2003-2004, on peut considérer la courbe Att-L5 comme indicatrice de pergélisol en profondeur.

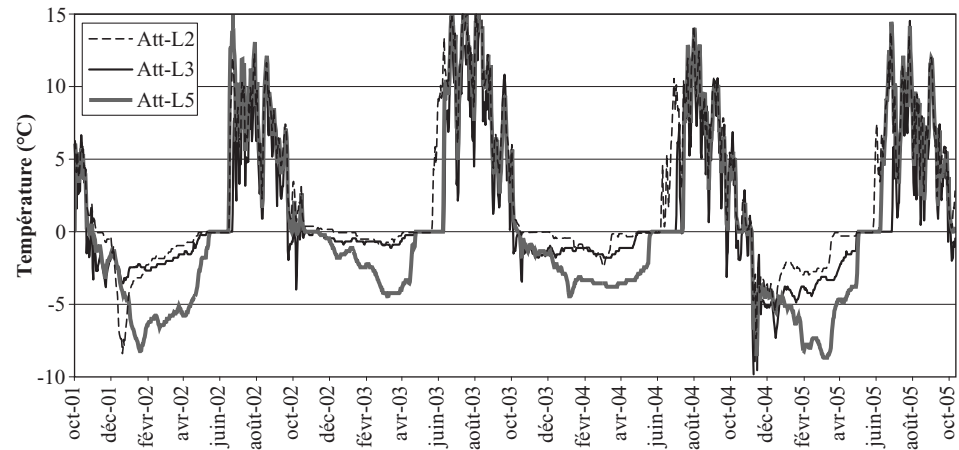


Fig. 3.59. Températures enregistrées par Att-L2, Att-L3 et Att-L5, situés respectivement sur une des loupes de solifluction, dans le secteur intermédiaire et dans le secteur inférieur de l'éboulis des Attelas.

Du point de vue spatial, on observe d'après les mesures BTS d'avril 2002 la présence d'une zone de températures allant de -2°C à -6°C en dessous de 2680 m (Fig. 3.57). En clair, le terrain dans cette partie de l'éboulis est non seulement résistant, mais également froid.

Un peu plus haut, dans le **secteur intermédiaire**, l'information géoélectrique est fournie par les traînés Att-W3 et Att-W4 (Fig. 3.57). Ceux-ci montrent des valeurs similaires à celles mesurées par Att-W1, à savoir des valeurs comprises essentiellement entre 4 et 20 $\text{k}\Omega\text{m}$. Les mesures BTS montrent quant à elles que la zone froide du bas de la pente se poursuit vers l'amont dans les franges du cône, avec toutefois une élévation progressive des températures. Att-L3 situé au cœur de ce secteur intermédiaire, témoigne de températures hivernales distinctement plus chaudes que Att-L5, mais qui demeurent néanmoins clairement négatives durant les quatre hivers de mesure (Fig. 3.59). On peut donc admettre que la zone de transition identifiée selon des critères géomorphologiques est également une zone de transition du pergélisol: le terrain devient moins résistant et moins froid.

La **partie supérieure** du cône, qui correspond à la zone de matériaux fins partiellement solifluée, est documentée par les sondages Att-S2 (branche amont) et Att-S3 (Fig. 3.58). Le premier montre la présence d'une couche résistante à 8.5 $\text{k}\Omega\text{m}$ très proche de la surface (moins de 80 cm) avec une épaisseur de 8 mètres environ. Un corps résistant si peu profond ne peut être interprété comme du pergélisol. Par contre, l'observation des valeurs mesurées à partir de 40 m montre une légère croissance des résistivités. On a peut-être là le signe d'une hétérogénéité latérale du terrain, avec un sous-sol plus résistant au-dessus de 2700 m. Cette hypothèse pourrait être confirmée par Att-S3 qui montre, malgré des valeurs faibles, la présence d'un niveau relativement résistant (8 $\text{k}\Omega\text{m}$, 8 m d'épaisseur) à partir de 5 m de profondeur. Ce sondage laisse présager la présence possible de sédiments gelés en profondeur. Il faut donc être prudent avec les résistivités apparentes mesurées par les traînés Att-W5 et Att-W6 (Fig. 3.57): au vu de la forme de la courbe Att-S3, des valeurs inférieures à 4 $\text{k}\Omega\text{m}$ ne sont pas nécessairement indicatrices d'absence de pergélisol.

Du point de vue thermique, Att-L2 indique que le sol de la zone solifluée n'est pas particulièrement froid durant l'hiver, mais que les températures demeurent tout de même

distinctement inférieures à 0°C (Fig. 3.59). Si les BTS de 2002 et 2003 se situent vers -1°C, elles sont nettement plus froides en 2005: entre -3°C et -4°C (Fig. 3.60).

En clair, les différentes mesures effectuées dans ce secteur concordent toutes à dire que la présence de pergélisol y est possible, sans toutefois y amener de certitudes absolues. D'autres loggers nous renseignent sur l'état thermique du sol dans ce secteur et sa partie sommitale. Ceux-ci seront analysés en détail au chapitre 3.3.2.3. Nous retiendrons pour l'instant qu'aucun d'entre eux ne permet de conclure à la présence de pergélisol dans la partie supérieure de l'éboulis.

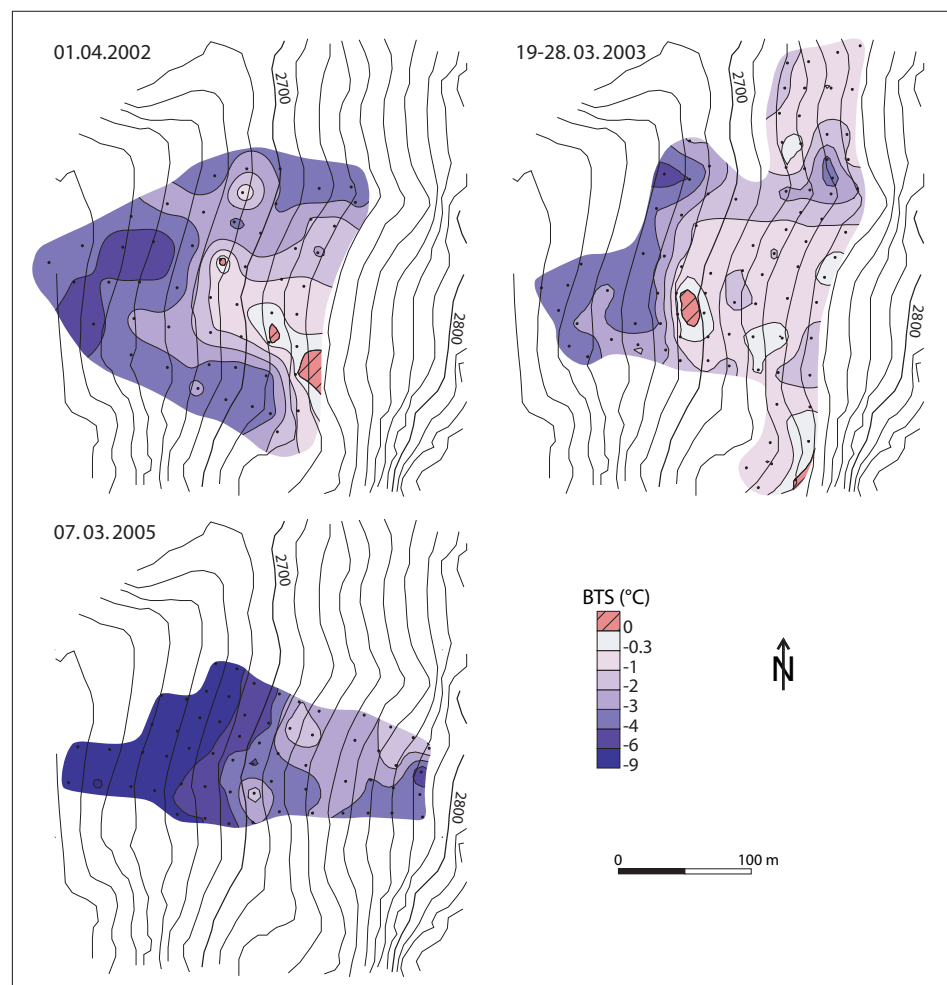


Fig. 3.60. Les trois campagnes de mesures BTS effectuées sur l'éboulis des Attelas. Interpolation par krigeage simple.

Les traînés Att-W3 et Att-W4 traversent la **partie basse du cône nord** (Fig. 3.57). Les résistivités apparentes relevées sont identiques à celles mesurées sur la partie inférieure du cône principal, à savoir 4-20 kΩm. On en conclut là-aussi à la présence probable de sédiments gelés en profondeur. Les branches aval de Att-S4 et Att-S5, respectivement effectués sur les bourrelets sud et central (Fig. 3.56 et Fig. 3.57), y apportent confirmation. Dans le premier cas, une couche d'une épaisseur de 6 m et d'une résistivité de 47 kΩm environ a pu être mise en évidence sous un niveau actif dont l'épaisseur avoisine les 2 m (Fig. 3.61). Dans le deuxième cas, un niveau actif plus important (6 m) recouvre une couche épaisse d'une dizaine de mètres avec une résistivité de 23 kΩm (Fig. 3.62).

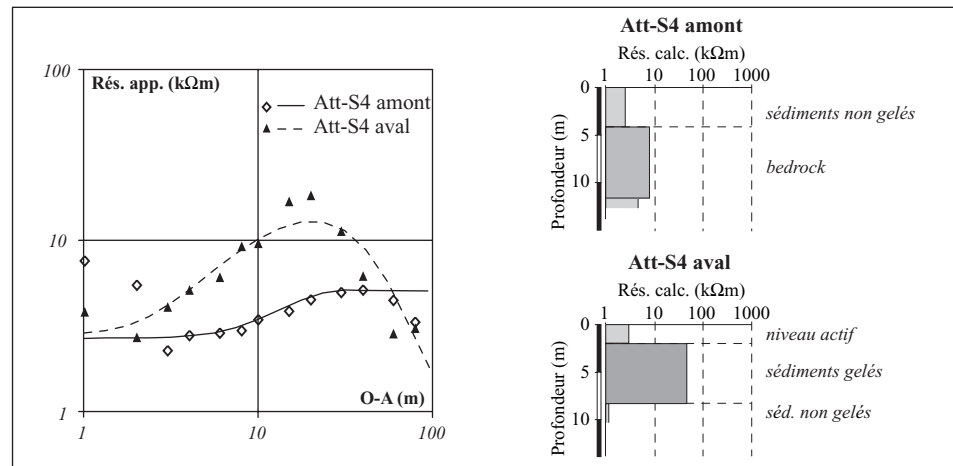


Fig. 3.61. Sondage Att-S4, effectué longitudinalement sur le bourrelet qui borde la rive gauche du cône nord.

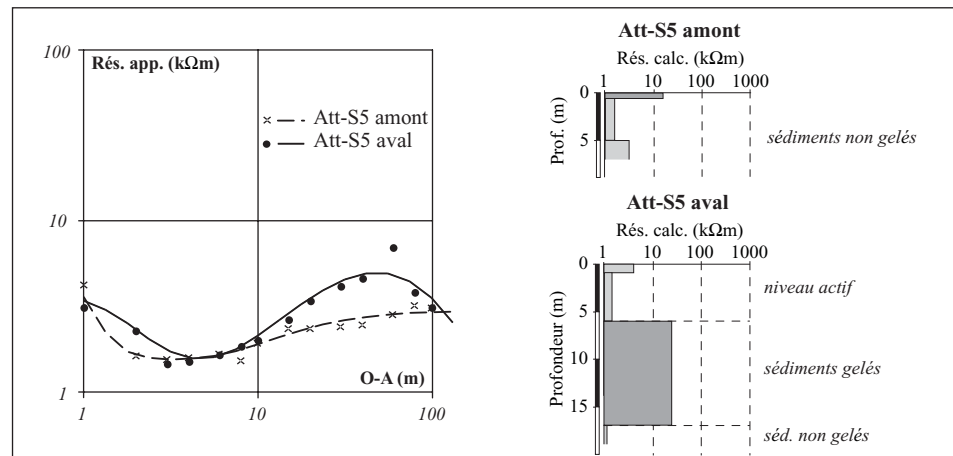


Fig. 3.62. Sondage Att-S5, effectué longitudinalement sur le bourrelet central du cône nord.

La branche amont de Att-S5, qui documente la partie haute du cône, nous informe qu'après quelques mètres, la résistivité du sous-sol se stabilise aux alentours de 3 kΩm: le terrain n'est manifestement pas gelé à cet endroit. L'analyse de la branche amont de Att-S4 est plus délicate. On remarque, d'après les résistivités apparentes mesurées, la présence d'un corps relativement résistant en profondeur. Or, ce profil traverse la partie supérieure du cône et se termine à quelques mètres seulement du pied de la paroi. Il est donc fort probable que le bedrock soit très proche de la surface aux emplacements des deux dernières mesures, ce qui pourrait expliquer la baisse des résistivités mesurées. Dans ce cas, la cloche identifiable sur le profil ne serait que la visualisation de l'éboulis relativement poreux dans la partie supérieure du cône. Il n'y a donc pas lieu d'envisager la présence de pergélisol dans ce secteur. Concernant les mesures BTS effectuées en mars 2003 (Fig. 3.60), si la majeure partie d'entre elles sont supérieures à -1°C, on observe toutefois que des températures allant jusqu'à -4°C ont été mesurées dans le front du bourrelet sud. La branche aval de Att-S4 montrait d'ailleurs des résistivités relativement élevées. On peut donc supposer que le pergélisol occupe une surface importante dans la partie sud du cône, contrairement à la partie nord, où aucun indice allant dans ce sens n'a pu être décelé.

En conclusion, le contraste thermique et électrique entre le haut et le bas de l'éboulis révèle une distribution atypique du pergélisol (Fig. 3.63). Peut-elle s'expliquer par un

effet de cheminée au sein du corps sédimentaire? Les différents capteurs de température placés dans le cône principal permettent de s'en rendre compte.

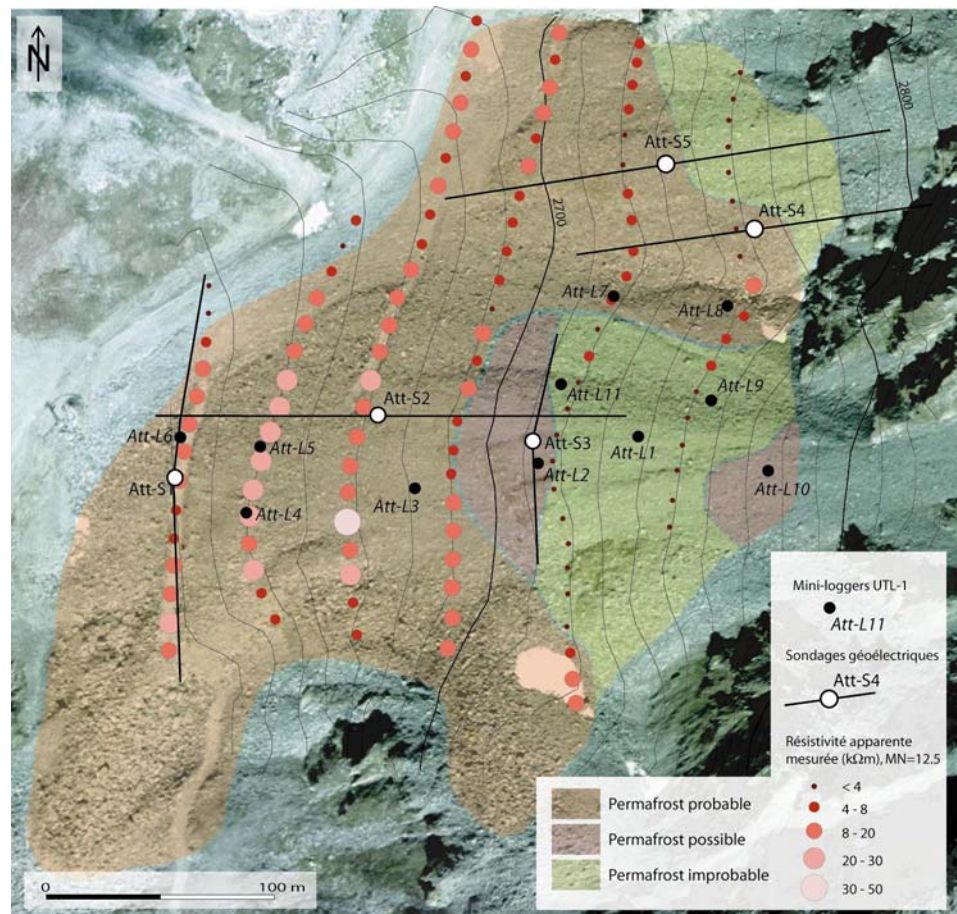


Fig. 3.63. Distribution supposée du pergélisol dans les deux cônes d'éboulis des Atlas en fonction des différentes mesures effectuées sur le site. Reproduit avec l'autorisation de Swisstopo (DV023268).

3.3.2.3 Indices d'un effet de cheminée

Att-L2, situé dans une zone végétalisée à proximité du sondage Att-S3, dévoile, durant l'hiver 2003-2004 une décroissance des températures jusqu'à une valeur de -2°C environ, atteinte durant le courant du mois de février (Fig. 3.64). Une observation détaillée de la courbe montre cependant que des variations secondaires s'opèrent de temps à autre de manière inverse à celles de la température de l'air. C'est notamment le cas pour la valeur minimale de -2°C , qui est atteinte au moment où la température de l'air remonte un peu (flèche grise). Att-L1 a été positionné à l'amont de la zone végétalisée, dans une zone de blocs décimétriques. Les températures hivernales demeurent très proches de 0°C et un comportement inverse aux températures de l'air est identifiable au début de l'hiver: de l'air relativement chaud semble s'évacuer de l'éboulis à cet endroit (flèches noires).

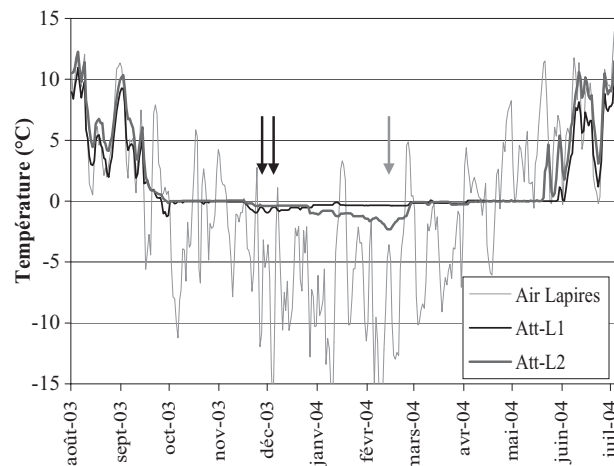


Fig. 3.64. Températures enregistrées durant l'année 2003-2004 par Att-L1 (blocs décimétriques) et Att-L2 (loupe de solifluction) dans la partie supérieure du cône principal. Les flèches indiquent les variations de la température du sol inverses à celles de la température de l'air.

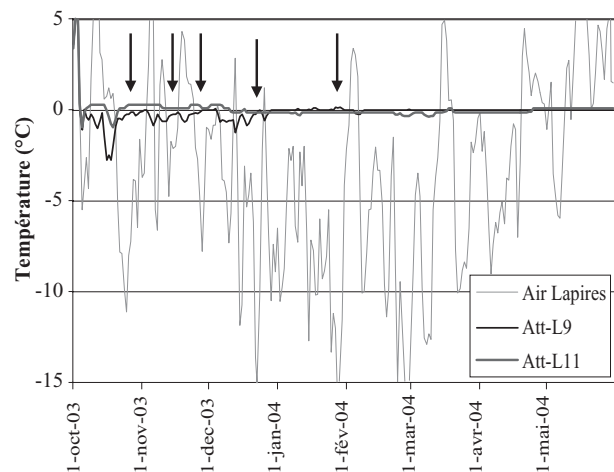


Fig. 3.65. Températures enregistrées durant l'hiver 2003-2004 par Att-L9 et Att-L11 dans la partie supérieure du cône principal (bordure droite). Les flèches indiquent les variations de la température du sol inverses à celles de la température de l'air.

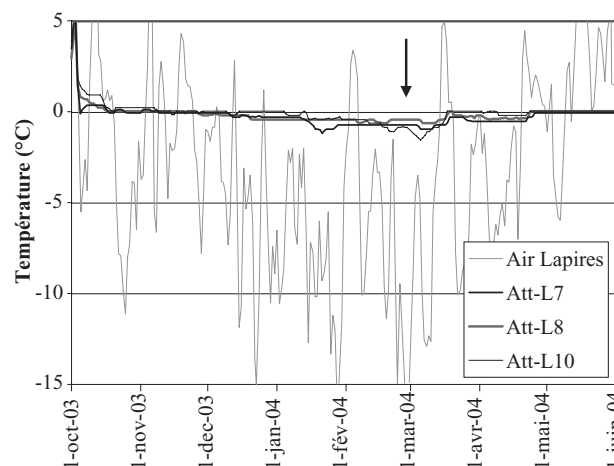


Fig. 3.66. Températures enregistrées durant l'hiver 2003-2004 par Att-L7 et Att-L8, situés dans le sillon délimitant les deux cônes, et Att-L10, situé au sommet du cône principal. La flèche indique une variation de la température du sol inverse à celle de la température de l'air.

Placés au nord du secteur précédent, dans un contexte granulométrique grossier (taille des blocs allant jusqu'à 50 cm), Att-L9 et Att-L11 montrent le même comportement que Att-L1: les températures ne deviennent que rarement négatives et une élévation des températures au sol accompagne les pics de froid importants de la première partie de l'hiver (flèches sur Fig. 3.65).

Le comportement de Att-L7, Att-L8 (placés légèrement au sud du sillon séparant les deux cônes) et Att-L10 (placé au sommet du cône principal) rappelle celui de Att-L2. Contrairement à Att-L1-9-11, les températures hivernales y sont clairement négatives, même si elles descendent rarement en-dessous de -1°C (Fig. 3.66). Autre différence

majeure, il n'y a pas de comportement inverse à celui de la température de l'air, mis à part à une occasion, à la fin février (flèche sur Fig. 3.66). L'observation du terrain révèle la présence d'une matrice fine supportant les blocs décimétriques (Fig. 3.67).



Fig. 3.67. Contrairement à l'emplacement de Att-L9 (à droite), des fines sont présentes en surface à l'emplacement de Att-L8 (à gauche).

Ces observations révèlent une information capitale: **dans la partie haute de l'éboulis, les zones à blocs sont moins froides que les zones à granulométrie fine**, ce qui contredit l'idée communément admise (voir par exemple Harris & Pedersen 1998). Pour l'expliquer, il faut admettre que l'advection d'air joue un rôle plus important que la convection et la conduction. Cette advection se fait difficilement dans les zones à granulométrie fine, où la porosité est faible (Att-L-2-7-8-10). Elle ne rencontre par contre que peu d'obstacles dans les terrains poreux, comme ceux documentés par Att-L9 et Att-L11.

Le refroidissement simultané constaté dans le secteur inférieur (notamment au niveau de Att-L5) montre que le courant d'air n'est pas local, mais qu'il concerne une partie importante de l'éboulis. On pourrait alors envisager une circulation d'air restreinte à la couche active. Cependant, deux indices permettent d'en douter. Premièrement, les températures hivernales relevées dans les zones d'évacuation d'air sont d'environ 0°C. Or, la température hivernale de la couche active est probablement distinctement inférieure à 0°C dans une grande partie de l'éboulis. Une circulation ascendante uniquement superficielle engendrerait dès lors des températures négatives aux zones d'évacuation, ce qui n'est pas le cas. Deuxièmement, le terrain à l'aval de Att-L1 est très peu poreux, du moins en sub-surface (loupes de solifluction). Une circulation d'air à travers ces matériaux colmatés par les fines est difficilement envisageable. On peut donc supposer que l'air qui s'évacue au niveau de Att-L1 provient de niveaux plus profonds. Ces considérations permettent d'envisager l'existence d'un effet de cheminée au sein du cône des Attelas.

L'hiver 2004-2005, très froid (cf. Chap. 1.2.4), a été particulièrement favorable au fonctionnement du système de ventilation qui semble effectif dans l'éboulis. Malheureusement, aucune donnée n'a été enregistrée dans le haut de la formation sédimentaire. On observe par contre une relation inverse entre les températures enregistrées par Att-L3 et celles de l'air (Fig. 3.68): les deux vagues de froid de la fin janvier et de la deuxième partie du mois de février sont accompagnées d'une hausse des températures au niveau de Att-L3. Ce comportement était également visible les années précédentes, mais de manière nettement atténuée. Les températures enregistrées par Att-L3 durant l'hiver 2004-2005 n'en demeurent pas moins froides. La moyenne de mars 2005 était ainsi de -3.2°C. Est-ce le signe d'une circulation d'air ascendante à travers la couche active ? Si Att-L5 suit l'évolution des températures extérieures, il montre tout de même quelques réactions inverses de courte durée, notamment au début des deux périodes de froid. Là-aussi, est-ce que ce comportement s'explique par des échanges d'air advectifs, ou, toute autre hypothèse, est-ce qu'il est lié à l'évolution du manteau

neigeux (épaississement, métamorphose constructive à la base de la couche de neige, etc.)? La réponse passe par des investigations plus poussées.

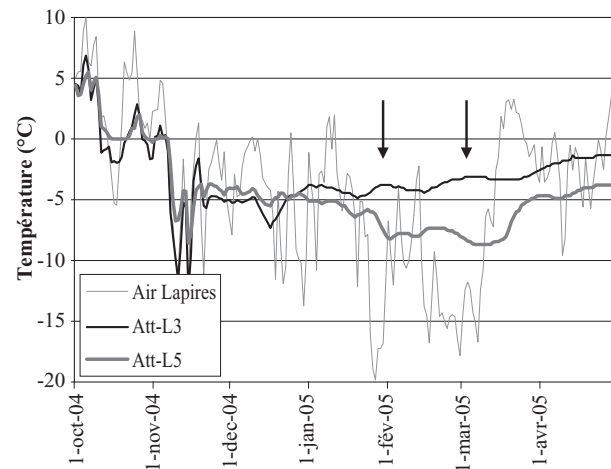


Fig. 3.68. Températures enregistrées durant l'hiver 2004-2005 par Att-L3 et Att-L5, situés respectivement dans le secteur intermédiaire et le secteur inférieur du cône principal. Les flèches indiquent des variations de la température du sol au niveau de Att-L3 inverses à celles de la température de l'air.

3.3.2.4 Incidences du système de ventilation sur la distribution du pergélisol

Avec une altitude minimale de 2650 m et une exposition ouest, les conditions topoclimatiques sont plutôt favorables à l'existence d'un pergélisol dans la partie inférieure de l'éboulis des Attelas. En d'autres termes, le fonctionnement d'un système de ventilation au sein de la formation sédimentaire ne semble pas indispensable pour qu'un pergélisol puisse exister dans le secteur inférieur de l'éboulis. Par contre, l'absence de pergélisol dans la partie supérieure y est vraisemblablement liée. L'évacuation d'air relativement chaud, là où elle est possible, maintiendrait des températures trop clémentes dans le sous-sol pour qu'un pergélisol puisse s'y former.

Toujours dans la partie amont de l'éboulis, tant les données thermiques que géoélectriques témoignent de la présence possible de pergélisol dans le sillon séparant les deux cônes. L'absence d'évacuation d'air au niveau de Att-L7 et Att-L8 pourrait en être la cause. En effet, comme le terrain ne subit pas de réchauffement lié à de la ventilation interne, les conditions d'existence de pergélisol sont réunies. Il en va peut-être de même à l'emplacement de Att-L10.

Enfin, le fonctionnement d'un système de ventilation dans un tel terrain montre que les quantités de glace ne doivent pas être très élevées, auquel cas la circulation d'air au sein du corps gelé ne serait pas possible. Les résistivités mesurées ne sont d'ailleurs jamais supérieures à 60 kΩm, ce qui indiquerait que l'on a affaire à un pergélisol au maximum saturé en glace.

3.3.3 Secteur Lac des Vaux – Mont Gelé: complexe éboulis – glacier rocheux

3.3.3.1 Description du site et mesures effectuées

Le flanc nord-ouest du Mont Gelé est occupé par un gros complexe éboulis – glacier rocheux (Fig. 3.69). Sous la crête sommitale, les parois, peu déclives, sont entrecoupées de larges couloirs passablement remplis de blocs. Entre 2720 m et 2820 m environ s'est développé un éboulis à la topographie rarement régulière. La moitié nord-est de l'éboulis est constituée majoritairement de blocs grossiers, métriques le plus souvent. Un replat vers 2770 m domine une pente très raide. L'extrémité nord de la formation est très fluée.



Fig. 3.69. Vue aérienne sur le complexe éboulis – glacier rocheux entre le Mont Gelé et le Lac des Vaux. Les aménagements liés au domaine skiable de Verbier marquent fortement le paysage, avec notamment la route et la piste de ski qui traversent de part en part le complexe sédimentaire. Photo prise le 20 juillet 2000.

Dans la moitié sud-ouest se succèdent latéralement trois lobes nommés A, B et C (Fig. 3.70). Le premier se différencie des deux autres par une absence de rupture entre le dos et le front du lobe et par le fait que les blocs de surface (décimétriques) sont supportés par une matrice fine. Cette morphologie n'est pas à proprement parler indicatrice de fluage profond. Les lobes B et C correspondent par contre à deux protalus remparts. Le premier montre plusieurs signes d'instabilités. Une partie supérieure très raide domine une partie inférieure bombée, ce qui témoigne d'un rapide transfert de sédiments par fluage. Le front, raide et instable laisse apparaître une matrice fine. Le lobe C est plus large. Sa surface est régulière et le front montre beaucoup moins de signes d'instabilité que celui du lobe B. Un névé permanent occupe la zone qui sépare le front des deux lobes. Enfin, signalons la présence d'une dépression entre les lobes A et B, dont la partie sommitale montre de nombreux signes d'instabilité. La dynamique de ce versant sera étudiée au chapitre 4.4.



Fig. 3.70. Vue aérienne sur l'éboulis. Les investigations se sont concentrées sur les lobes A, B et C.

Un replat à la granulométrie beaucoup plus grossière prend place au pied des lobes, vers 2720 m. Il s'agit de la partie supérieure du glacier rocheux du Lac des Vaux, qui s'étend jusque vers 2620 m. Une route traverse de part en part ce secteur. Plus bas, une

piste de ski entaille de manière nette la formation sédimentaire. Dans la moitié ouest du glacier rocheux située à l'aval de la piste de ski, les lichens colonisent abondamment les blocs et des dépressions sont visibles çà et là. Le front latéral gauche est par ailleurs couvert de pelouse alpine. Ces observations témoignent de la probable inactivité du glacier rocheux dans ce secteur. Partout ailleurs, et notamment dans la partie est, les indices géomorphologiques parlent plutôt en faveur d'un glacier rocheux actif.

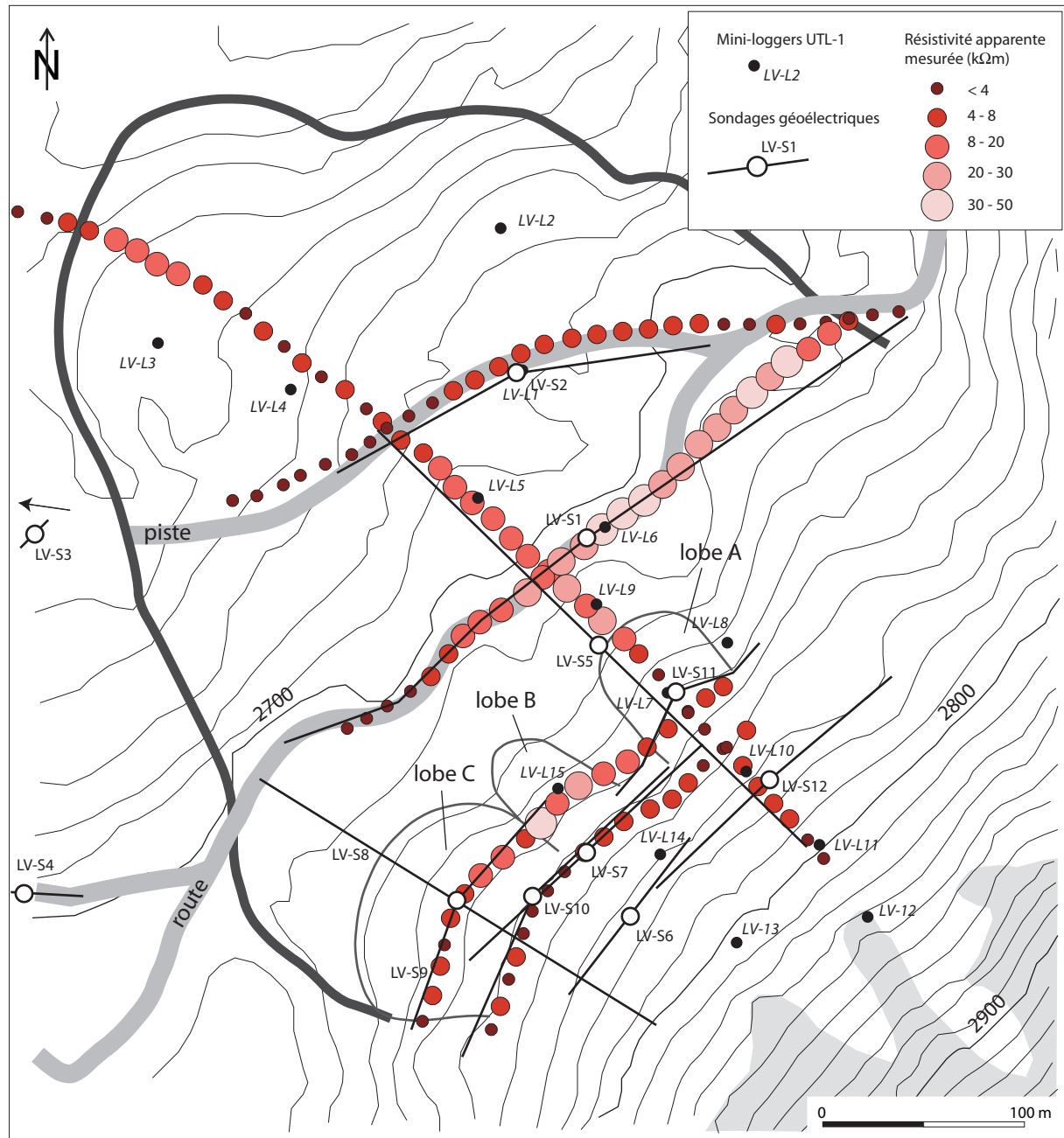


Fig. 3.71. Mesures réalisées sur le complexe éboulis – glacier rocheux du Lac des Vaux: position des sondages géoélectriques et des mini-loggers UTL-1 et résistivités apparentes mesurées (écartement inter-électrode: 12.5 m).

En plus de ces particularités géomorphologiques, c'est également l'accès aisé qui a dicté la sélection de ce site. Rares en effet sont les terrains de haute altitude pareillement desservis. Les études menées sur ce complexe sédimentaire ont essentiellement porté sur la moitié sud-ouest de l'éboulis (secteur des lobes A, B et C). La taille du versant n'a

pas permis d'étendre les recherches au secteur nord-est. Pour des raisons de sécurité également (pente très raide, blocs instables et de grande taille), il a été décidé de négliger cette partie de l'éboulis. La présence du glacier rocheux en contrebas a finalement été utilisée pour le calage des différentes mesures effectuées sur l'éboulis.

Les données à disposition pour ce site sont les suivantes:

- 12 sondages géoélectriques,
- 135 points de mesures de la résistivité apparente du sous-sol à une profondeur fixe, répartis sur 5 traînés (configuration de Wenner),
- 15 emplacements où la mesure de la température du sol a été effectuée en continu par des capteurs autonomes sur un nombre variable d'années,
- 3 campagnes de mesures BTS en 2002, 2003 et 2004.

3.3.3.2 Caractéristiques du pergélisol dans le glacier rocheux

Les sondages géoélectriques LV-S1 et LV-S2 ont été effectués sur le glacier rocheux, respectivement sur la route et sur la piste de ski qui le traversent de part en part (Fig. 3.71). Ces deux sondages font office de sondages paramétriques pour la prospection électrique réalisée dans l'éboulis, la probabilité d'occurrence de glace dans ce glacier rocheux étant très élevée. Si les courbes relevées confirment cette présomption, la différence de résistivité électrique pour le niveau gelé est notoire (Fig. 3.72). Elle passe en effet de près de 100 k Ω m pour LV-S1 à 21 k Ω m pour LV-S2. On en déduit que la teneur en glace est probablement plus importante dans la partie amont du glacier rocheux que dans sa partie centrale. Il n'est pas exclu qu'une différence de température des matériaux gelés et/ou des types de glace expliquent également une partie de ces différences de résistivités.

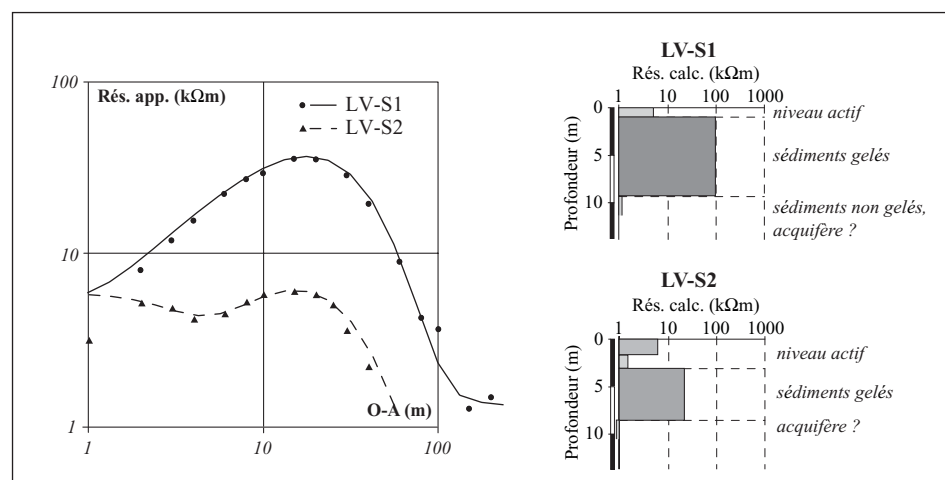


Fig. 3.72. Courbes géoélectriques symétriques LV-S1 et LV-S2 mesurées respectivement sur la route et sur la piste de ski qui traversent de part en part le glacier rocheux.

Une cartographie par traînés des résistivités apparentes à 6-9 mètres de profondeur environ (écartement inter-électrode 12.5 m) a été effectuée le long de la route et de la piste de ski (Fig. 3.71). Les valeurs maximales ont été mesurées au niveau de la route, dans la partie nord-est du glacier rocheux (jusqu'à 50 k Ω m). Sur la piste de ski, les résistivités apparentes ne dépassent pas 8 k Ω m. On note dans les deux cas une décroissance des résistivités en direction du sud-ouest, où des valeurs inférieures à 4 k Ω m ont été relevées. Il est probable qu'à cet endroit le bedrock ait été atteint, l'épaisseur du corps sédimentaire décroissant dans sa bordure latérale gauche. Un traîné a également été effectué longitudinalement, du front du glacier rocheux au sommet de

l'éboulis. Sur le glacier rocheux, deux secteurs de résistivités comprises entre 8 kΩm et 20 kΩm ont été mis en évidence. Le premier se situe entre la route et la piste, le deuxième juste à l'amont du front du glacier rocheux. Ces deux secteurs sont séparés par une bande de résistivités plus basses qui correspond à une zone morphologiquement déprimée. A l'amont de la route, aux racines du glacier rocheux, des valeurs supérieures à 20 kΩm ont été relevées. Enfin, tous les thermistors positionnés sur le glacier rocheux témoignent de températures synonymes de pergélisol.

3.3.3.3 Distribution du pergélisol dans l'éboulis

Un premier aperçu des conditions thermiques qui règnent à la surface de l'éboulis est fourni par les trois cartes BTS (Fig. 3.73). Malgré la très forte hétérogénéité spatiale des températures et les différences marquées d'une année à l'autre, on notera l'existence d'une zone froide au pied des lobes A et B. La campagne de 2004 fait également ressortir la présence de secteurs froids à l'amont du lobe B, entre 2780 et 2800 m, ainsi que dans un des larges couloirs sommitaux. Pour le reste, aucune réelle logique spatiale ne se détache des mesures effectuées. Cela laisse entrevoir la complexité de la zone d'étude. Afin d'y saisir la distribution du pergélisol, pas moins de huit sondages géoélectriques et trois traînés ont dû être effectués.

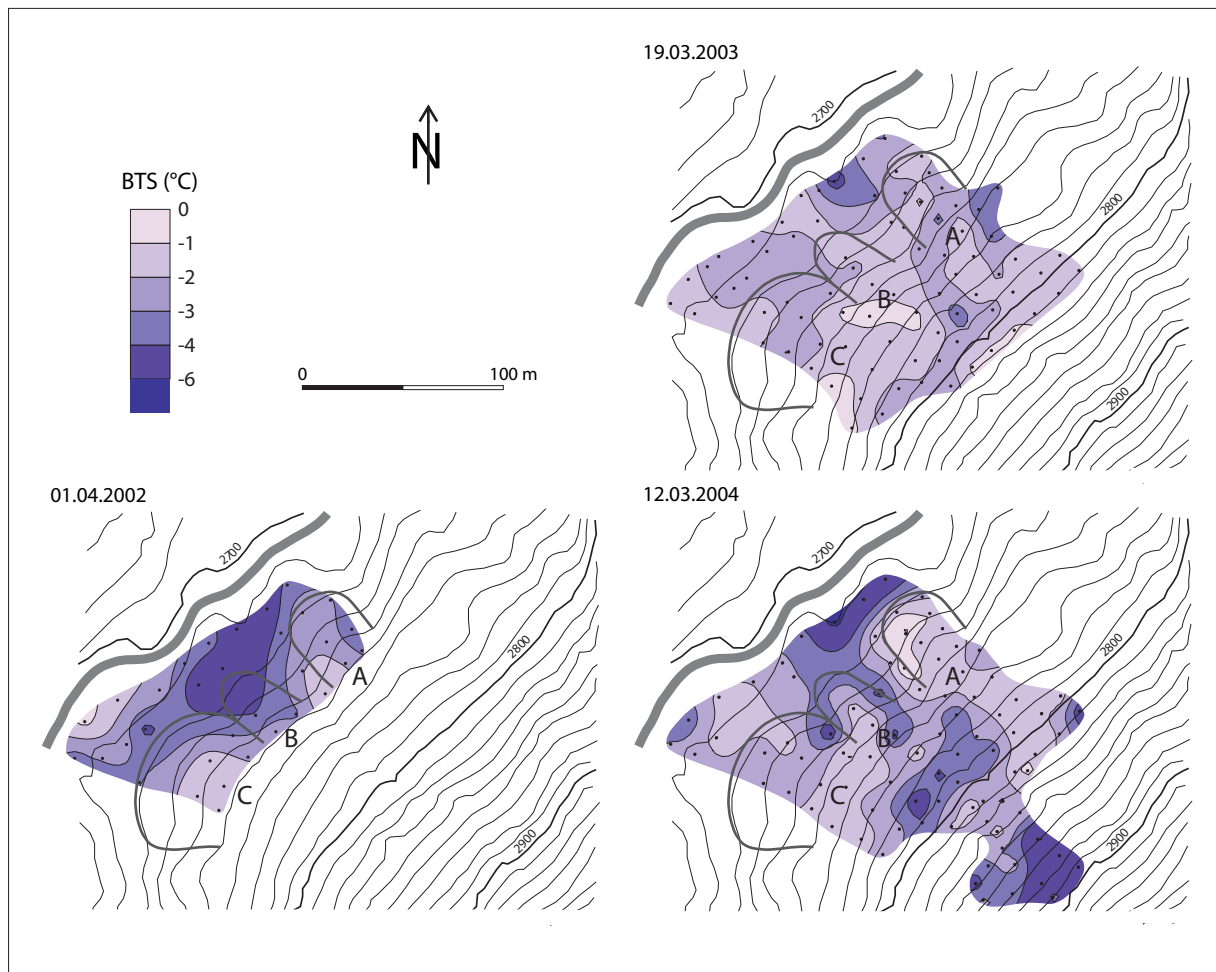


Fig. 3.73. Résultats de trois campagnes de mesures BTS effectuées en 2002, 2003 et 2004 sur l'éboulis du Lac des Vaux.

L'ensemble formé par **le lobe A et l'éboulis qui le domine** illustre parfaitement cette complexité. Le traîné longitudinal (Fig. 3.71) montre une rapide décroissance des résistivités apparentes dès que l'on quitte le glacier rocheux pour monter sur le lobe. Les valeurs ρ sont inférieures à 4 k Ω m. Dès 2770 m, les valeurs augmentent jusqu'à 8 k Ω m, pour rebaisser à nouveau dans la partie supérieure de l'éboulis. Nous sommes donc confrontés au paradoxe de résistivités plus faibles dans le lobe que dans ses racines. Afin d'y voir un peu plus clair, un sondage (LV-S11) a été effectué sur le lobe (Fig. 3.71). La courbe des résistivités apparentes obtenue dessine une cloche indicatrice de l'existence d'un niveau résistant en profondeur (Fig. 3.74). La résistivité et l'épaisseur modélisées pour ce niveau sont respectivement de 10 k Ω m et 6 m, sous un niveau (actif?) de 2 m environ. D'autres informations sont fournies par la branche amont de LV-S5, dont le centre se situe sur le glacier rocheux. Ce sondage montre une courbe en "dos de chameau", avec deux maxima. Le premier correspond au terrain résistant sur le glacier rocheux. Le deuxième s'explique par l'hétérogénéité latérale du sondage au passage sur le lobe A (à OA=30m), dans lequel un niveau résistant provoque une deuxième hausse des résistivités apparentes. Malgré des résistivités peu élevées, on peut interpréter ce niveau comme un pergélisol.

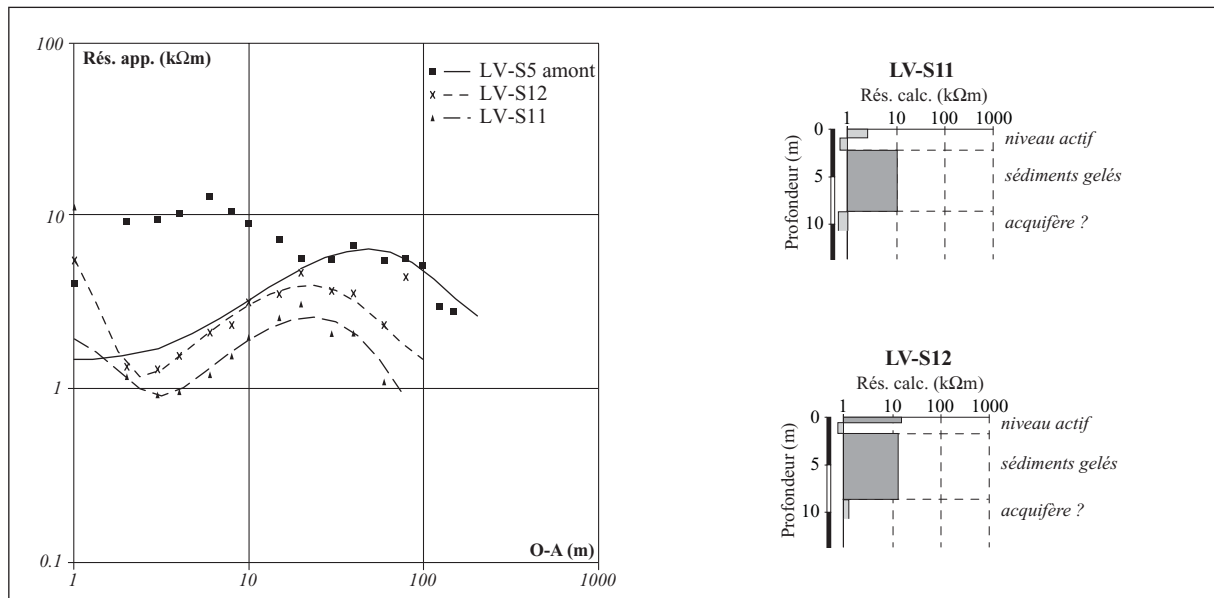


Fig. 3.74. Sondages géoélectriques verticaux réalisés sur et à l'amont du lobe A.

Même si elles demeurent nettement plus élevées que sur le glacier rocheux (LV-L9), les températures hivernales mesurées sur le lobe (LV-L7) vont également dans le sens de la probable existence de pergélisol à cet endroit (Fig. 3.75). Notons que LV-L8, situé dans l'éboulis à gros blocs qui jouxte le lobe A, enregistre chaque hiver des températures extrêmement froides. Même s'il s'agit des seules données disponibles pour ce secteur, elles sont vraisemblablement suffisantes pour attester la présence de pergélisol dans cette partie de l'éboulis.

Plus haut dans la pente, LV-S12 confirme l'accroissement des résistivités mis en évidence par le traîné. La courbe obtenue, parfaitement parallèle à LV-S11, indique que le niveau résistant atteint une résistivité de 12 k Ω m pour une épaisseur de 7 m (Fig. 3.74). Un pergélisol semble donc bien présent dans le haut de l'éboulis, jusque vers 2800 m en tous cas.

Concernant le régime thermique du sol, les températures hivernales enregistrées dans la pente par LV-L7, LV-L10 et LV-L11 (voir Fig. 3.71) sont très semblables (Fig. 3.76).

Distinctement plus chaudes que sur LV-L9, elles avoisinaient en mars 2005 -2.5°C . On note toutefois que LV-L11 indique des températures légèrement plus froides que les deux autres thermistors, situés plus bas dans la pente, ce qui tend à renforcer l'hypothèse de la présence d'un pergélisol dans le haut de l'éboulis. Le comportement inverse des températures au niveau de LV-7-10-11 par rapport aux températures de l'air sera analysé dans le chapitre 3.3.3.4.

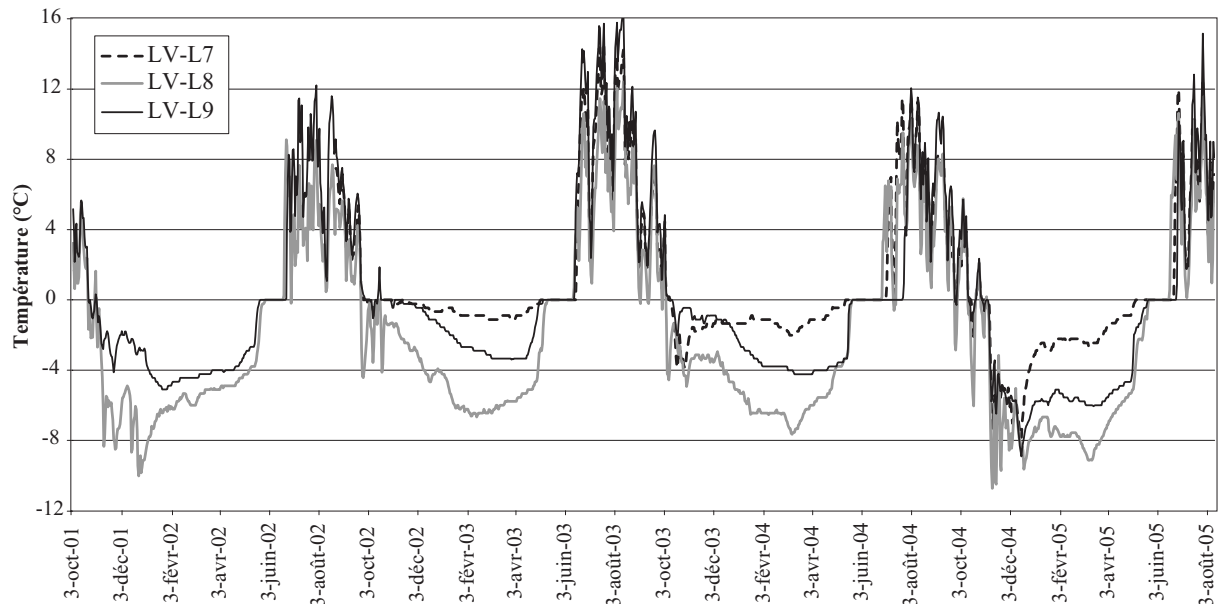


Fig. 3.75. Températures de surface enregistrées entre octobre 2001 et août 2005 par trois mini-loggers sur le lobe A (LV-L7), sur l'éboulis à gros blocs jouxtant le lobe A (LV-L8) et sur le glacier rocheux au pied du lobe A (LV-L9).

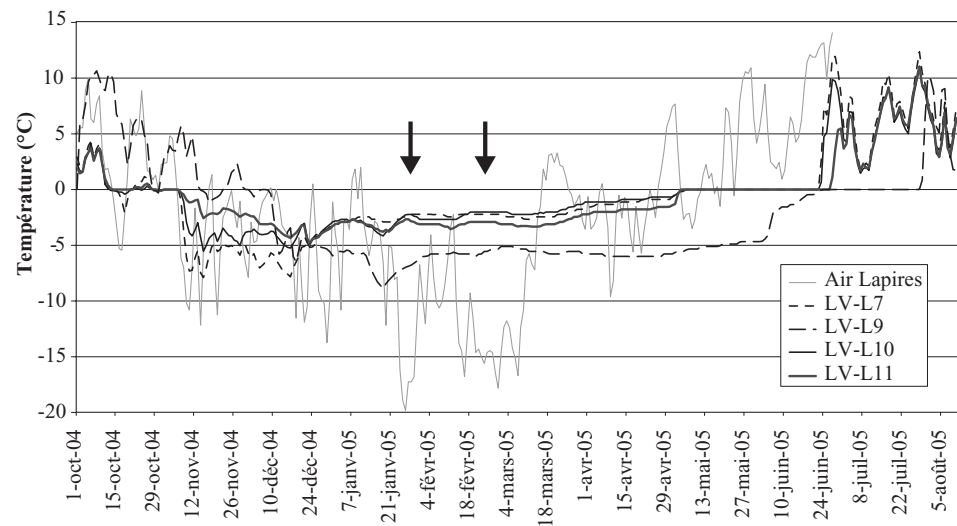


Fig. 3.76. Températures de surface enregistrées entre octobre 2004 et août 2005 sur et à l'amont du lobe A (LV-L7, LV-10, LV-11) et sur le glacier rocheux au pied du lobe A (LV-L9). Les flèches mettent en évidence les comportements inverses des températures du sol et de l'air.

Deux traînés effectués horizontalement traversent les lobes A, B et C. C'est sur la partie inférieure de B qu'ont été mesurées les valeurs maximales, vers 2735 m. Les résistivités apparentes s'élèvent à 30 kΩm à cet endroit. Les valeurs sont également élevées dans le creux qui sépare les lobes A et B. Comme en témoigne la Fig. 3.70, cette dépression est occupée par un névé durant une grande partie de l'été. Des

écoulements d'eau très bien audibles indiquent que de la glace de regel est présente à faible profondeur, ce qui explique en partie les résistivités électriques élevées. Le traîné effectué une vingtaine de mètres plus haut montre également que les résistivités maximales sont situées sur le lobe B et dans la dépression. Les valeurs ne dépassent toutefois pas 8 k Ω m. On assiste ensuite à une décroissance des résistivités vers l'amont.

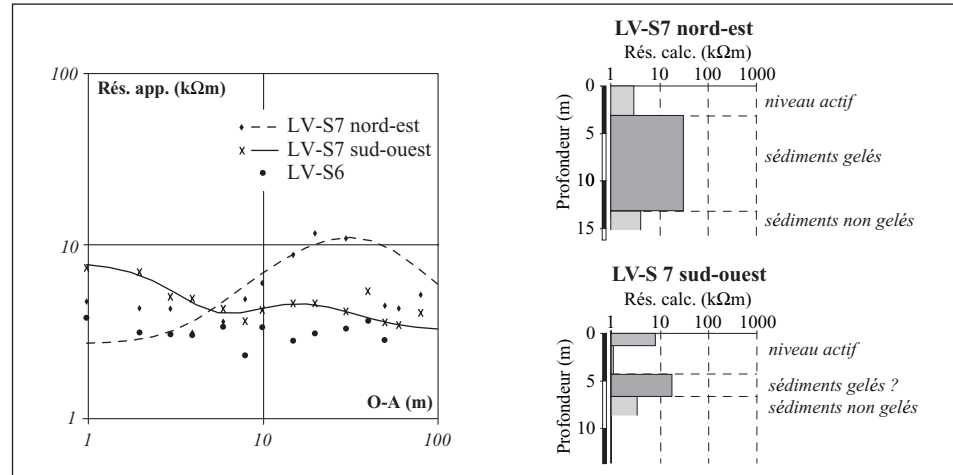


Fig. 3.77. Sondages géoélectriques verticaux réalisés sur la partie supérieure des lobes B et C.

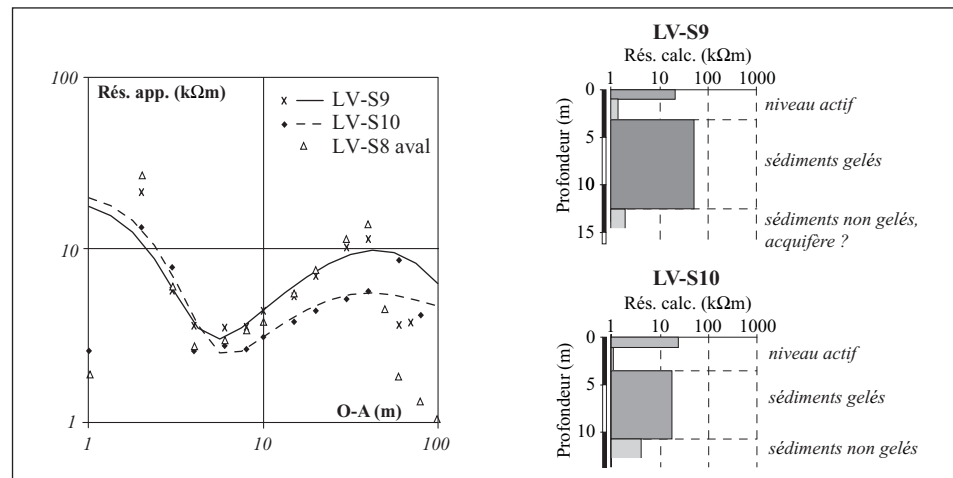


Fig. 3.78. Sondages géoélectriques verticaux réalisés sur le lobe C.

Le sondage vertical LV-S7 a été réalisé à la hauteur du traîné supérieur, en bordure sud-ouest du **lobe B**. Les branches nord-est et sud-ouest sont sensiblement différentes (Fig. 3.77). Du côté nord-est, un niveau gelé d'une épaisseur de 10 mètres pour une résistivité de 30 k Ω m a été identifié sous un niveau actif de 3 m. Du côté de la branche sud-ouest, on note un niveau actif plus épais (4.5 m). Une couche résistante est toujours présente en-dessous, mais sa résistivité diminue à 17 k Ω m, tandis que son épaisseur n'atteint plus que 2 mètres. En fonction du modèle choisi, ces valeurs passent respectivement à 10 k Ω m et 4 m. On retrouve ces basses résistivités sur le traîné avec des valeurs inférieures à 4 k Ω m. Ces valeurs ne permettent pas de conclure à la présence certaine de pergélisol, au contraire.

Pour y remédier, un autre sondage, LV-S10, a été effectué dans l'éboulis qui domine le **lobe C** à une quarantaine de mètres de LV-S7 (Fig. 3.71). Les branches nord-est et sud-ouest étant relativement semblables, seul le sondage symétrique est présenté (Fig. 3.78). Les trois premiers mètres sont constitués d'un niveau aéré (22 k Ω m) suivi d'un

niveau bien colmaté par les fines (1 k Ω m). En dessous se trouve un corps résistant (17 k Ω m) d'une épaisseur de 7 mètres environ. Il ne peut s'agir que d'un niveau gelé. La différence avec la branche sud-ouest de LV-S7 est marquée. Cela témoigne de la forte hétérogénéité spatiale du terrain, imperceptible du point de vue géomorphologique. Par ailleurs, au vu des valeurs obtenues avec LV-S10, il est bien possible que le niveau résistant presque insignifiant mis en évidence sur la branche sud-ouest de LV-S7 corresponde à un pergélisol, il est vrai très peu épais et très peu résistant.

Effectué un peu plus bas sur le lobe C, à la hauteur du traîné inférieur, LV-S9 montre une forme de courbe similaire à celle de LV-S10, avec un corps gelé toutefois nettement plus résistant. Ce niveau atteint cette fois une résistivité de 50 k Ω m pour une épaisseur de 9 mètres environ. La branche aval de LV-S8 (Fig. 3.78) permet de bien visualiser ce lobe gelé qui s'avance sur l'extrémité amont du glacier rocheux situé en contrebas: les résistivités ne cessent de croître jusqu'à 40 m, au niveau du front du lobe, plongent ensuite dès que les lignes de champ passent en dessous du corps gelé.

Aucun sondage n'a été effectué sur la partie aval du lobe B, mais au vu de LV-S9 et des résistivités apparentes mesurées sur le traîné inférieur, on peut s'attendre à ce que le pergélisol ait une résistivité de près de 100 k Ω m.

Finalement, un sondage (LV-S6) a été réalisé dans la **partie supérieure de l'éboulis**, au-dessus des lobes B et C. Le résultat obtenu est sans équivoque: le pergélisol y est absent (Fig. 3.77). On a à nouveau la confirmation de l'hétérogénéité du sous-sol dans ce versant complexe, LV-S12, situé à la même altitude une centaine de mètres vers le nord-est ayant indiqué la présence probable de pergélisol.

3.3.3.4 Indices d'un effet de cheminée

Une confrontation des températures enregistrées à la surface du **lobe A et de ses racines** avec les températures de l'air enregistrées au cours des deux périodes de froid de l'hiver 2004-2005 montre que les pics de froids sont accompagnés d'un léger réchauffement au sol (Fig. 3.76). C'est particulièrement le cas pour LV-L10 et LV-L11. Le phénomène est un peu moins marqué pour LV-L7. Ces données montrent que nous sommes peut-être en présence d'un mécanisme de circulation d'air ascendant dans le sous-sol. Sa possible existence n'empêche toutefois pas la présence probable d'un pergélisol dans la partie haute de l'éboulis. On peut y voir deux causes. Premièrement, l'air qui circulerait de manière ascensionnelle possède une température négative étant donné la présence de pergélisol dans le complexe sédimentaire. Deuxièmement, la granulométrie du lobe A et de l'éboulis qui le domine est relativement fine, comme en témoigne la Fig. 3.79. L'évacuation d'air ne peut donc se produire de manière efficace dans le haut de l'éboulis.



Fig. 3.79. Emplacement du capteur LV-L11. On notera la forte proportion de fines.

Des informations sur le régime thermique du sol sur le **lobe B et l'éboulis qui le domine** sont fournies par les mini-loggers LV-L13 (éboulis), LV-L14 (partie supérieure du lobe) et LV-L15 (partie inférieure du lobe) (cf. Fig. 3.71). La Fig. 3.80 met en parallèle les courbes enregistrées par ces trois thermistors avec celles des trois capteurs

situés sur et à l'amont du lobe A, à altitudes égales. On remarque que le refroidissement durant la première partie de l'hiver est nettement plus marqué sur le lobe B que sur le lobe A. Une nette opposition de comportement est même à signaler entre LV-L10 et LV-L14. Une granulométrie de surface plus grossière et donc une porosité plus importante en sont probablement la cause. Durant la deuxième partie de l'hiver, les différences s'estompent. Les températures d'équilibre ne sont alors guère différentes, le lobe B restant toutefois légèrement plus froid.

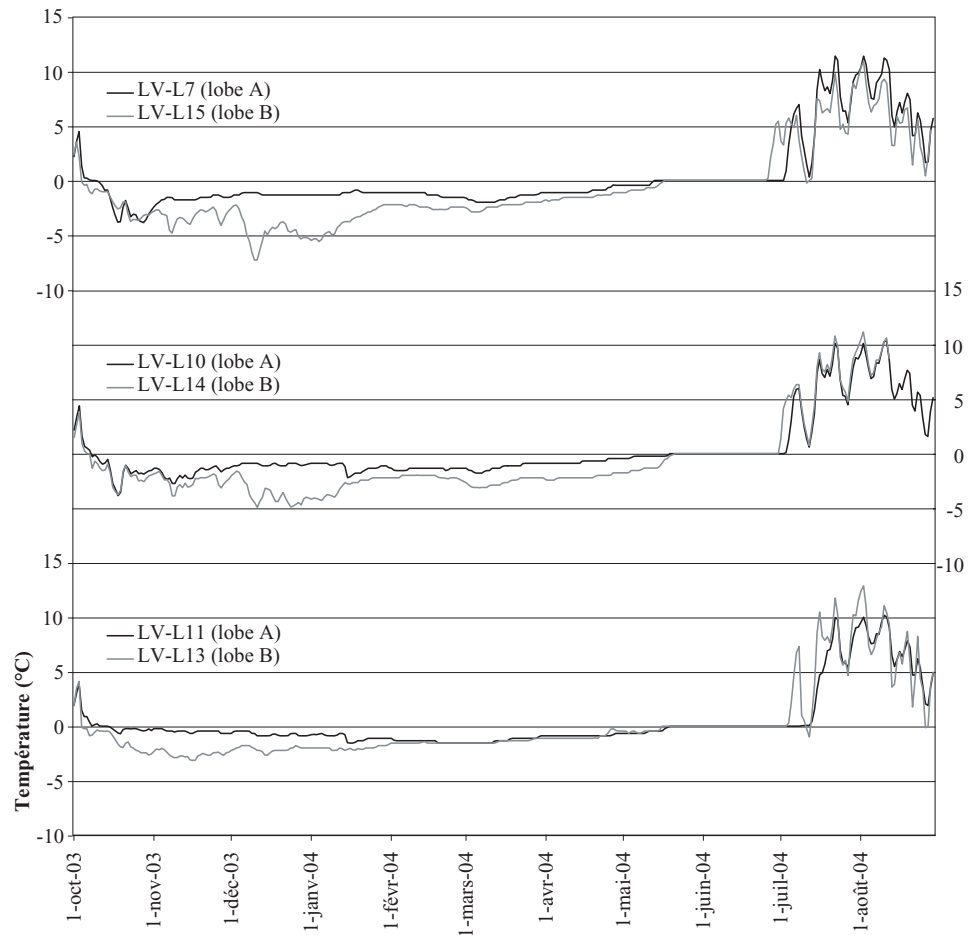


Fig. 3.80. Couples de courbes de températures enregistrées sur et à l'amont des lobes A et B. Les couples sont formés par les thermistors situés aux mêmes altitudes (cf. Fig. 3.71).

Les mesures BTS effectuées en mars 2004 avaient mis en évidence une zone froide au-dessus des lobes B et C, entre 2780 m et 2800 m (Fig. 3.73). Cette configuration thermique ne parle pas en faveur d'une circulation d'air ascensionnelle dans ce secteur de l'éboulis. Les quantités probablement importantes de glace dans le lobe B l'expliquent en grande partie. D'un autre côté, LV-L13 indique des températures légèrement plus chaudes que les deux autres loggers, situés plus bas sur le lobe, ce qui signifie qu'un réchauffement du terrain en direction de l'amont existe quand même. La confrontation des températures du sol et de l'air ne fournit cependant pas de signal très clair d'une éventuelle opposition des comportements. En définitive, l'occurrence d'un effet de cheminée dans le secteur du lobe B ne peut être prouvée. S'il devait toutefois exister, le mécanisme de ventilation ascendante serait vraisemblablement confiné au niveau actif.

3.3.3.5 Synthèse

En résumé, les différentes mesures effectuées attestent de la présence de pergélisol dans une grande partie de l'éboulis du Lac des Vaux. Seuls quelques secteurs de la partie supérieure de l'accumulation sédimentaire en semblent exempts. Les quantités de glace présentes dans le sous-sol varient énormément d'un endroit à l'autre. C'est dans le lobe B que le contenu en glace est probablement maximal. Le fort potentiel de refroidissement, lié à une porosité de surface relativement élevée, en est peut-être la cause. Il n'y a aucun doute non plus sur la présence non négligeable de glace dans le lobe C. Il en va tout autrement pour le lobe A, les résistivités mesurées étant dans l'ensemble peu élevées et très hétérogènes. On en conclut malgré tout que des sédiments gelés y sont présents, tout comme dans l'éboulis qui domine ce lobe.

Enfin, si un système de ventilation pourrait exister dans l'axe du lobe A, on peut émettre des doutes sur son fonctionnement dans le lobe B, la circulation d'air dans le sous-sol étant probablement entravée par la probable sur-saturation en glace du lobe. La situation topoclimatique de l'éboulis (exposition nord-ouest, altitude minimale de 2700 m) garantit des conditions de pergélisol pour l'ensemble du versant. Dans la partie supérieure de l'éboulis, les échanges thermiques conductifs l'emportent visiblement sur les échanges thermiques advectifs. La ventilation ascendante ne peut dès lors entraver le maintien d'un pergélisol dans ce secteur.

3.3.4 Le vallon des Yettes Condjà

3.3.4.1 Description générale du site

Dominé par le Mont Gelé (3023 m), le vallon des Yettes Condjà fait en quelque sorte figure de laboratoire d'étude pour l'Institut de Géographie de l'Université de Lausanne depuis le début des années 1990. De nombreuses études liées au pergélisol y ont été menées (Bretz & Giroud 1993, Bretz-Guby 1994, Reynard 1996, Wenker 1997, Lambiel 1999, Reynard et al. 1999). Elles sont résumées par Lambiel et al. (2005).

Le vallon des Yettes Condjà se divise en trois petits cirques (Fig. 1.2). Le glacier (moribond) des Yettes Condjà occupe le cirque situé à l'extrême sud du vallon. En direction du nord-ouest, on découvre un minuscule vallon intégralement occupé par un glacier rocheux actif. Enfin, le troisième cirque constitue grossièrement la moitié nord-ouest du vallon des Yettes Condjà. C'est dans ce dernier que se sont concentrées les études jusqu'à ce jour.

La géomorphologie du secteur étudié est avant tout marquée par la présence de trois glaciers rocheux nommés B, C et D (Fig. 3.81). Les deux premiers montrent des signes évidents d'activité, contrairement au troisième, qui semble plutôt inactif. De nombreuses données documentent les caractéristiques de ces trois formations (Fig. 3.82). Les études effectuées dans le vallon concernent également le versant est du Mont Gelé, ainsi que le petit éboulis qui jouxte le glacier rocheux B.

Ce chapitre va se concentrer sur l'éboulis et sur le versant est du Mont Gelé, en incluant également le glacier rocheux D, situé dans l'axe amont-aval de ce versant. Les caractéristiques géoélectriques et thermiques des glaciers rocheux B et C seront traitées au chapitre 4.3, en introduction à l'analyse des mouvements qui affectent ces deux formations sédimentaires.

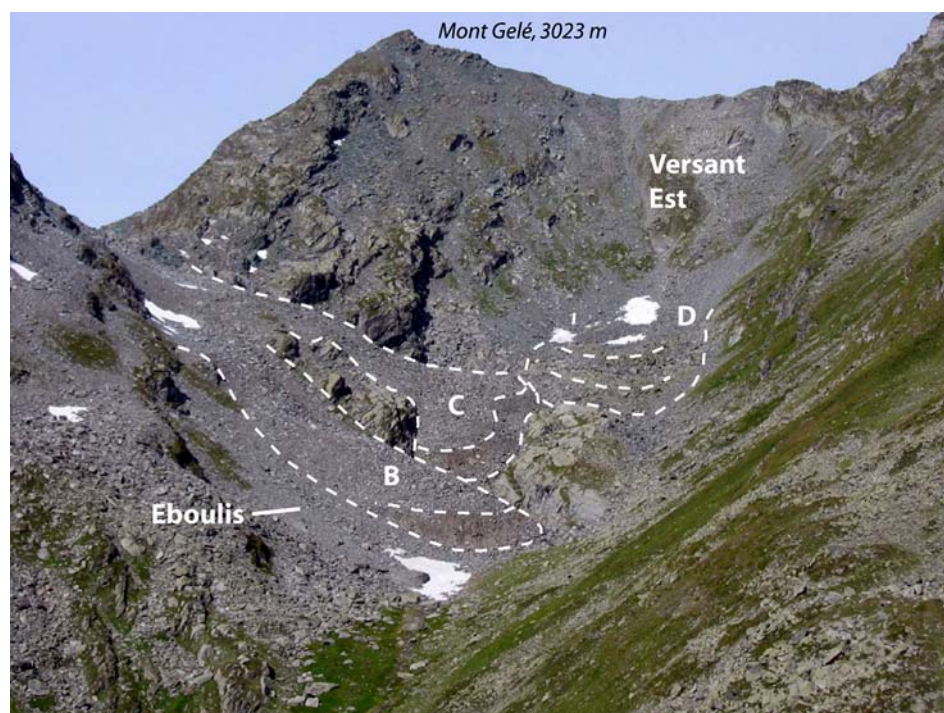


Fig. 3.81. Vue sur la partie nord-ouest du vallon des Yettes Condjà, avec les cinq formations sédimentaires étudiées: les glaciers rocheux B, C, D, le versant Est du Mont Gelé et l'éboulis jouxtant le glacier rocheux B.

3.3.4.2 *Eboulis Est*

3.3.4.2.1 *Description du site et mesures effectuées*

Cette accumulation sédimentaire prend source vers 2700 m et se termine à 2580 m, dans un versant orienté au nord-est (Fig. 3.81, Fig. 3.82, est du glacier rocheux B). La déclivité n'est pas très élevée (30° de moyenne) et la pente adopte un profil légèrement concave. L'éboulis est affecté par de la solifluction dans la partie amont (loupes herbeuses). Aucun indice géomorphologique n'indique la présence de mouvements profonds importants.

Les données à disposition dans cet éboulis sont:

- un sondage géoélectrique (MG-2);
- des enregistrements de la température du sol en continu en quatre emplacements depuis 1998 pour les plus anciennes séries;
- 3 campagnes de mesures BTS en 2002, 2003 et 2004.

3.3.4.2.2 *Distribution du pergélisol*

Le sondage géoélectrique MG-2 a été effectué au milieu de l'éboulis, dans le sens de la pente (Fig. 3.82) (voir aussi Reynard et al. 1999). Tant les branches aval que amont montrent une forme de cloche typique d'un terrain sédimentaire gelé (Fig. 3.83). On observe dans les deux cas la présence d'un premier niveau d'une épaisseur de 1,5 m avec des résistivités électriques situées entre 10 kΩm et 18 kΩm en fonction de la porosité du terrain proche de la surface. En dessous, un niveau d'une quinzaine de mètres d'épaisseur présente des résistivités de 28 kΩm pour la branche amont et de 35 kΩm pour la branche aval, à la suite de quoi un troisième niveau, conducteur celui-là (1-4 kΩm), est atteint.

Un pergélisol est donc présent dans l'éboulis, aussi bien dans sa partie aval que dans sa partie amont, même si les résistivités semblent décroître en direction de l'amont. L'épaisseur du corps gelé est considérable puisqu'elle atteint une quinzaine de mètres.

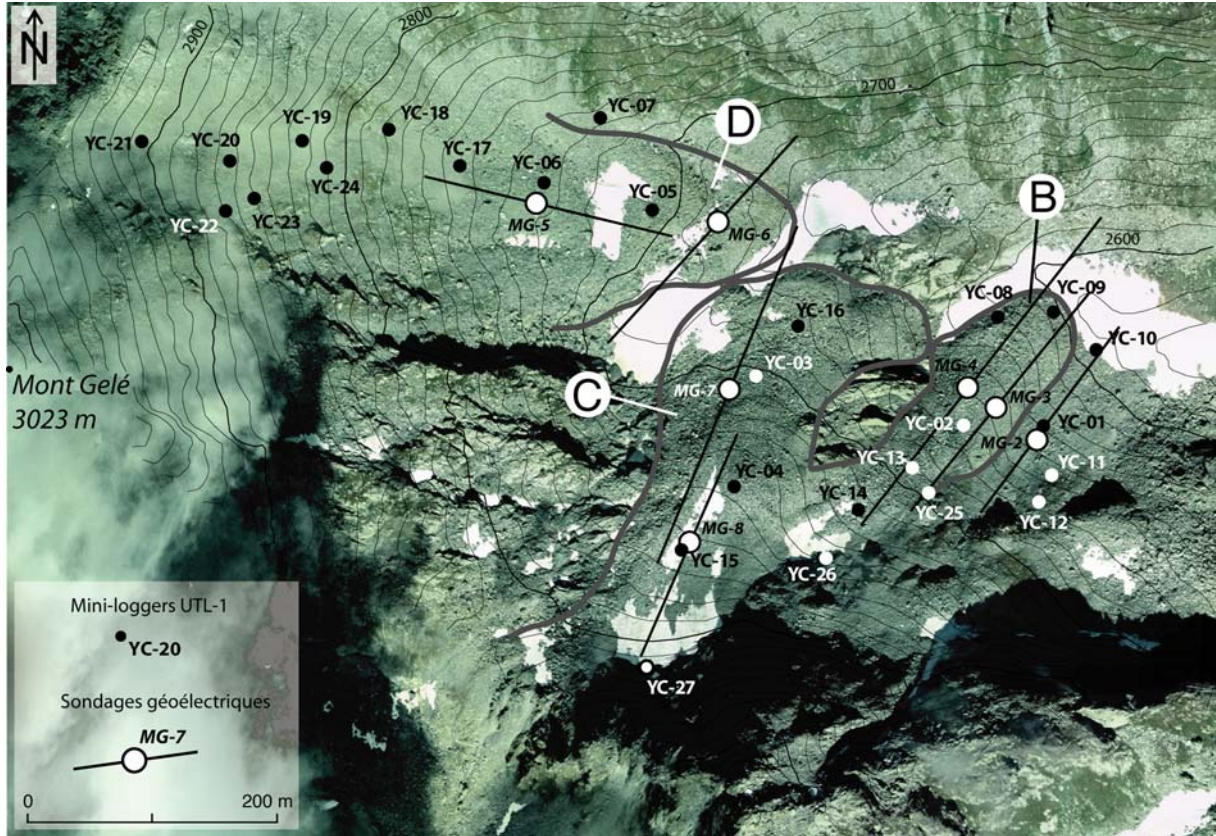


Fig. 3.82. Position des 27 mini-loggers UTL-1 placés sur les formations étudiées et des 8 sondages géoélectriques réalisés sur les glaciers rocheux et l'éboulis Est. L'orthophoto date de 1999. Reproduit avec l'autorisation de Swisstopo (DV023268).

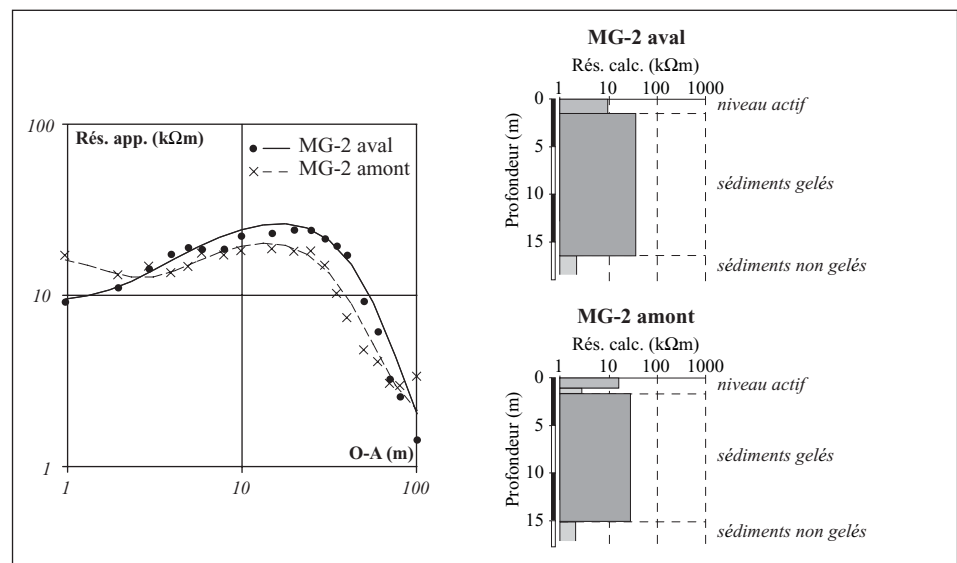


Fig. 3.83. Sondage géoélectrique MG-2 effectué sur l'éboulis est.

3.3.4.2.3 Régime thermique de surface

Les mesures BTS effectuées sur le site révèlent la présence de températures plus froides dans la moitié inférieure de la pente que dans sa moitié supérieure (Fig. 3.84). On remarque que le contraste est plus marqué en 2003 et en 2004 qu'en 2002. Le même phénomène a été observé entre les deux extrémités d'un glacier rocheux inactif à l'Alpage de Mille (Delaloye & Lambiel 2005). Sur ce site, Delaloye (2004) a également remarqué que l'abaissement des températures BTS au front de la formation dépendait étroitement de la température moyenne de l'air durant le mois précédant les mesures (données relevées de 1995 à 2004). Pendant les 30 jours qui ont précédé les mesures aux Yettes Condjà, la température moyenne de l'air enregistrée aux Lapires était de -3.3°C en 2002 et d'environ -7°C en 2003 et en 2004. L'accentuation du contraste entre le haut et le bas de l'éboulis en 2003 et en 2004 pourrait donc être la signature d'une circulation d'air ascendante dans l'éboulis, particulièrement significative ces deux années, lorsque la température de l'air durant le mois qui a précédé les mesures était très basse. Un sur-refroidissement de la partie inférieure de l'éboulis par aspiration d'air froid se serait dès lors produit. Au vu de la configuration spatiale des températures de surface, le secteur d'aspiration de l'air froid remonterait assez haut dans la pente, jusque vers 2630 m.

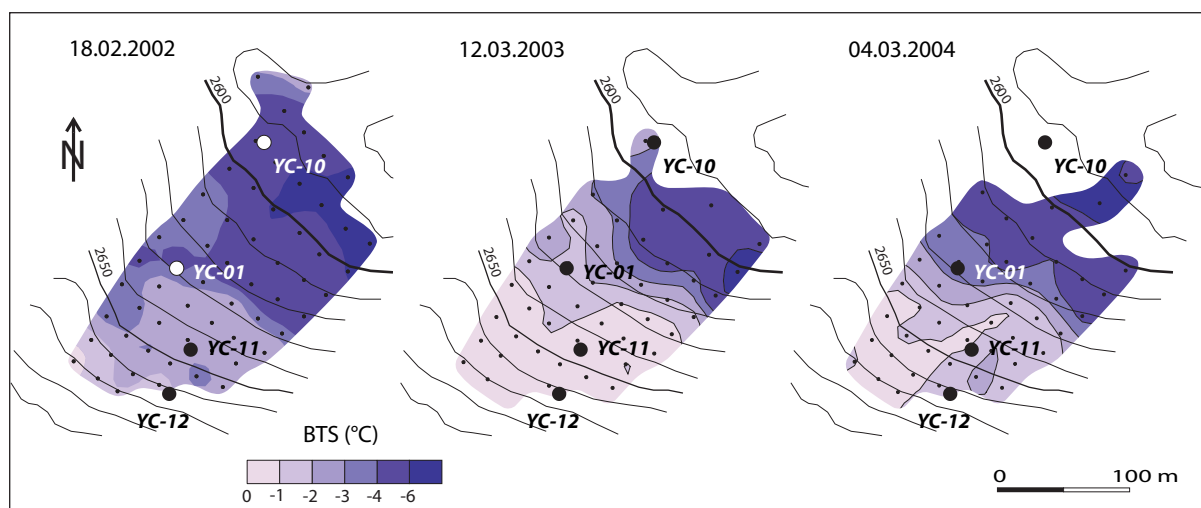


Fig. 3.84. Températures BTS mesurées lors des trois campagnes effectuées sur l'éboulis est, avec la position des 4 mini-loggers.

L'information sur le régime thermique de surface dans l'éboulis est également fournie par les loggers YC-01, 10, 11 et 12 (Fig. 3.82 et Fig. 3.84). A l'exception de YC-12, installé sur une loupe de solifluction dans le haut de la pente, tous les thermistors indiquent que des conditions de pergélisol règnent dans l'éboulis (Fig. 3.85).

On observe un comportement contrasté des courbes YC-01 (milieu de l'éboulis, granulométrie relativement fine) et YC-10 (base de l'éboulis, granulométrie grossière). Le premier emplacement a été plus chaud que le second lors des hivers 2000-2001 et 2001-2002 alors que le contraire se produisait durant les deux hivers suivants. Outre la position topographique et la granulométrie, la variation de l'épaisseur du manteau neigeux en fonction notamment des avalanches doit également jouer un rôle dans ces différences de comportement qui demeurent difficiles à expliquer.

Situé dans une zone à gros blocs du haut de l'éboulis, YC-11 montre un fort potentiel de refroidissement en début d'hiver. Par la suite, les températures ne sont que rarement plus élevées qu'au niveau de YC-01 et YC-10. Aucune variation inverse à la température de l'air n'est visible. Les données thermiques en présence ne permettent donc pas de confirmer la ventilation ascendante qui semble possible au vu des cartes de

températures BTS. Pour cela, il faudrait peut-être envisager un suivi des températures dans d'autres secteurs de l'éboulis, notamment à l'amont de YC-01.

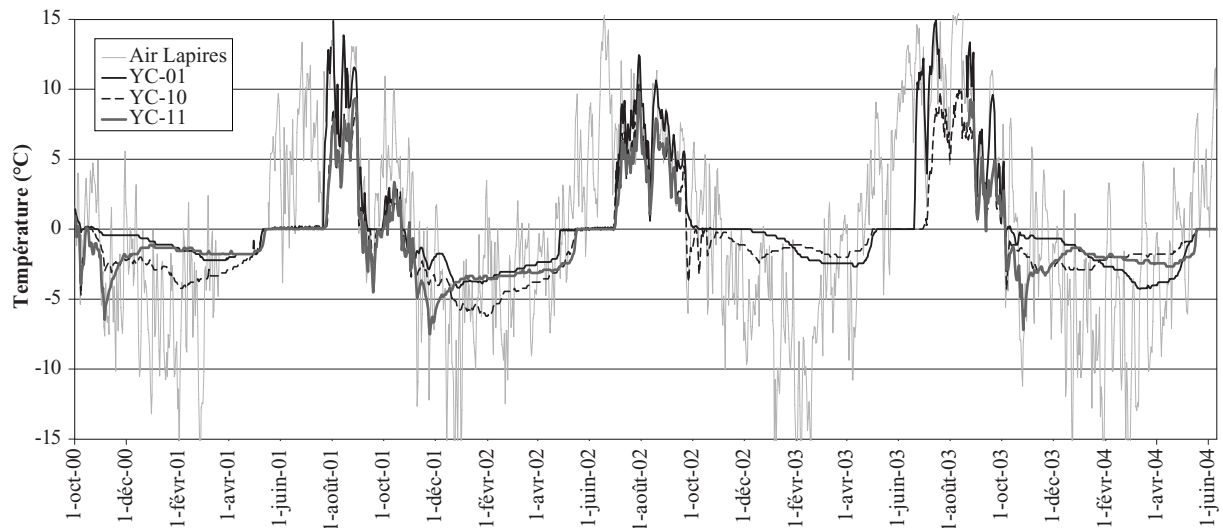


Fig. 3.85. Températures de surface enregistrées entre octobre 2000 et août 2005 par les trois mini-loggers situés dans l'éboulis est.

3.3.4.3 Versant Est du Mont Gelé

3.3.4.3.1 Description du site et mesures effectuées

Une crête d'orientation globale nord-est – sud-ouest relie la Pointe des Lapires au sommet du Mont Gelé. Le versant situé à l'Est de cette crête est complexe. Plusieurs gradins rocheux affleurent çà et là, en particulier sous le sommet du Mont Gelé. Un glacier rocheux de faible épaisseur occupe une partie du versant, là où l'orientation est plutôt ESE. La pelouse alpine est bien présente où la granulométrie est fine et l'exposition favorable. Au pied de ce versant s'est développé le glacier rocheux D constitué, de trois lobes qui semblent se superposer, indiquant par là l'existence de trois générations différentes (Fig. 3.82).

L'étude du régime thermique de surface du versant s'est concentrée sur une bande qui prolonge vers l'amont l'axe central du glacier rocheux D, là où le versant est orienté plein est (Fig. 3.82). Cette bande, large de quelques dizaines de mètres, peut être divisée en deux secteurs. Entre la crête sommitale et l'altitude de 2850 m, le versant est exclusivement minéral, avec une couverture de blocaille à la granulométrie pluri-décimétrique. Des signes de fluage sont présents. L'absence de paroi sommitale indique que le dépôt des blocs est ancien (la paroi a été complètement érodée) et/ou que le versant s'est partiellement disloqué sur place. Ce secteur supérieur se termine par un protilus rempart. En dessous, alternent les zones de pelouse alpine et les amas de blocs. Des loupes de solifluction occupent le bas du versant.

Le régime thermique de surface est documenté par trois campagnes de mesures BTS effectuées en 2001, 2002 et 2003. Douze capteurs autonomes ont été placés dans le versant et sur le glacier rocheux D, sur un nombre variable d'années. Enfin, les caractéristiques géoélectriques du glacier rocheux sont connues grâce à deux sondages et un traîné.

3.3.4.3.2 Régime thermique de surface: premier aperçu

Les différences de morphologie observées entre les deux parties du versant se retrouvent au niveau des variations spatiales des températures du sol (Fig. 3.86). Les mesures BTS de 2001 ne concernant que le haut du versant, nous nous concentrerons sur les deux années suivantes. Une zone de températures froides ($< -1^{\circ}\text{C}$) se démarque nettement au-dessus de 2850 m, ce qui correspond parfaitement à la zone à blocs. Dans la partie nord, là où le versant prend une orientation sud-est, les températures sont un peu plus élevées. En-dessous de cette limite de 2850 m, le sol est plus chaud: les températures sont supérieures à -1°C , elles deviennent même positives en 2002 dans un secteur bien délimité. Cela pourrait témoigner de l'expulsion d'air chaud à ce niveau. Enfin, dès que l'on atteint le glacier rocheux, au pied du versant, les températures sont à nouveau plus froides.

Au vu de l'hétérogénéité manifeste des températures de surface, on peut s'attendre à ce que le régime thermique du versant soit relativement complexe. Une analyse fine des séries de températures enregistrées par les mini-loggers s'avère dès lors indispensable.

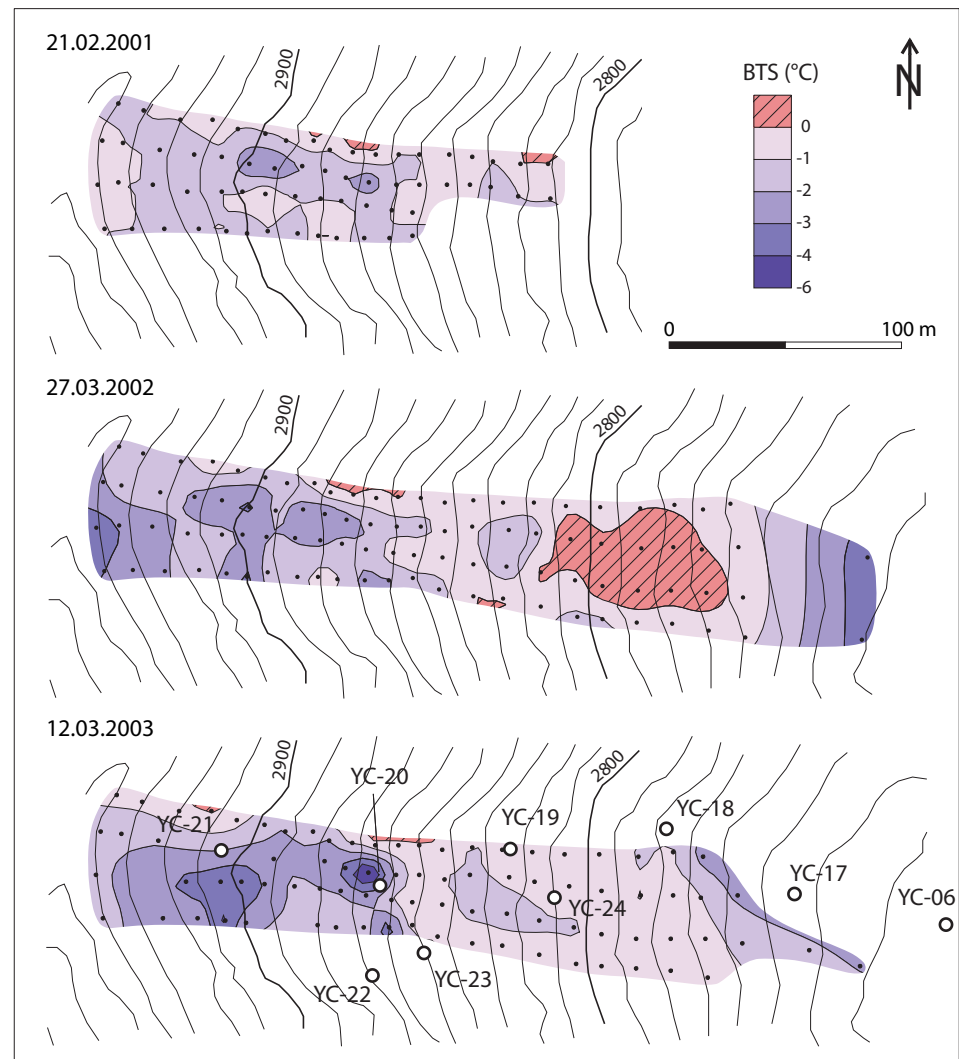


Fig. 3.86. Mesures BTS effectuées sur le versant est du Mont Gelé en 2001, 2002 et 2003 et position des mini loggers.

3.3.4.3.3 *Le pergélisol dans le glacier rocheux D*

Avant tout, il convient de s'intéresser au glacier rocheux D, dont la structure du sous-sol est documentée par les sondages géoélectriques MG-5 et MG-6 (Fig. 3.82) (Reynard et al. 1999). Le centre de MG-5 se situe sur le lobe supérieur du glacier rocheux. Le sondage a été effectué longitudinalement. La branche amont montre l'existence d'un terrain résistant (70 kΩm, 10 m d'épaisseur) sous environ 2 m de blocs de surface (Fig. 3.87). Des écoulements d'eau sont par ailleurs parfaitement audibles dans ce secteur, indiquant par là la présence d'un niveau imperméable proche de la surface. Cet aquiclude ne peut que correspondre à un niveau gelé saturé en glace. La branche aval présente une couche de surface plus résistante (40 kΩm). Cette valeur caractérise le sous-sol jusqu'à une profondeur d'environ 20 m. Il est très peu probable qu'il s'agisse uniquement d'un terrain fortement aéré, étant donné la présence attestée de sédiments gelés à l'amont. On conclut à l'existence de glace en profondeur, dans des proportions probablement moindres qu'à l'amont. MG-6 (non présenté ici) amène les mêmes résultats.

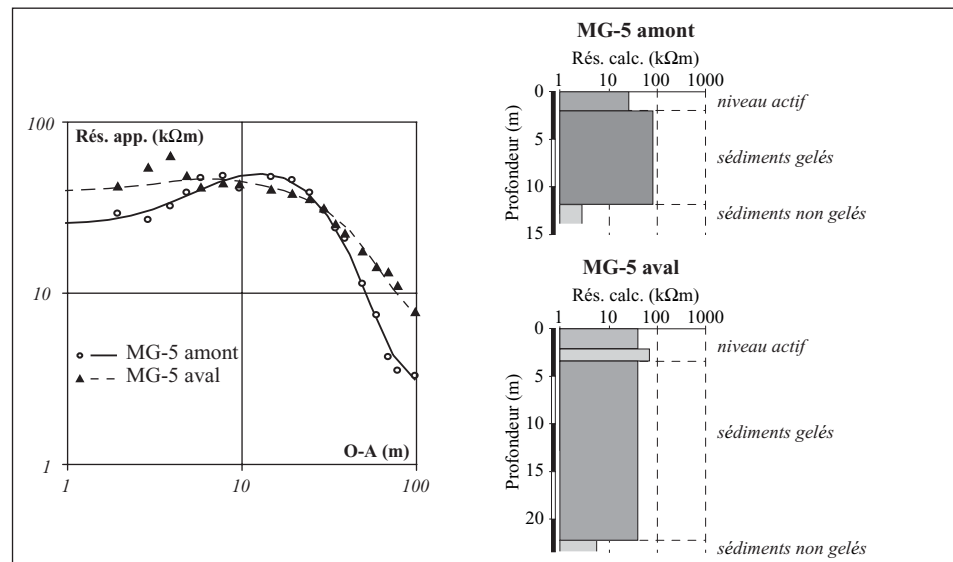


Fig. 3.87. Courbes amont et aval du sondage MG-5, réalisé longitudinalement sur le glacier rocheux D.

3.3.4.3.4 *Ventilation entre le glacier rocheux D et le bas du versant*

Les mini-loggers YC-05, 06 et 17 sont situés respectivement au sommet du front du lobe médian, sur le lobe amont et aux racines du glacier rocheux (base du versant) (Fig. 3.82). Tous trois dévoilent des températures hivernales typiques de terrains gelés (Fig. 3.88). Lors des trois hivers durant lesquels YC-05 a fonctionné, le refroidissement du sol s'y est opéré plus tardivement qu'au niveau de YC-06 et de YC-17, ces deux emplacements ayant un potentiel de refroidissement en automne et en début d'hiver plus important que celui de YC-05.

Situé quelques dizaines de mètres plus haut que YC-17, YC-18 montre un comportement diamétralement opposé. L'hiver 2001-2002, où seuls ces deux loggers ont fonctionné, l'atteste particulièrement bien: l'écart de température y est supérieur à 5°C. YC-18 ne descend que rarement en-dessous de 0°C. Les températures sont même très souvent positives en première partie d'hiver, au moment même où le glacier rocheux se refroidit, comme en témoignent YC-06 et YC-17. La Fig. 3.88 permet d'observer l'opposition que marquent les températures au sol au niveau de YC-18 par rapport aux températures de l'air: les périodes de grand froid en début d'hiver sont très

souvent accompagnées d'une hausse des températures au sol et un refroidissement du sol s'observe en général par temps doux. Par exemple, la température du sol est plus froide en février 2002 avec une température de l'air positive qu'en février 2005 avec une température de l'air voisine de -15°C . Parmi les différentes situations de ce type rencontrées au fil des cinq hivers de mesure, celle de l'hiver 2004-2005 est peut-être la plus significative. Lorsque les températures de l'air chutent brutalement le 24 janvier, la température au sol augmente légèrement. Cette dernière reste ensuite stable à -0.2°C durant toute la période de froid qui dure jusqu'aux environs du 11 mars, date à laquelle la température du sol redescend légèrement. L'opposition est parfaite.

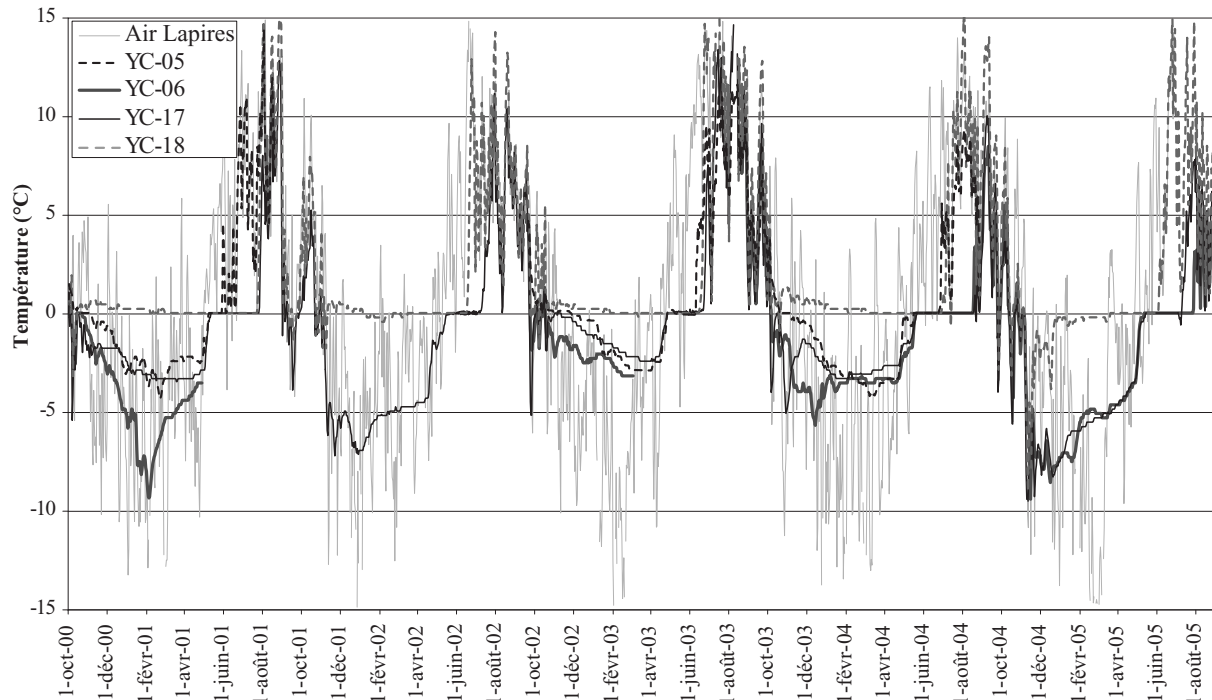


Fig. 3.88. Courbes de températures enregistrées sur le glacier rocheux D (YC-05, 06, 17), ainsi que dans la partie inférieure du versant est du Mont Gelé (YC-18).

On peut dès lors proposer l'hypothèse de fonctionnement d'un **système de ventilation** entre le glacier rocheux et le bas du versant. La zone de températures BTS positives mesurées en 2002 (Fig. 3.86), située juste au sud de YC-18, correspondrait au secteur d'évacuation de l'air qui s'est élevé à travers le sous-sol du bas du versant. La zone d'aspiration potentielle est par contre pour l'heure difficilement identifiable. Même si YC-06 et YC-17 peuvent subir un fort refroidissement en début d'hiver, aucun indice d'aspiration n'existe pour la deuxième partie de l'hiver. YC-06 montre même un réchauffement durant la première vague de froid de l'hiver 2004-2005, ce fut par exemple le cas pour la région du pylône 10 sur l'éboulis des Lapires (cf. Chap. 3.3.1.4.1). Au vu de la probable saturation en glace du glacier rocheux, on peut supposer que si de l'air est effectivement aspiré, cela doit se produire ailleurs, à l'amont voire à l'aval du glacier rocheux. On ne peut donc exclure une circulation profonde sous le glacier rocheux.

Remarquons encore que YC-06 et YC-17 sont les deux emplacements les plus froids mesurés dans le vallon. La position du glacier rocheux D dans une cuvette fermée sur trois côtés n'est peut-être pas étrangère à ce phénomène: l'air "chaud" peut s'évacuer en de maints endroits, favorisant ainsi l'effet de cheminée entre le glacier rocheux (ou ses marges) et les pentes le dominant. YC-07 en témoigne. Malgré une situation topoclimatique défavorable (exposition sud, altitude 2720 m, cf. Fig. 3.82), les

températures atteintes durant l'hiver sont relativement froides (Fig. 3.89). Cela témoigne peut-être d'un sur-refroidissement du sol par aspiration d'air à cet endroit, cet air s'évacuant ensuite plus haut dans le versant.

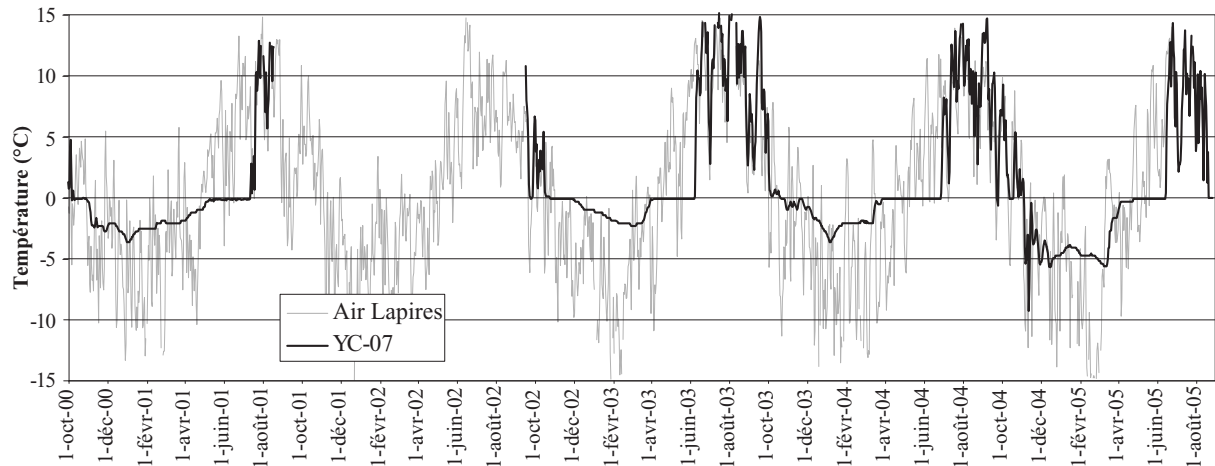


Fig. 3.89. Courbe de températures enregistrée par YC-07 au bas de la pente sud de la Pointe des Lapires, sur une loupe de solifluction.

3.3.4.3.5 Régime thermique de la partie supérieure du versant

Pour rappel, les mesures BTS indiquaient des températures plus froides dans la partie supérieure du versant, au-dessus de 2850 m environ, que dans la partie inférieure. Les températures atteintes durant l'hiver par YC-20 et YC-21 se situent grossièrement, au cours des cinq années de mesure, entre -2°C et -5°C (Fig. 3.90). Elles confortent l'idée selon laquelle un pergélisol occupe le secteur (protalus rempart, éboulis fluant). Les courbes enregistrées par ces deux thermistors ne montrent toutefois pas le même comportement durant l'hiver. YC-21 ne s'est fortement refroidi que lors des hivers 2001-2002 (pauvre en neige) et 2004-2005 (pauvre en neige et froid). Les variations inter-annuelles sont par contre beaucoup moins marquées sur YC-20.

La comparaison des hivers 2002-2003 et 2004-2005 est intéressante. Alors que le premier a été globalement chaud du point de vue des températures du sol (fortes chutes de neige en début d'hiver qui ont limité le refroidissement du sol), YC-20 montre un refroidissement spectaculaire en février. La moyenne du mois de mars y est de -4.1°C . Durant l'hiver froid 2004-2005 par contre, YC-20 s'est relativement peu refroidi, la moyenne de mars n'étant "que" de -4.2°C . Ces différences de comportement inter-annuelles s'expliquent peut-être par le fait que le versant est utilisé comme itinéraire à ski (un téléphérique arrive au sommet du Mont Gelé), ouvert uniquement par enneigement suffisant. C'était le cas en 2003. Il n'est pas impossible que la compaction de la neige par le passage répété des skieurs ait augmenté sa conductivité thermique, permettant ainsi un refroidissement marqué du terrain. L'hiver 2004-2005, pauvre en neige, n'a par contre vu que peu de skieurs emprunter cet itinéraire. La neige ayant été moins compactée qu'en 2003, le refroidissement du sol aurait été limité.

Situé non loin de YC-20, YC-23 montre des températures qui oscillent entre celles mesurées par les deux capteurs précédents. Il confirme ainsi les conditions thermiques froides qui règnent dans la partie supérieure du versant. Situé plus bas dans la pente, YC-24 montre par contre des températures plus élevées. Sans données géoélectriques, il est cependant difficile de se prononcer sur la présence de pergélisol dans la partie médiane du versant.

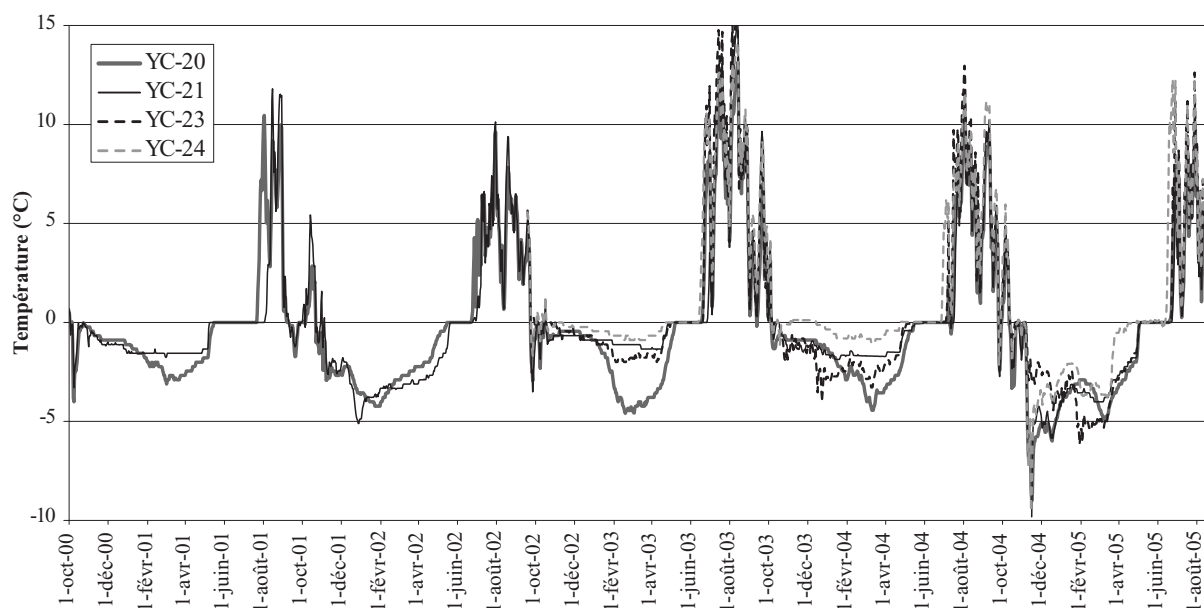


Fig. 3.90. Courbes de températures enregistrées dans la partie supérieure du versant est du Mont Gelé.

3.3.4.4 Synthèse

Le pergélisol semble occuper la majeure partie de l'éboulis est du vallon des Yettes Condjà. Les mesures BTS effectuées apportent des indices de fonctionnement d'une ventilation ascendante au sein de l'accumulation sédimentaire. Ces indices n'ont cependant pu être confirmés par l'enregistrement des températures en continu en 3 emplacements de l'éboulis. D'autres mesures sont dès lors nécessaires.

Le versant est du Mont Gelé est beaucoup plus complexe. Aucune mesure géophysique n'ayant été réalisée dans ce secteur, mis à part sur le glacier rocheux D, il est difficile de se prononcer sur la répartition du pergélisol dans le versant. Celui-ci semble néanmoins présent au-dessus de 2850 m, étant données les particularités géomorphologiques du secteur et les données thermiques qui y ont été relevées. Dans la partie inférieure du versant, les données thermiques révèlent un terrain plus chaud, laissant présager que le pergélisol pourrait être absent du secteur. Enfin, un système de ventilation actif entre le lobe amont du glacier rocheux (voire plus bas ?) et le haut de la moitié inférieure de la pente (vers 2800 m d'altitude) pourrait participer au réchauffement du sol dans ce secteur. De nombreuses incertitudes demeurent toutefois.

3.3.5 Eboulis du Mont Gelé, versant Sud

3.3.5.1 Description du site

L'arête sud-ouest du Mont Gelé se poursuit par un petit cirque qui alimente un cône d'éboulis orienté SSW (Fig. 1.2 et Fig. 3.91). La proportion de vides en surface est importante et les blocs sont fortement colonisés par les lichens. Au pied de l'éboulis s'est développé un petit glacier rocheux qui semble fossile aujourd'hui.

La base de l'éboulis se situe à 2500 m d'altitude, ce qui place l'accumulation sédimentaire en dessous de la limite inférieure du pergélisol dans la région (Lambiel 1999, Lambiel & Reynard 2003a). La présence de pergélisol dans l'éboulis serait donc considérée comme atypique, au même titre que le pergélisol détecté dans les éboulis froids de basse altitude.

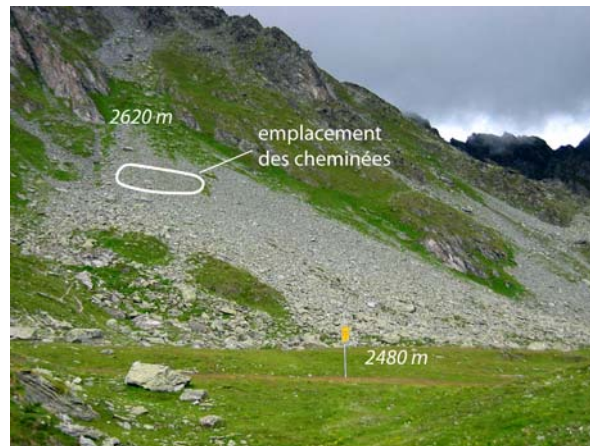


Fig. 3.91. L'éboulis du versant sud du Mont Gelé, avec l'emplacement des cheminées de fonte observées durant l'hiver.

3.3.5.2 Evidences de l'existence d'un système de ventilation

Durant la deuxième partie de l'hiver, des signes d'évacuation d'air dans la partie supérieure de l'éboulis sont régulièrement constatés entre 2550 et 2580 m (Fig. 3.91). Le mois de février et la première moitié du mois de mars 2005, particulièrement froids, ont été propices à leur observation.

Le 8 février, le manteau neigeux peu épais peinait à recouvrir les gros blocs du haut de la pente, favorisant ainsi la perte de chaleur du sol. De gros cristaux de givre pouvaient alors être observés sur le pourtour des blocs (Fig. 3.92A). Dans certains cas, une fine couche de glace recouvrait les blocs (Fig. 3.92B), ce qui peut s'expliquer de la manière suivante. L'effet de cheminée a été très efficace durant les dix derniers jours de janvier, lorsque la température de l'air était très basse. Le manteau neigeux a alors été complètement humidifié. Le système de ventilation s'est ensuite atténué du fait de températures un peu plus clémentes. La neige humide a alors pu geler, formant cette pellicule de glace observable en surface des blocs.

Un mois plus tard, le manteau neigeux s'étant épaissi, les signes d'évacuation d'air ne se présentaient plus que sous la forme de cheminées parfaitement cylindriques (Fig. 3.92C).

Ces différentes formes sont sans conteste le résultat d'un courant d'air ascendant au sein de l'éboulis.



Fig. 3.92. L'expulsion d'air dans le haut de la pente prend différentes formes: le 8 février 2005, cristaux de givre autour des orifices (A) et formation de plaques de glace avant l'ouverture complète des cheminées (B); le 7 mars 2005, cheminées cylindriques lors du stade de développement final de la cheminée (C).

Les conséquences de cet effet de cheminée sur les températures de surface de l'éboulis peuvent être observées sur la Fig. 3.93, grâce aux deux campagnes de mesures BTS effectuées durant les mois de mars 2004 et 2005. En mars 2004, une large zone de

températures positives englobait les cheminées de fonte. Dans le bas de la pente, les températures sont descendues localement jusqu'à -5°C .

La zone prospectée en 2005 est plus réduite. A cette occasion, des températures de l'ordre de -10°C ont été mesurées dans le bas de la pente! La transition entre le secteur froid et le secteur chaud était extrêmement rapide.

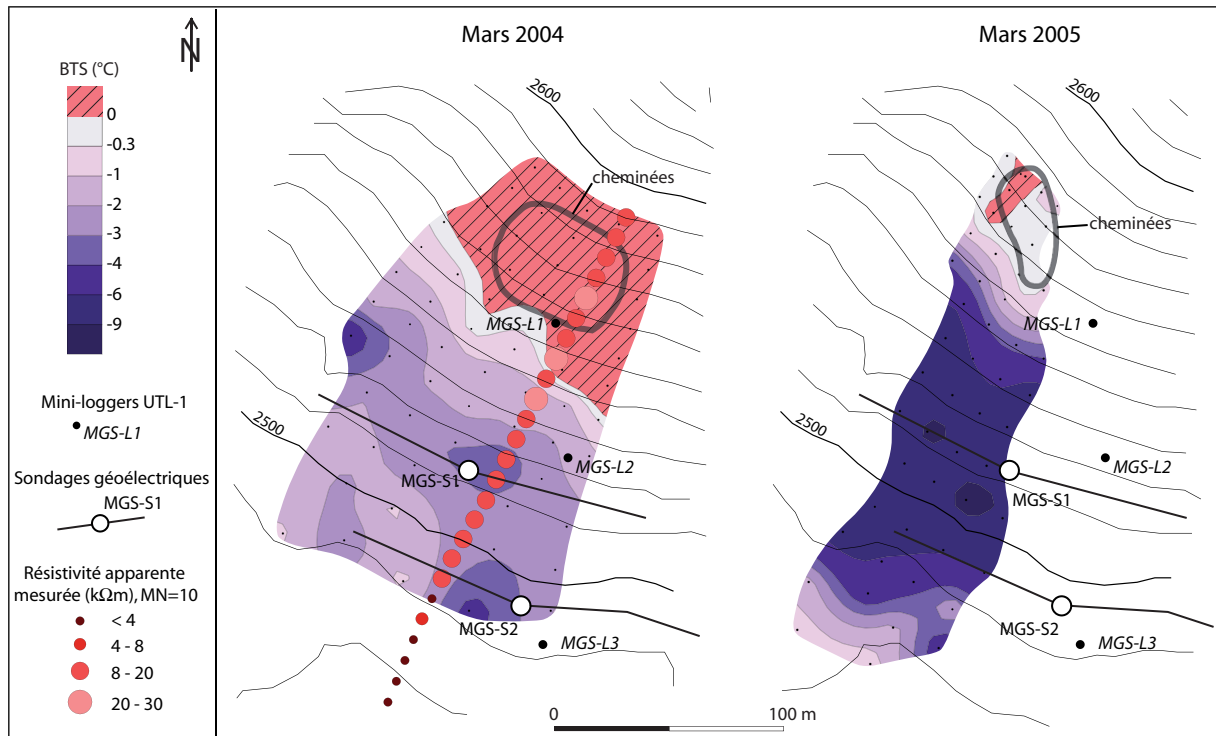


Fig. 3.93. Mesures effectuées sur l'éboulis sud du Mont Gelé: position des mini-loggers et des sondages géoélectriques; résistivités apparentes (écartement inter-électrode: 10 m); interpolation avec krigeage simple des mesures BTS effectuées en mars 2004 et 2005. Sont aussi représentés les secteurs des cheminées lors de la réalisation des mesures BTS.

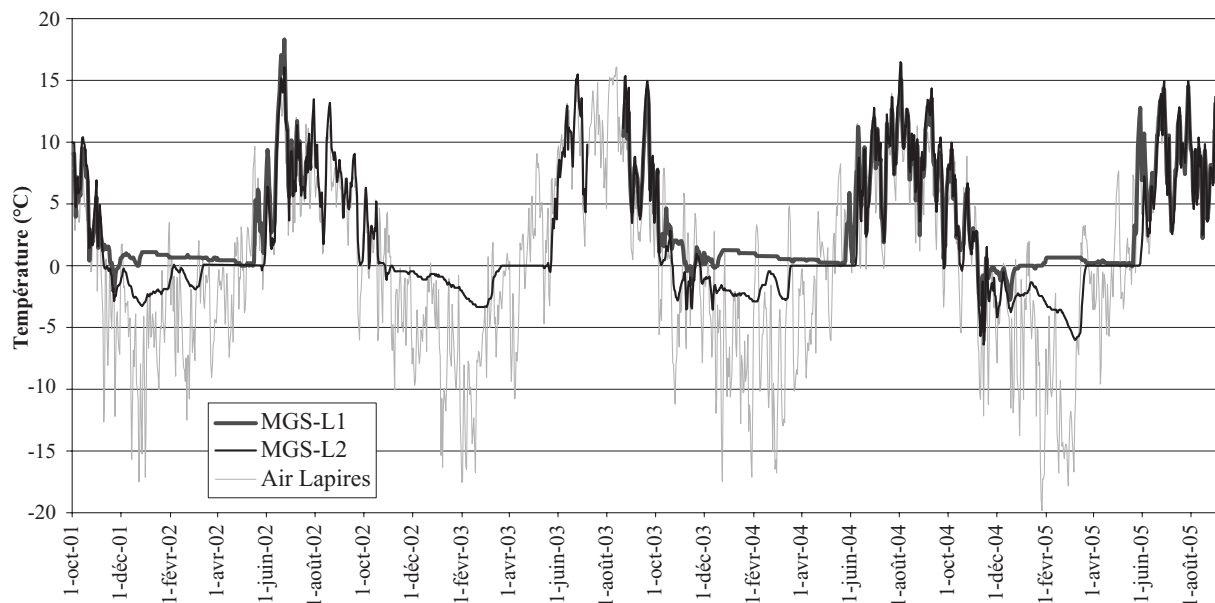


Fig. 3.94. Températures enregistrées dans les parties amont (MGS-L1) et aval (MGS-L2) de l'éboulis.

L'opposition amont-aval est également documentée par les capteurs MGS-L1 et MGS-L2 (Fig. 3.94). Le premier, situé dans le secteur chaud, montre trois hivers durant des températures positives. Si on prend le cas de l'hiver 2004-2005, on remarque que les températures se réchauffent et deviennent positives à l'apogée de la vague de froid (fin janvier). Elles ne redescendent à 0°C que lorsque celle-ci se termine et que la température de l'air devient positive. MGS-L2, situé dans la partie inférieure de l'éboulis montre un comportement inverse. En clair, l'effet de cheminée provoque bel et bien une aspiration d'air dans le bas de l'éboulis.

3.3.5.3 Présence de pergélisol ?

Deux sondages et un trainé géoélectriques ont été effectués dans la partie inférieure de l'éboulis dans le but de déceler une présence éventuelle de pergélisol (Fig. 3.93). MGS-S1 a été réalisé dans la zone froide, vers 2520 m d'altitude. La porosité de surface élevée se retrouve dans les premiers mètres du sondage, avec des résistivités voisines de 100 kΩm. En-dessous, la forme de la courbe impose la simulation d'un niveau résistant (15 kΩm) d'une épaisseur de 10 m, avant qu'un niveau plus conducteur (bedrock ?) ne soit atteint.

On retrouve ce corps résistant sur le glacier rocheux (MGS-S2, branche ouest). La surface du corps sédimentaire étant un peu moins aérée que sur l'éboulis (un sol est présent ça et là), le masquage des couches profondes est un peu moins marqué. On obtient dans le cas présent une résistivité de 20 kΩm pour une épaisseur de 3 m.

Au vu du trainé géoélectrique réalisé selon un profil amont-aval, le corps résistant identifié ne se cantonne pas uniquement dans la partie inférieure du complexe sédimentaire. Au contraire, les résistivités apparentes ont tendance à augmenter vers l'amont (Fig. 3.93). Situées globalement entre 8 et 20 kΩm, les valeurs mesurées sont probablement indicatrices de la porosité de l'éboulis. Dans la mesure où elles ne sont pas plus élevées dans la partie inférieure de l'éboulis que dans le haut de la pente, elles ne permettent pas d'attribuer à des sédiments gelés le niveau résistant identifié par les sondages MGS-S1 et MGS-S2. Cela dit, elles ne l'excluent pas non plus. La sismique réflexion pourrait permettre de trancher la question.

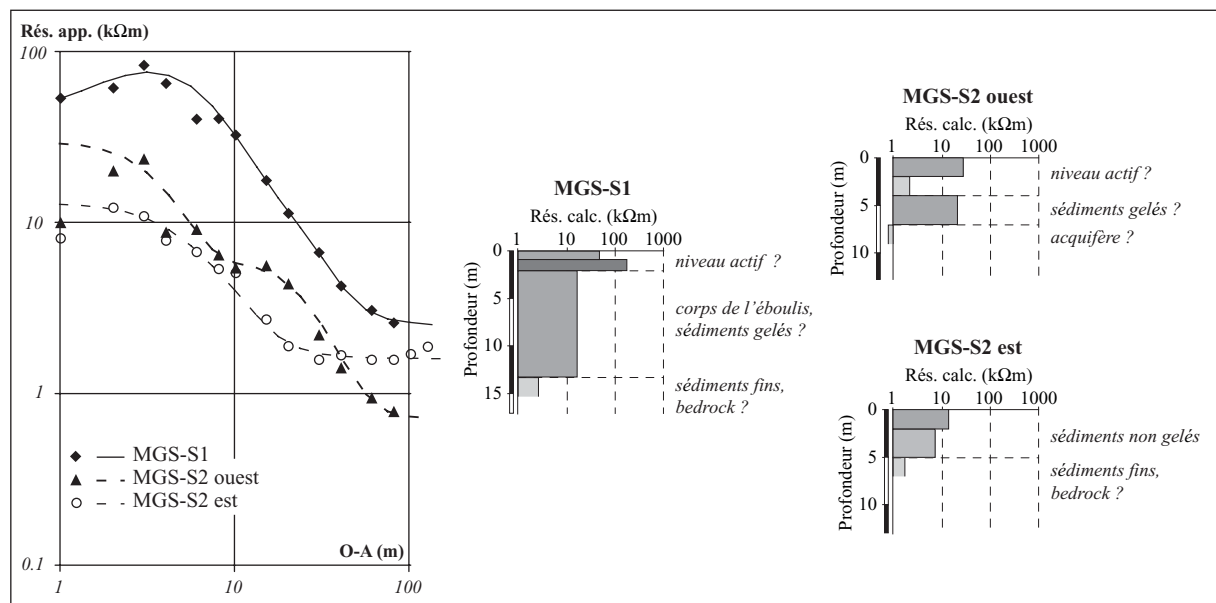


Fig. 3.95. Sondages géoélectriques verticaux réalisés dans la partie inférieure de l'éboulis (MGS-S1) et sur le glacier rocheux fossile (MGS-S2).

3.3.6 Eboulis fluant des Monts de Cion

Très délitées, les parois du flanc ouest des Monts de Cion sont à l'origine de plusieurs accumulations sédimentaires dont le pied repose sur le flanc gauche d'un imposant glacier rocheux fossile (Fig. 1.2). L'objet situé le plus au sud constitue un éboulis fluant selon la typologie définie par Francou & Hétu (1989). Constituée de gros blocs (souvent pluri-métriques), la formation est bombée et ponctuée par un front haut de 5 mètres environ, qui se prolonge du côté nord par un front latéral bien visible sur la Fig. 3.96. L'altitude basale de 2490 m place l'éboulis à la limite inférieure du pergélisol discontinu dans la région (Lambiel 1999).

Un unique sondage géoélectrique a été effectué sur la partie inférieure de l'éboulis. Les branches amont et aval étant semblables, seule la branche symétrique est représentée (Fig. 3.97). Le volume des vides, proportionnel à la taille des blocs de surface, ressort très bien sur la courbe, avec des résistivités de l'ordre de 60 k Ω m. Le terrain sous-jacent est ensuite très conducteur sur une épaisseur de 1.5 m environ, à la suite de quoi un niveau résistant (16 k Ω m) et épais (11 m) a été identifié, avant que les valeurs ne plongent à nouveau.

La courbe obtenue est typique d'un pergélisol peu résistant, probablement tempéré. Ces caractéristiques s'accordent avec les conditions topoclimatiques de la formation sédimentaire.



Fig. 3.96. Vue sur l'éboulis fluant des Monts de Cion, avec la position du sondage géoélectrique.

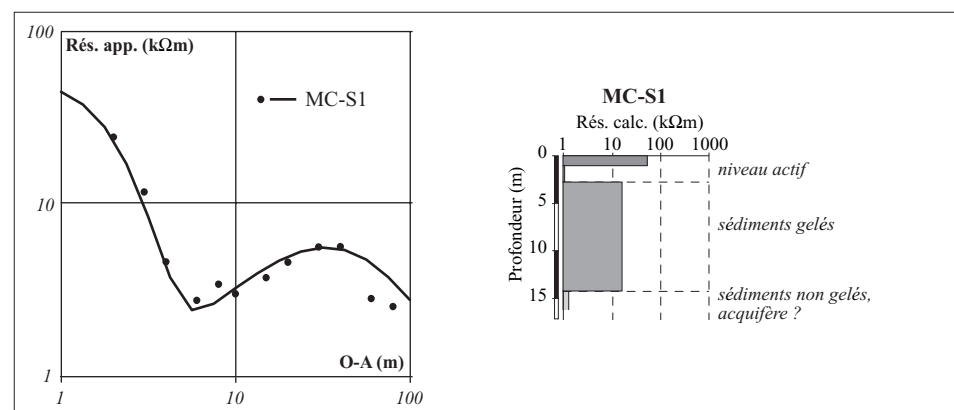


Fig. 3.97. Sondage géoélectrique effectué sur l'éboulis fluant des Monts de Cion.

3.3.7 Eboulis du Petit Mont Rouge

3.3.7.1 Description du site

Situé dans le vallon des Fontanesses (Arolla), à la limite inférieure du pergélisol discontinu (cf. Fig. 1.3), cet éboulis de petite taille (200m x 200m environ) occupe le flanc est du Petit Mont Rouge (2928 m), un sommet constitué de brèches et de calcaires à plaquettes (Fig. 3.98). La base de l'éboulis, située à 2600 m, est prolongée dans sa partie nord par un protalus rempart. La forte déclivité de son front et l'absence de traces d'affaissement soutiennent l'hypothèse de la présence de glace dans le corps sédimentaire. Des blocs métriques jonchent la surface du protalus, ainsi que la partie de l'éboulis qui le domine. Plus généralement, la granulométrie va de quelques centimètres dans la partie haute de l'éboulis à 20-30 centimètres au pied de la pente. La topographie de l'éboulis est extrêmement régulière et, mis à part le protalus rempart, aucune forme de fluage n'est présente.

Ce complexe domine à son tour un autre glacier rocheux, de dimension beaucoup plus importante que le protalus rempart. Des dépression thermokarstiques de grande dimension et une pelouse alpine quasi continue témoignent de l'état fossile de la formation.



Fig. 3.98. L'éboulis du versant est du Petit Mont Rouge, vu du sud-est (à gauche) et du nord (à droite).

3.3.7.2 Distribution du pergélisol

Afin de vérifier la présence supposée de glace dans le protalus ainsi que dans la partie inférieure de l'éboulis, deux sondages géoélectriques y ont été effectués (Fig. 3.99). PMR-S1, réalisé sur la zone de transition entre le protalus rempart et l'éboulis, met en évidence la présence d'un niveau résistant (80 kΩm) d'une épaisseur de neuf mètres environ, surmonté par un niveau de blocs d'environ 4 mètres. Une trentaine de mètres plus haut, PMR-S2 indique que le niveau résistant se prolonge au sein de l'éboulis. On trouve en effet sous 6 m de blocs environ, dont un niveau très poreux proche de la surface, une couche avec une résistivité de 50 kΩm pour une épaisseur d'une dizaine de mètres. La branche sud de ce sondage montre par contre une disparition latérale rapide de ce corps résistant. Au vu de la forme des courbes et des résistivités mesurées, il semble justifié d'interpréter ce niveau résistant comme un corps gelé situé en profondeur. Les conditions thermiques froides qui règnent dans ce secteur soutiennent cette hypothèse (cf. Fig. 3.99 et Fig. 3.105, capteurs PMR-L1 et PMR-L2).

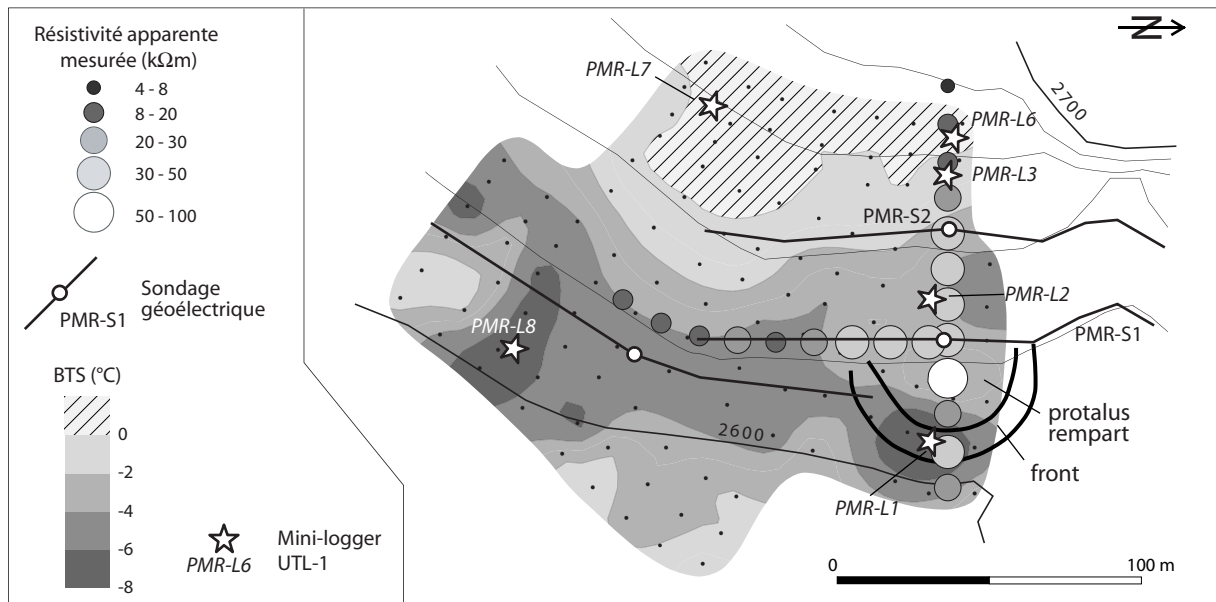


Fig. 3.99. Mesures réalisées sur l'éboulis du Petit Mont Rouge: position des sondages géoélectriques et des mini-loggers UTL-1, résistivités apparentes mesurées (écartement inter-électrode: 12.5 m) et mesures BTS du 2 mars 2004.

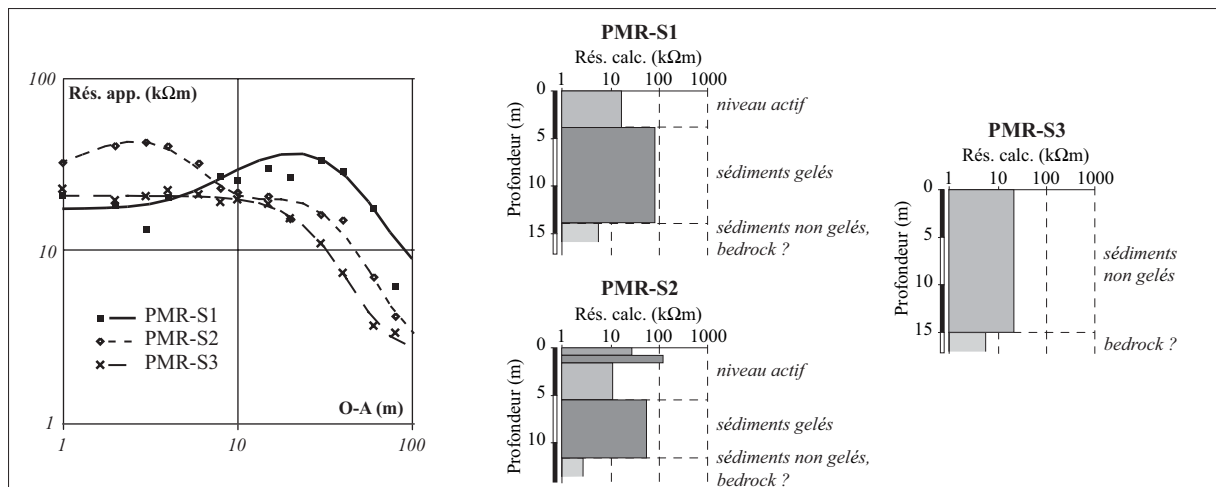


Fig. 3.100. Sondages géoélectriques effectués sur l'éboulis du Petit Mont Rouge.

Deux traînées ont permis de cartographier ce corps gelé (Fig. 3.99). On retiendra que les résistivités apparentes demeurent élevées (30-50 kΩm) jusqu'à l'emplacement de PMR-S2 et qu'elles diminuent ensuite rapidement en direction de l'amont. Côté aval, la valeur enregistrée sur le replat du protalus est plus faible (26 kΩm) que celles relevées aux racines et dans l'éboulis. Cela pourrait signifier que les quantités de glace maximales ne se situeraient pas dans le protalus, mais plus haut dans la pente. Le traîné réalisé horizontalement indique quant à lui que le corps gelé se prolonge en direction du sud sur une trentaine de mètres. On observe ensuite une diminution des valeurs, probablement liée à une disparition du corps gelé.

L'absence de pergélisol dans la partie sud de l'éboulis pourrait être confirmée par PMR-S3 (Fig. 3.100). En effet, les résistivités mesurées ne varient pas sur toute l'épaisseur prospectée. Elles demeurent à 21 kΩm sur une épaisseur d'environ 15 m, avant qu'un terrain à 2.5 kΩm ne soit atteint. On peut émettre l'hypothèse que l'on se trouve en présence d'un éboulis poreux, qui repose directement sur le bedrock.

3.3.7.3 Evidences de l'existence d'un système de ventilation

Grâce à des observations réalisées en hiver et au printemps dès 2003, le fonctionnement d'un système de ventilation au sein de l'éboulis du Petit Mont Rouge a rapidement été suspecté.

Des cheminées de fonte ont pu régulièrement être observées après des périodes anticycloniques froides (Fig. 3.101). En fonction de leur degré de maturité, les formes observées allaient de structures d'affaissement du manteau neigeux aux cheminées bien ouvertes. De gros cristaux de givre occupaient le pourtour des orifices, même lorsque ceux-ci étaient très réduits (quelques centimètres). Enfin, le flanc interne des ouvertures était systématiquement mouillé. Ces cheminées sont sans conteste la conséquence d'expulsion d'air chaud, qui provoque une fusion du manteau neigeux.

Ces complexes de cheminées sont situés en deux endroits distincts de l'éboulis (Fig. 3.101). Le premier secteur se trouve à l'amont du protalus, dans une zone passablement encombrée de gros blocs. Le deuxième secteur se situe quelques dizaines de mètres plus au sud, légèrement plus bas dans la pente. La granulométrie y est beaucoup plus fine (10 cm max.) et homogène.

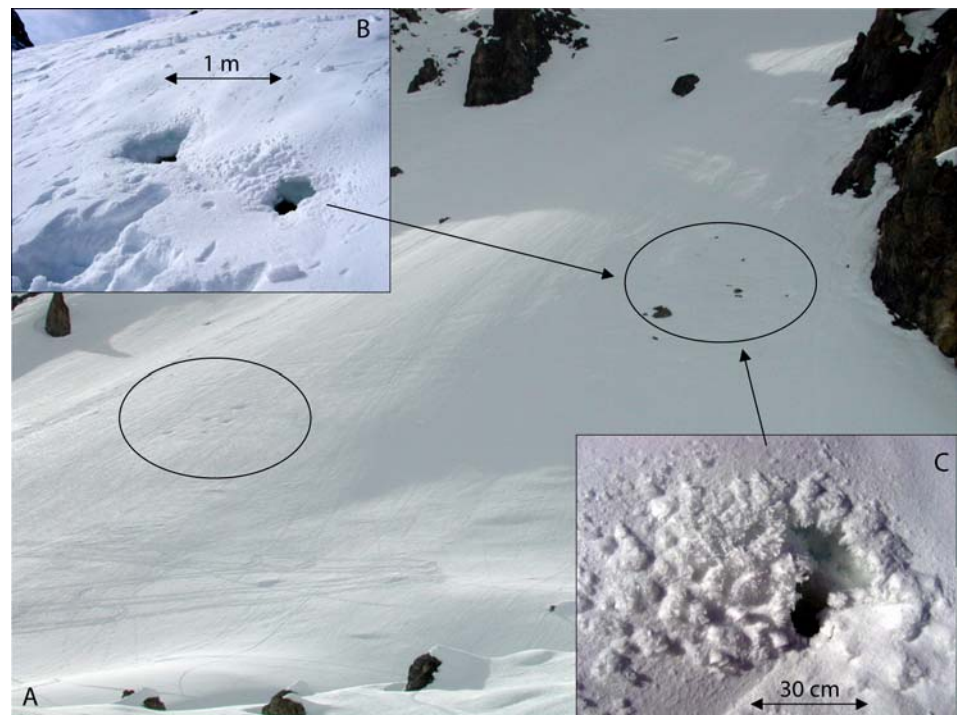


Fig. 3.101. Deux zones de cheminées sont visibles sur l'éboulis du Petit Mont Rouge (A, 21.03.2003). Les cheminées sont plus ou moins ouvertes selon les cas (B et C, 02.03.2004). On remarque en C que le givre de surface est particulièrement bien développé.

En mai, des zones de déneigement précoce apparaissent exactement à l'emplacement des cheminées de fonte (Fig. 3.102), sans que les avalanches n'y soient pour quelque chose. Cela souligne à nouveau le fait que de l'air relativement chaud est expulsé de l'éboulis. En 2002, la disparition du manteau neigeux au niveau de PMR-L3, situé dans le secteur des cheminées, s'est ainsi produite 29 jours plus tôt qu'au niveau de PMR-L2, situé 40 m plus bas. Ce chiffre s'élève à 37 jours en 2004 et en 2005.



Fig. 3.102. Fenêtres de fonte précoce dans la partie supérieure de l'éboulis du Petit Mont Rouge, le 16.05.2004. Photo: R. Delaloye.

Les mesures BTS effectuées le 2 mars 2004 permettent d'évaluer l'étendue spatiale des secteurs d'aspiration et d'expulsion de l'air (Fig. 3.99). Une bande de températures froides, inférieures à -4°C , traverse la partie inférieure de l'éboulis. Les températures minimales ont été enregistrées dans le front du protalus rempart (-10.6°C), ainsi que plus au sud, là où l'éboulis nu s'avance le plus bas dans la pente: les températures mesurées avoisinent les -8°C . En fait, la limite inférieure de cette bande froide correspond à la limite inférieure de l'éboulis nu, à l'aval de laquelle on entre dans un terrain végétalisé où les valeurs BTS s'élèvent rapidement. Le gradient de température en direction de l'amont est très marqué, puisque l'on passe de températures de -8°C environ à des températures supérieures à 0°C en une cinquantaine de mètres. On trouve en effet dans la partie médiane de l'éboulis une zone de températures clairement positives, certaines valeurs s'élevant jusqu'à $+2^{\circ}\text{C}$. Sans surprise, cette zone de températures positives englobe les cheminées de ventilation observées.

Les capteurs PMR-L7 et PMR-L8 permettent de visualiser au mieux l'effet de cheminée actif dans l'éboulis du Petit Mont Rouge. Le premier a été placé dans la zone des cheminées sud, là où les BTS étaient positives (Fig. 3.99). PMR-L8 a quant à lui été installé une centaine de mètres plus bas, dans le secteur des BTS minimales. L'opposition dans le comportement des deux courbes au cœur de l'hiver 2004-2005 est saisissante (Fig. 3.103). Vers le 10 janvier 2005, les températures de l'air entament une descente prononcée. PMR-L8 se refroidit également. Les températures au sol ne cessent de descendre jusqu'au 9 mars. On note cependant une petite stagnation dans le refroidissement durant la deuxième semaine de février, lorsque les températures de l'air remontent quelque peu.

Au même moment dans le haut de la pente, c'est le scénario inverse qui se produit. La chute des températures de l'air est accompagnée d'une hausse des températures au sol, et ce jusqu'au 28 janvier, après quoi les températures se stabilisent à $+1.1^{\circ}\text{C}$ durant toute la vague de froid qui s'interrompt le 10 mars. On note toutefois deux petites exceptions, lors des deux pics de "chaleur" du 4 et du 12 février: au même moment, ou pour être plus précis avec un jour de décalage, les températures au sol perdent 0.15°C . Finalement, le réchauffement marqué qui s'opère dès le 10 mars est accompagné par une chute des températures au sol.

On a là la manifestation évidente d'un effet de cheminée dans l'éboulis, avec une efficacité maximum lors des deux périodes de froid et une efficacité qui diminue un peu durant la période intermédiaire (2^{ème} semaine de février). Les fluctuations de PMR-L7 similaires à celles de la température de l'air (à une ou deux exceptions près), jusqu'à la mi-décembre (premières chutes de neige importantes, cf. Fig. 1.5), montrent que le système ne fonctionne que difficilement lorsque le manteau neigeux n'est pas suffisamment épais.

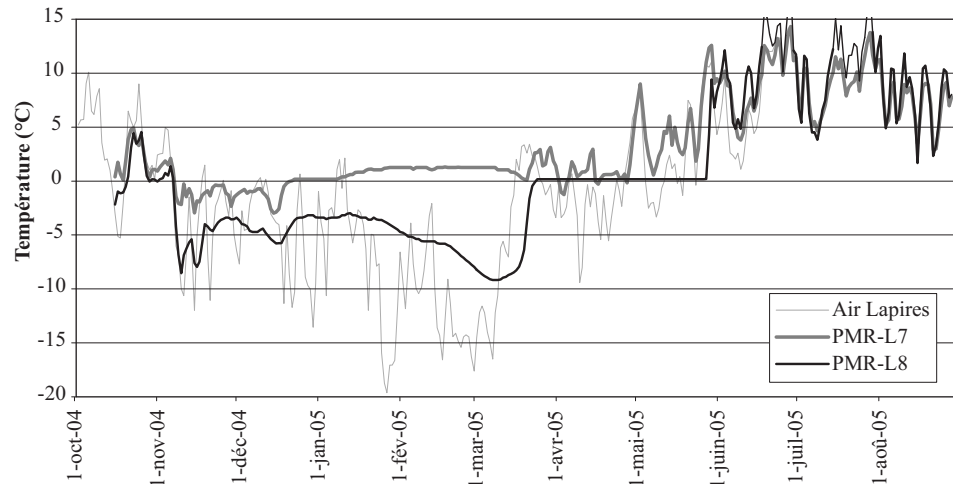


Fig. 3.103. Comportement des températures du sol dans les parties hautes (PMR-L7) et basses (PMR-L8) de l'éboulis du Petit Mont Rouge, secteur sud.

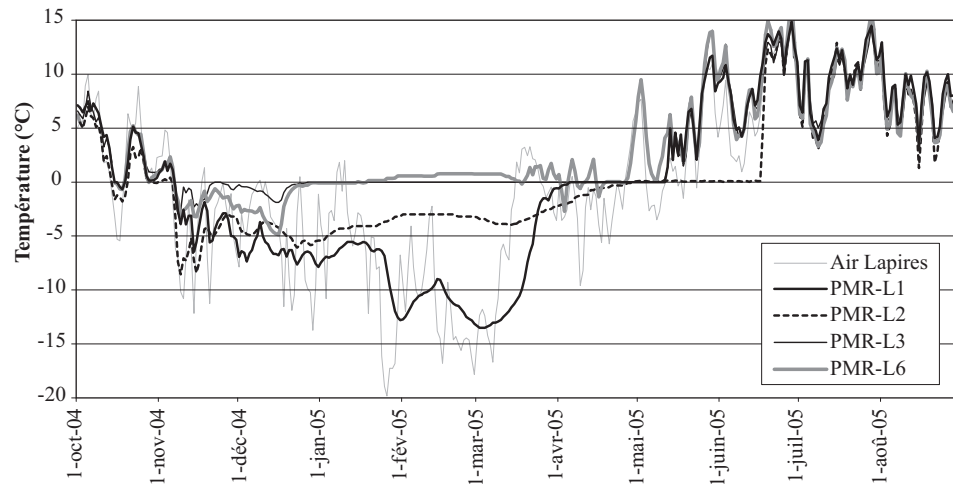


Fig. 3.104. Comportement des températures du sol dans les parties hautes (PMR-L3 et PMR-L6) et basses (PMR-L2) de l'éboulis (secteur nord) ainsi que dans le front du protalus (PMR-L1).

Le même comportement s'observe dans la partie nord de l'éboulis, documenté par quatre mini-loggers (Fig. 3.99 et Fig. 3.104). PMR-L1 a été placé dans le front du protalus rempart, PMR-L2 dans la partie inférieure de l'éboulis, PMR-L3 dans la partie amont, à l'aval de la zone de cheminées, et PMR-L6 à l'intérieur de la zone de cheminées. Dès le 27 janvier, l'aspiration d'air dans le front du glacier rocheux est extrêmement efficace: en une semaine, la température au sol passe de -6.4°C à -12.7°C ! Comme on peut le constater avec la suite de la vague de froid, les températures au sol adoptent le même comportement que celui suivi par les températures de l'air. On note ainsi un réchauffement au sol durant la première quinzaine de février, suivi par un nouveau refroidissement. Les températures descendent alors jusqu'à -13.5°C le 4 mars. Situé entre PMR-L1 et PMR-L3, PMR-L2 montre que le sol s'est réchauffé au moment de la première vague de froid de l'hiver 2004-2005 et qu'il s'est refroidi lors de la seconde. Des réactions similaires s'observent parfois durant les hivers 2001-2002 et 2003-2004 (Fig. 3.105, flèches grises). Ce comportement rappelle fortement celui de Dr-L14 sur l'éboulis de Dreveneuse, situé lui aussi dans un secteur intermédiaire (Chap. 3.2.1.3). Or les températures mesurées durant ces différents hivers n'en demeurent pas moins clairement négatives (max. -3°C). On peut émettre l'hypothèse que de l'air est évacué, mais que sa température généralement basse est liée au sur-refroidissement de

l'éboulis lors des périodes les plus froides de l'hiver. Une circulation d'air restreinte à la couche active peut également être envisagée.

Par ailleurs, PMR-L2 montre qu'il peut subir un fort refroidissement en début d'hiver, lorsque le manteau neigeux est peu épais, comme ce fut le cas en décembre 2001. Or, on observe qu'au même moment, les températures au niveau de PMR-L3 sont positives (Fig. 3.105, flèche noire). On peut en conclure que non seulement un effet de cheminée fonctionne à ce moment-là, mais également que de l'aspiration se produit au niveau de PMR-L2. L'autre hypothèse veut que le système fonctionne moins bien du fait d'une couverture neigeuse trop faible et que, dès lors, l'air n'est pas évacué au niveau de PMR-L2. Ces variations de comportement montrent que PMR-L2 se trouve dans un secteur de transition entre les zones d'aspiration et d'évacuation d'air.

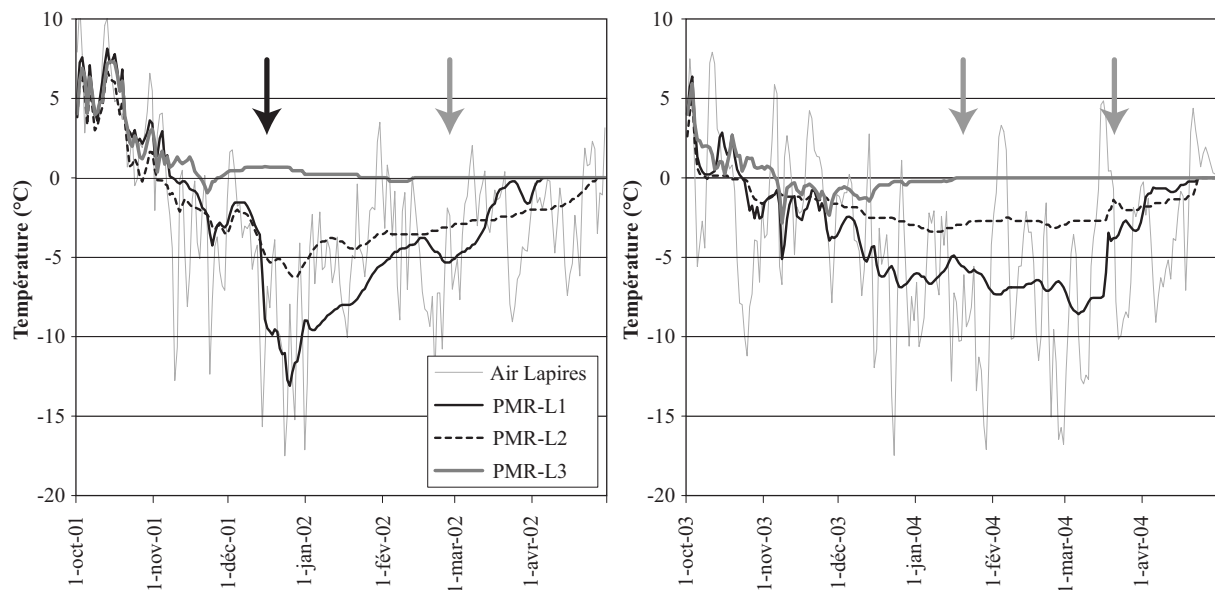


Fig. 3.105. Températures du sol dans le secteur nord de l'éboulis et dans le front du protalus durant les hivers 2001-2002 et 2003-2004. La flèche noire indique une période durant laquelle PMR-L2 suit les températures de l'air. Les flèches grises pointent sur les moments où PMR-L2 montre un comportement opposé à celui de PMR-L1 et des températures de l'air.

Notons encore que la réversibilité du système n'a pu être montrée par les différentes mesures effectuées dans l'éboulis. Pour l'instant, aucune décharge d'air froid au bas de la pente n'a été constatée lors des périodes de chaleur. On peut l'expliquer par la porosité de surface de l'éboulis, qui permet une diffusion de l'air froid qui sortirait de l'éboulis. En effet, une relation inverse entre la température du sol et de l'air s'observe surtout là où il y a concentration de l'air (comme c'est le cas au Gros Chadoua, cf. Chap. 3.2.2). Cette condition est peut-être remplie en contrebas, sur le glacier rocheux fossile fortement végétalisé. Des mesures de température dans les cavités du glacier rocheux permettraient peut-être d'identifier une décharge d'air froid durant la période estivale.

3.3.7.4 Implications du système de ventilation sur l'occurrence de pergélisol

Comme nous l'avons vu, le pergélisol semble se concentrer dans le protalus rempart et les parties inférieures de l'éboulis qui le domine. Ce corps gelé se trouve à la limite inférieure du pergélisol dans la région. Du point de vue géomorphologique et paysager, le contraste est saisissant entre le glacier rocheux fossile végétalisé et ce protalus rempart actif (ou inactif?) totalement minéral qui vient le recouvrir. Il est vraisemblable que les échanges thermiques conductifs/convectifs ne suffisent à eux seuls la présence de sédiments gelés à cet endroit. On peut dès lors supposer que l'effet de

cheminée mis en évidence constitue un facteur explicatif important de la présence de pergélisol au bas du versant.

Les températures positives mesurées dans les parties hautes de l'éboulis lors des phases d'évacuation d'air témoignent probablement d'une circulation profonde. Cela implique la présence dans le protalus de niveaux non saturés en glace.

D'après les mesures géoélectriques, le pergélisol semble absent du bas de la partie sud de l'éboulis. Or des températures de près de -10°C ont été mesurées au mois de mars 2005 à cet endroit. On peut relever au passage toute la prudence dont il faut faire preuve lors de l'interprétation des mesures BTS réalisées dans le cadre de la prospection du pergélisol. On peut s'étonner que le pergélisol soit absent d'un secteur où une telle réserve de froid est produite au cours de l'hiver. L'explication vient peut-être de l'exposition du versant. Ce secteur est orienté au sud-est, contrairement à la partie nord, qui regarde vers l'est. Les températures estivales relevées au niveau de PMR-L8 sont d'ailleurs environ 1°C plus chaudes qu'au niveau de PMR-L2. Cela suffit peut-être à apporter l'énergie suffisante au réchauffement du terrain et à empêcher ainsi le maintien d'un pergélisol.

3.3.8 Eboulis de Tsena Réfien

3.3.8.1 Description du site et mesures effectuées

Situées au sud des Fontanesses, les Pointes de Tsena Réfien (3393 m) dominant de plus de 800 m le bas du vallon. Taillées dans les gneiss d'Arolla, ses parois délitées fournissent un matériel considérable au gigantesque éboulis qui s'est développé entre 2900 m et 2500 m (cf. Fig. 1.3). L'instabilité des blocs souligne le caractère très actif de l'accumulation sédimentaire. Globalement orienté NNE, l'éboulis de Tsena Réfien s'étend sur une largeur de plus d'un kilomètre. Il se subdivise en plusieurs cônes dont l'agencement est lié aux larges couloirs qui traversent les parois de Tsena Réfien (Fig. 3.106). Le développement maximal est atteint au centre de l'éboulis, au débouché des deux grands couloirs principaux.

On trouve au pied de l'axe central de l'éboulis, vers 2600 m, deux glaciers rocheux qui se superposent. Ces deux formations présentent une morphologie particulière. Entièrement végétalisés, leurs fronts se détachent nettement de l'épandage de blocs qui les entourent. A l'amont des fronts, les blocs éboulés recouvrent rapidement la surface des deux glaciers rocheux, masquant de ce fait la topographie de surface initiale, si bien qu'il est difficile de se prononcer sur l'activité des deux formations. Toutefois, au vu des conditions topoclimatiques, on peut raisonnablement supposer que de la glace est toujours présente dans le sous-sol. Gardaz (1997, 1999) avait d'ailleurs mentionné sur la base de mesures géoélectriques que la présence de pergélisol dans ce secteur était possible.

Concernant la morphologie du reste de l'éboulis, aucune trace de fluage n'est à signaler. La pente est d'une régularité et d'un granoclassement remarquables. La taille des blocs va du mélange sable-gravier sur le haut de la pente aux blocs plurimétriques sur le bas. Dans l'ensemble toutefois, la granulométrie reste en général inférieure au mètre. Du fait de la lithologie (ortho-)gneissique, les blocs ont une forme massive. Le contact entre les blocs est donc faible. Cela a son importance quand à la prospection électrique dans ce type de terrain, d'une part en ce qui concerne l'injection du courant et d'autre part quant à la qualité du signal obtenu. On peut en effet s'attendre à la présence d'une couche de surface extrêmement résistante du fait de la proportion importante de vides. Enfin, au vu de l'altitude basale et de l'orientation de l'éboulis de Tsena Réfien, on peut raisonnablement supposer qu'un pergélisol occupe certaines portions de l'accumulation sédimentaire.

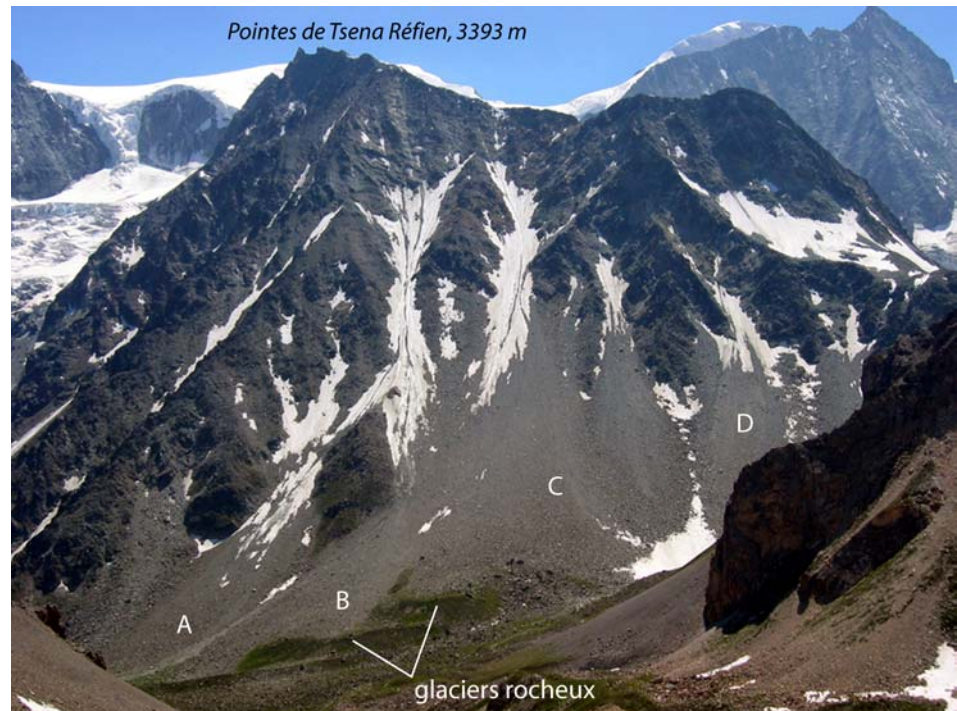


Fig. 3.106. Le vaste éboulis de Tsena Réfien, vu de face. La distribution du pergélisol a été étudiée dans les cônes A, B, C et D ainsi que dans les deux glaciers rocheux situés au pied du cône C.

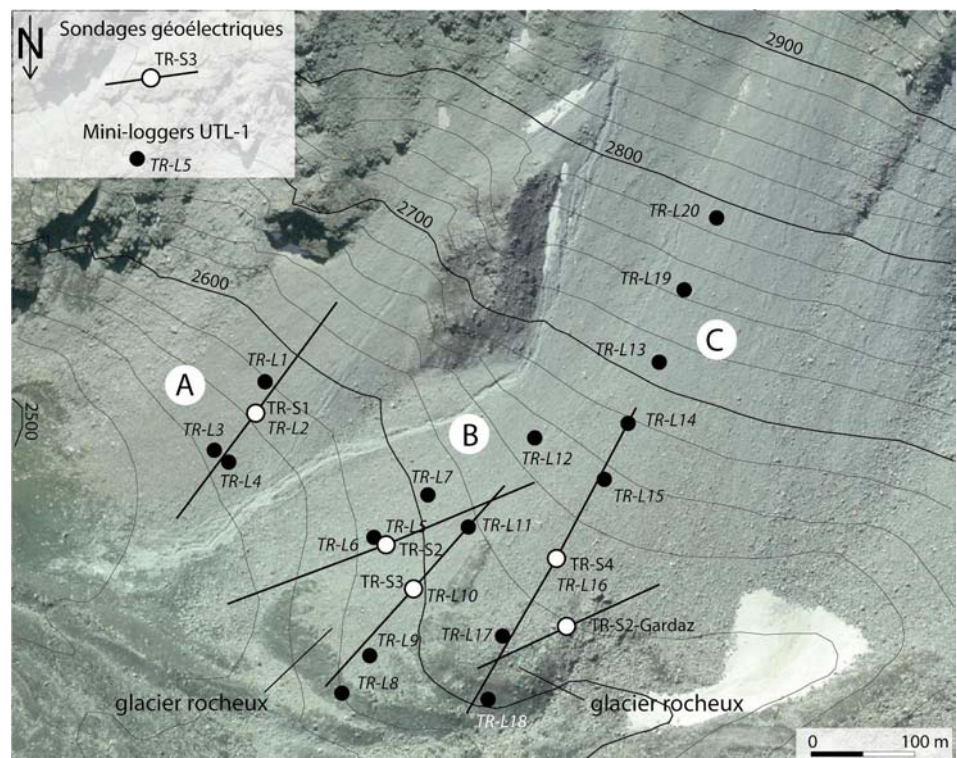


Fig. 3.107. Position des mini-loggers et emplacement des sondages géoélectriques réalisés sur les cônes A, B et C ainsi que sur les glaciers rocheux de Tsena Réfien. Reproduit avec l'autorisation de Swissstopo (DV023268).

Afin de mettre en évidence la distribution du pergélisol dans l'éboulis et les glaciers rocheux de Tsena Réfien, six sondages et trois traînés géoélectriques y ont été effectués (Fig. 3.107). La température du sol a été enregistrée pendant une année ou plus en 24 emplacements, ce à quoi il faut ajouter deux campagnes de mesures BTS effectuées en mars 2003 et en avril 2004. Pour des raisons d'homogénéité des données, les éboulis A, B et C ainsi que les glaciers rocheux seront traités ensemble. Les résultats obtenus sur l'éboulis D seront présentés dans un deuxième temps.

3.3.8.2 Eboulis A, B, C et glaciers rocheux

3.3.8.2.1 Propriétés électriques du terrain

Les sondages TR-S1 et TR-S2 ont été effectués respectivement sur les cônes A et B (Fig. 3.107). Dans les deux cas, il n'y a guère de différence entre les courbes amont, aval et symétrique. Seule la courbe symétrique a donc été retenue.

Sur TR-S1, les résistivités apparentes sont très élevées dès le départ (Fig. 3.108). Elles avoisinent 100 kΩm jusque vers OA=6 m, ce qui correspond bien à ce premier niveau très aéré. Les résistivités diminuent ensuite selon une pente plus ou moins régulière jusqu'à 3 kΩm. On remarque toutefois, à partir de OA=20 m, que la diminution des valeurs est freinée, la courbe dessinant une "bosse" tout juste perceptible. On a là l'indication d'un niveau résistant sous une couche de surface très résistante. La simulation de la courbe donne des valeurs de 20-30 m d'épaisseur et de 13-20 kΩm pour ce niveau (contre 150-300 kΩm pour la couche de surface).

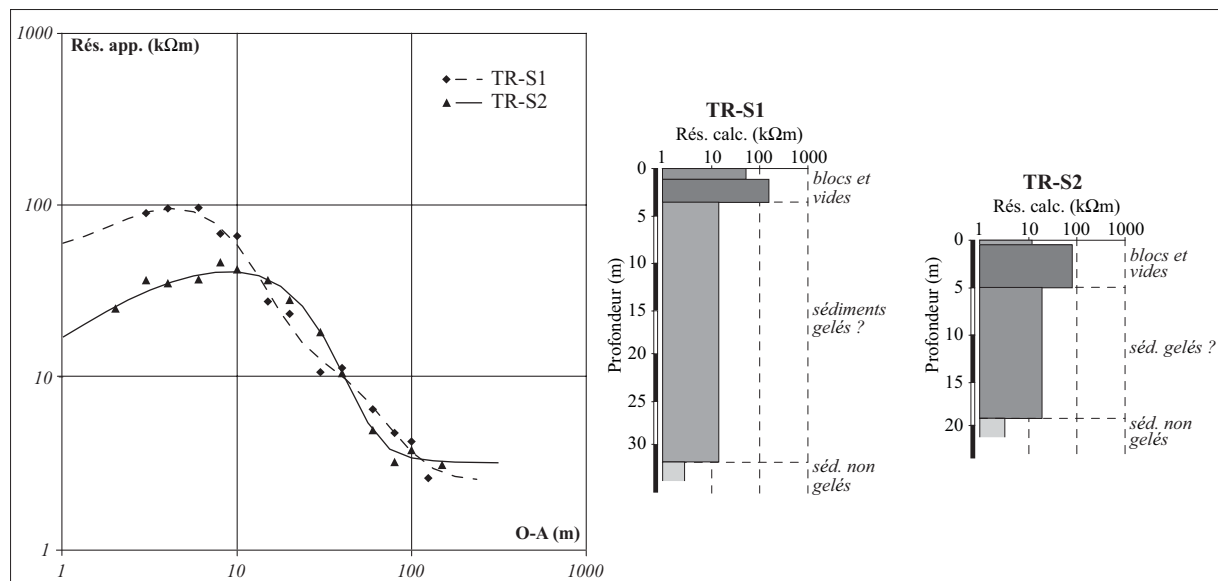


Fig. 3.108. Sondages géoélectriques verticaux réalisés sur les cônes A et B de l'éboulis de Tsena Réfien.

La forme de la courbe TR-S2 témoigne également de la présence d'un niveau résistant proche de la surface. En effet, les résistivités apparentes augmentent immédiatement et les valeurs maximales sont déjà atteintes à OA=8 m. Les valeurs ne cessent ensuite de décroître, certes lentement au début. L'inversion automatique générée par IPI2win propose un modèle à trois couches pour les courbes aval et symétrique. La première couche fait moins d'un mètre d'épaisseur, pour une résistivité de 12 kΩm. En dessous, on obtient des valeurs de 10 m et de 50 kΩm environ, en dessous desquelles les résistivités descendent jusqu'à 3 kΩm. Afin de minimaliser l'erreur, le programme a dû ajouter une quatrième couche lors de l'inversion de la courbe amont. Sans cette nouvelle

couche, la courbe simulée plongerait trop rapidement. Le programme a donc scindé la couche intermédiaire en deux sous couches, obtenant ainsi des valeurs de 4,5 m pour 80 k Ω m et 14 m pour 19 k Ω m. Ainsi, sous un niveau de surface résistant, on trouverait une autre couche relativement résistante elle aussi.

TR-S3 et TR-S4 ont été effectués sur le complexe éboulis - glaciers rocheux (Fig. 3.107). Tout comme TR-S1, la branche amont de TR-S3 montre des résistivités très élevées proche de la surface (Fig. 3.109). La résistivité calculée y est supérieure à 200 k Ω m. Dessous, on observe à nouveau que la courbe "refuse" de plonger. En effet, l'inversion impose la présence d'un niveau de 15 m d'épaisseur et de 20 k Ω m entre les 5 mètres aérés en surface et la base de l'accumulation sédimentaire.

Ce niveau résistant situé en profondeur est beaucoup plus facilement identifiable sur la branche aval de TR-S4. La courbe dessine en effet un net replat entre OA=10 m et OA=40 m. Cela provient du fait que la couche de surface est moins résistante que sur TR-S3 amont. Le masquage des niveaux inférieurs est donc moins prononcé. Les valeurs obtenues pour ce niveau sont du même ordre de grandeur que pour les trois autres sondages: 11 m d'épaisseur pour une résistivité de 20 k Ω m.

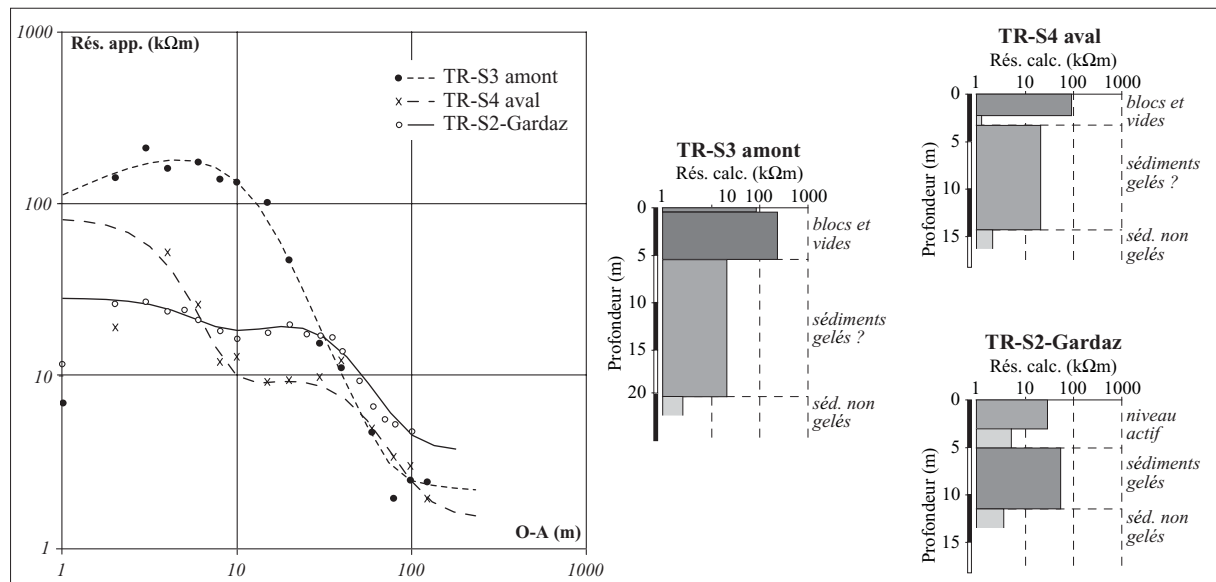


Fig. 3.109. Sondages géoélectriques verticaux réalisés sur le complexe glacier rocheux – éboulis (C) de Tsena Réfien.

En résumé, les quatre sondages effectués démontrent tous la présence d'une couche résistante en profondeur, plus ou moins masquée selon les cas par un niveau superficiel de 3-5 mètres très poreux, constitué de blocs et de vides. Gardaz (1997, 1999), qui a effectué quatre sondages verticaux sur le complexe glacier rocheux – éboulis, relève d'ailleurs que : *"abnormally high values were obtained for the upper layer (...). On very rough surfaces, values between 30 k Ω m and 160 k Ω m can be explained by the coarseness of the material (blocks of diameter 0.5 to 2 m) and its particularly high air content."* Il note lui-aussi la présence d'un corps résistant en profondeur (Fig. 3.109) et avoue qu'il n'est pas possible de se prononcer sur la présence ou non de glace dans le complexe sédimentaire.

Une cartographie des résistivités apparentes a été effectuée entre le pied du front du glacier rocheux et l'altitude de 2700 m, avec un écartement inter-électrode de 10 m, ce qui correspond à une profondeur de prospection d'environ 5-7 m (Fig. 3.110A). Cette profondeur n'est pas idéale, car l'épaisseur de la couche poreuse de surface avoisine justement les 5 mètres, comme en témoignent les différents sondages réalisés dans la

penne. Le traîné effectué ne vise donc pas le cœur du niveau potentiellement gelé, mais sa partie supérieure. Il en ressort cependant une information intéressante.

Au-dessus de 2620 m, les résistivités apparentes ne montrent guère de variations. Elles sont situées dans l'ensemble entre 8 et 20 k Ω m. En dessous de cette altitude, les valeurs sont plus élevées, de l'ordre 30-50 k Ω m. Le terrain concerné correspond aussi bien à la zone de granulométrie la plus grossière de la pente (blocs métriques) qu'à la partie inférieure du glacier rocheux, complètement végétalisée, où les blocs sont totalement absents. On ne peut donc mettre ces résistivités élevées sur le compte uniquement du niveau poreux de surface. Il faut donc bien admettre la présence d'un corps résistant en profondeur, avec des valeurs probablement supérieures à 50 k Ω m au front du glacier rocheux.

Les températures d'équilibre hivernales enregistrées par les trois mini-loggers situés sur les parties herbeuses des deux glaciers rocheux sont comprises entre -0.3 et -0.4°C (Fig. 3.110B). Au vu de ces valeurs et de la divergence des indices, il n'est pas possible de se prononcer sur la présence de pergélisol dans ces deux secteurs. On peut toutefois émettre l'hypothèse que l'éventuel corps gelé se trouve à une profondeur trop importante pour être détecté à l'aide de mesures thermiques de surface.

Avant de se prononcer sur l'éventuelle attribution à des sédiments gelés des résistivités élevées mesurées par les sondages dans les autres secteurs, une analyse du régime thermique de surface de l'éboulis est nécessaire.

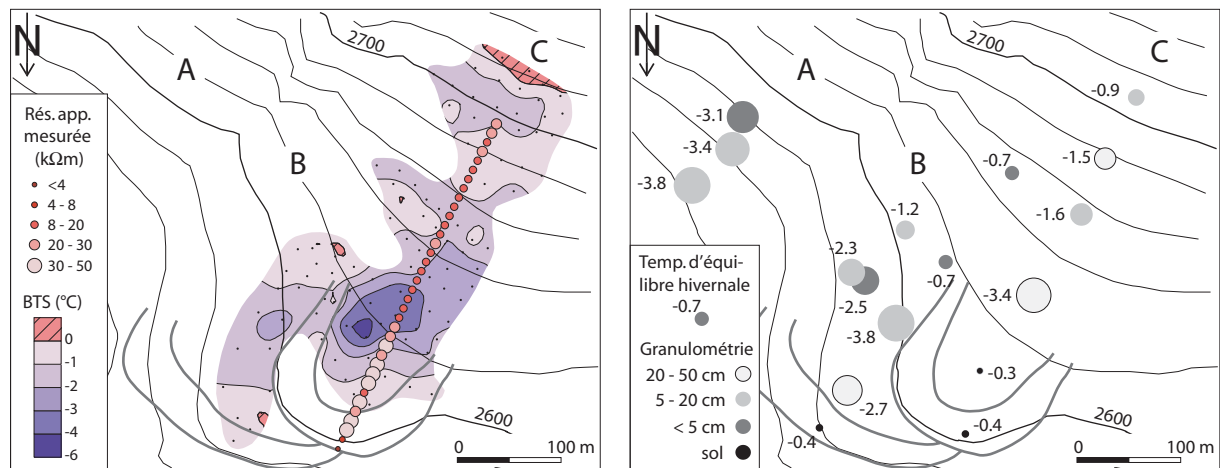


Fig. 3.110. A) Interpolation par krigeage simple des mesures BTS effectuées en mars 2003 et résistivités apparentes mesurées par traîné (écartement inter-électrode: 10 m); B) Températures d'équilibre hivernales lors de l'hiver 2001-2002 vs granulométrie à l'emplacement des mini-loggers.

3.3.8.2.2 Régime thermique de surface

Durant l'hiver 2001-2002, 17 mini-loggers ont enregistré les températures à la surface du sol. Nous retiendrons comme paramètre pour cette analyse la température d'équilibre hivernale (Fig. 3.110B, Fig. 3.107 pour la localisation des capteurs). Situés à l'extrémité est de la zone étudiée (cône A), TR-L1-2-3 montrent des valeurs parmi les plus froides de l'éboulis (-3.1 à -3.8°C). Malgré une granulométrie fine, TR-L1 s'est presque autant refroidi que les deux autres emplacements.

Des températures inférieures à -2°C ont également été relevées sur la partie inférieure du cône B et sur le glacier rocheux est. On notera que TR-L5 et TR-L6, distants de quelques mètres, dévoilent des valeurs identiques, malgré une différence notable de granulométrie.

Enfin, TR-L16, sur la zone de transition entre le glacier rocheux et le cône C indique également des températures froides, de l'ordre de -3.4°C.

Les températures d'équilibre hivernales enregistrées par ces thermistors semblent indiquer que des conditions de pergélisol règnent dans la partie inférieure du complexe sédimentaire, confirmant ainsi les informations fournies par les sondages géoélectriques effectués.

Dans la partie supérieure du cône B et du glacier rocheux est, ainsi que dans l'éboulis C, les températures mesurées sont sensiblement plus élevées. Elles se situent entre -0.7°C (TR-L11 et TR-L12) et -1.6°C (TR-L15). Ces valeurs, que l'on pourrait situer dans une classe "intermédiaire", ne sont pas véritablement indicatrices de la présence de pergélisol. Elles ne l'excluent pas non plus.

Les capteurs TR-L13 à TR-L20 ont été positionnés selon un profil amont-aval sur le glacier rocheux ouest et l'éboulis (C) qui le domine (Fig. 3.107). Afin de décrire le régime thermique de cette pente, les températures moyennes de mars et la somme de degrés-jours négatifs (freezing index ou indice de gel) relevés entre 2001 et 2005 ont été représentées sur deux graphiques séparés (Fig. 3.111). Une première observation permet d'apprécier la différence notable entre les hivers 2002-2003 et 2004-2005, le dernier ayant été environ $1,5^{\circ}\text{C}$ plus froid que le premier du point de vue des températures du sol (cf. Chap 1.2.4).

Les deux paramètres retenus fournissent des résultats concomitants. TR-L16, situé au bas de la pente est clairement l'emplacement le plus froid. Les températures augmentent parallèlement à l'altitude, jusqu'à un secteur situé entre TR-L13 et TR-L14, vers 2700 m. Au-dessus, les températures diminuent.

Mais revenons quelques instants sur le milieu de l'éboulis. L'indice de gel est considérablement plus élevé au niveau de TR-L14 qu'au niveau de TR-L13 durant les hivers froids 2001-2002 et 2004-2005. Les températures de mars ne sont par contre guère différentes. L'explication pourrait provenir de la nature du sol: au niveau de TR-L14 la granulométrie est plus grossière qu'au niveau de TR-L13. Le refroidissement en début d'hiver y serait donc facilité. Un équilibre thermique s'effectuerait par la suite, ce qui permettrait aux températures de TR-L14 d'avoisiner celles de TR-L13 une fois que le manteau neigeux est bien établi.

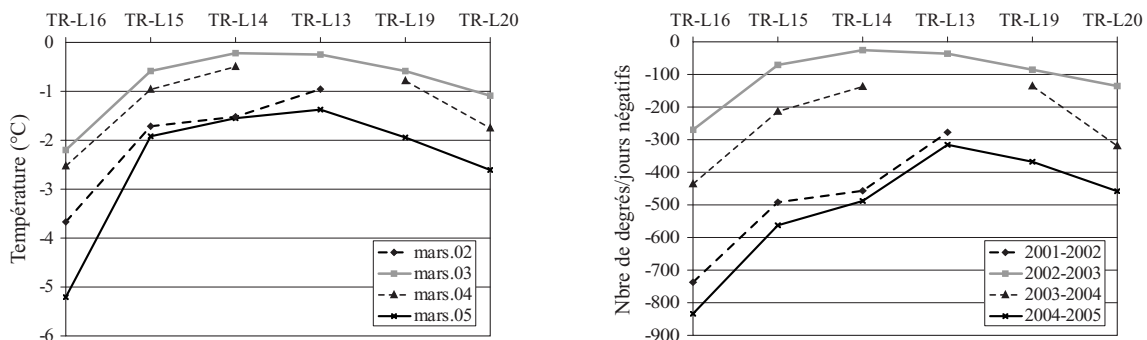


Fig. 3.111. Profil de mini-loggers placés sur le complexe glacier rocheux – éboulis (C) de Tsena Réfien, de l'aval (TR-L16) vers l'amont (TR-L20). A gauche: températures moyennes de mars de 2002 à 2005. A droite: nombre de degrés-jours négatifs (Freezing index) de l'hiver 2001-2002 à l'hiver 2004-2005.

Le réchauffement du sol constaté en direction de l'amont se retrouve dans les mesures BTS effectuées en mars 2003 (Fig. 3.110A): alors que des températures inférieures à -4°C ont été relevées vers 2620 m, on note des valeurs légèrement positives 100 m plus haut, à 2720 m.

3.3.8.2.3 Hypothèse du fonctionnement d'un système de ventilation

Au vu de cette configuration thermique, on peut émettre l'hypothèse du fonctionnement d'un système de ventilation dans l'éboulis. C'est probablement le seul moyen d'expliquer

des températures positives à 2720 dans un éboulis orienté au nord-est. Comme en témoigne la carte BTS, l'aspiration de l'air se produirait vers 2620 m et son expulsion vers 2720 m. Plus haut, le sol est plus froid, à témoin TR-L19 et TR-L20. Il s'agit probablement de l'effet de l'altitude, ces deux thermistors se trouvant au-dessus de 2750 m, dans un versant orienté presque plein nord. Ce refroidissement en direction de l'amont ne ferait donc que répondre à une évolution spatiale "typique" du régime thermique du sol, comme c'est le cas dans le haut de l'éboulis des Lapires (Chap. 3.3.1.3).

Même si l'activité avalancheuse du site n'a jamais été suivie de manière systématique, j'ai tout de même pu observer que nombre de petites avalanches hivernales s'arrêtent dans la pente plutôt qu'en son pied. On peut donc supposer que l'épaisseur du manteau neigeux au cœur de l'hiver est généralement aussi importante au milieu qu'au pied du versant. Cette présomption est d'ailleurs confirmée par les hauteurs de neige mesurées lors de la campagne de mesures BTS de mars 2003 (données non représentées ici). Or, on observe sur la Fig. 3.112 plusieurs secteurs de déneigement précoce en milieu de pente, grosso modo là où s'arrêtent de nombreuses avalanches en hiver. Certaines de ces fenêtres se situent sur le cône C, entre 2680 et 2800 m, là où se trouvent les thermistors TR-L13-14-19-20. Malgré l'éloignement, on peut observer que les avalanches de fond n'ont globalement rien à voir avec l'absence de neige dans ces secteurs: les fenêtres sont de tailles extrêmement variables, elles ne sont souvent pas connectées entre elles, leur forme est le plus souvent longitudinale, etc. Ces fenêtres ne s'expliquant ni par un déficit d'enneigement hivernal, ni par le déclenchement d'avalanches de fond, on peut supposer qu'il s'agit de fenêtres de fonte typiques, comme celles observées dans les éboulis de plus basse altitude ou au Petit Mont Rouge.



Fig. 3.112. Etat du déneigement dans le versant de Tsena Réfien en juin 2003. On constate entre 2700 et 2800 m des fenêtres de fonte précoce.

Tab. 1. Dates de disparition du manteau neigeux à l'emplacement des mini-loggers.

	2001-2002	2002-2003	2003-2004	2004-2005
TR-L16	23.juin	18.juin	08.juil	14.juin
TR-L15	23.juin	18.juin	09.juil	17.juin
TR-L14	25.juin	09.juin	18.juil	16.juin
TR-L13	09.juil	18.juin		24.juin
TR-L19		16.juin	20.juil	01.juil
TR-L20		24.juin	23.juil	27.juin

Nous avons vu que l'emplacement de TR-L16 (pied de pente) était considérablement plus froid que les autres emplacements (Fig. 3.111). Or, si l'on observe les dates de disparition du manteau neigeux (Tab. 1), on remarque que la neige ne fond pas plus tard au niveau de TR-L16 qu'ailleurs. On en conclut que TR-L16 se situe en marge des

zones de dépôt des grandes avalanches de poudreuse et des avalanches de fond printanières. Les températures froides mesurées au bas de l'éboulis ne peuvent donc être expliquées par un éventuel déneigement tardif. Il faut donc imaginer un autre mécanisme de refroidissement. A nouveau, on peut émettre l'hypothèse du fonctionnement d'un système de ventilation dans la l'éboulis.

3.3.8.3 *Eboulis D*

3.3.8.3.1 *Propriétés électriques du terrain*

Les sondages TR-S5 et TR-S6 ont été effectués horizontalement, respectivement à 2670 m et 2700 m (Fig. 3.113). Le niveau à blocs de surface possède une épaisseur de 3 m pour une résistivité de 50-100 k Ω m (Fig. 3.114). Il domine une couche de deux mètres d'épaisseur à la porosité moindre (env. 10 k Ω m). En dessous, on retrouve le corps résistant mis en évidence sur les sondages TR-S1 à TR-S4. Sa résistivité passe de 95 k Ω m pour TR-S5 à 18 k Ω m pour TR-S6. Au vu des conclusions obtenues précédemment, on peut d'ores et déjà associer ce niveau résistant à un pergélisol. Cette diminution des résistivités en direction de l'amont se retrouve sur le traîné effectué longitudinalement: on passe de valeurs supérieures à 30 k Ω m en dessous de 2680 m, à des valeurs ne dépassant pas les 20 k Ω m dans la partie supérieure de la pente. Elles descendent même à moins de 8 k Ω m au-dessus de 2760 m.

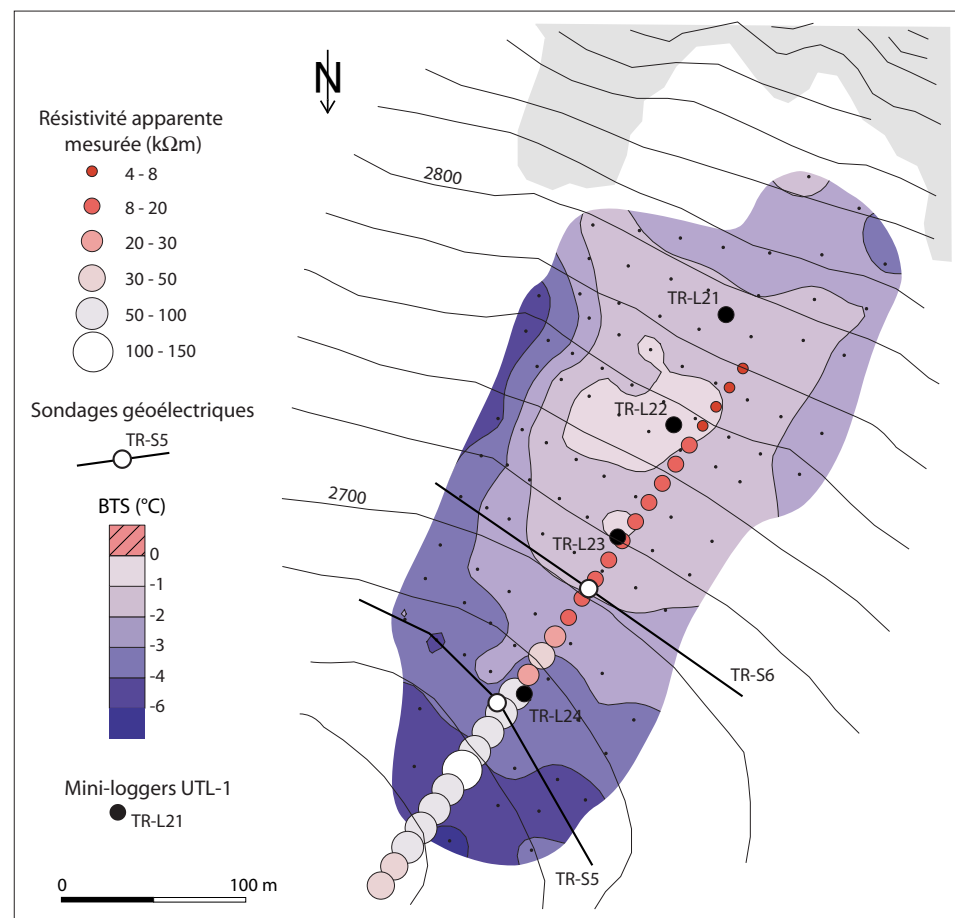


Fig. 3.113. Mesures réalisées sur le cône D: position des sondages géoélectriques et des mini-loggers UTL-1, résistivités apparentes mesurées (écartement inter-électrode: 12.5 m) et mesures BTS du 5 avril 2004.

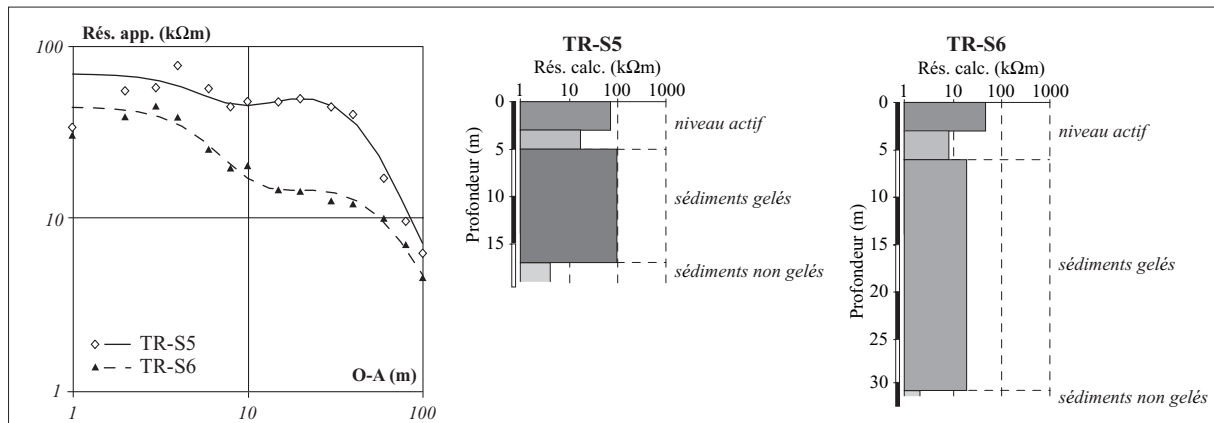


Fig. 3.114. Sondages géoélectriques verticaux réalisés sur le cône D de l'éboulis de Tsena Réfién.

3.3.8.3.2 Régime thermique de surface

La campagne BTS effectuée le 4 avril 2004 offre une excellente image de l'état thermique du sol durant la deuxième partie de l'hiver (Fig. 3.113). Comme on pouvait s'y attendre, les températures minimales (inférieures à -6°C) se rencontrent au bas de l'éboulis, à 2640 m. On note ensuite un gradient thermique positif jusque vers 2750 m, où les températures passent au-dessus de -1°C . Dès lors, les températures diminuent à nouveau. La zone chaude identifiée ne s'étend pas latéralement. Le petit vallon qui limite le cône vers l'est possède en effet des températures de surface aussi froides qu'au bas de la pente. Cette configuration spatiale des températures, avec la succession de l'aval vers l'amont de températures froides-"chaudes"-froides rappelle la situation observée sur le cône C et sur les éboulis des Lapires (Chap. 3.3.1.3) et des Attelas (Chap. 3.3.2.2).

Quatre mini-loggers ont été disposés dans l'éboulis selon un profil amont-aval entre 2003 et 2004 (Fig. 3.113). Alors qu'un refroidissement marqué affecte l'emplacement de TR-L21 (sommet de la pente) durant l'automne, peut-être par rayonnement nocturne, les températures plus bas dans le versant sont à ce moment-là nettement plus élevées et plus stables (Fig. 3.115). Dès le mois de décembre, TR-L21 se stabilise à son tour. On note en même temps un refroidissement régulier de TR-L24 jusque vers la mi-janvier. Les températures sont ensuite stables à tous les emplacements. Les variations secondaires sont minimes.

Cet hiver de mesure montre que le bas de la pente est clairement plus froid que les secteurs situés plus haut. Les températures d'environ -3°C mesurées de la mi-janvier à la mi-avril par TR-L24 au bas de la pente confirment la présence probable de pergélisol dans ce secteur. Les capteurs TR-L21 et TR-L23 confirment pour leur part que le sommet de l'éboulis est légèrement plus froid que la partie médiane. On remarque encore que les températures estivales sont plus élevées au bas de l'éboulis (TR-L24) qu'au sommet (TR-L21).

Un sur-refroidissement hivernal se produit donc au bas de la pente. Pour l'expliquer, on pourrait envisager un sur-refroidissement par convection à travers la couche de blocs grossiers du bas de la pente. Cependant, les valeurs similaires enregistrées par TR-L5 et TR-L6 sur l'éboulis B (Chap. 3.3.8.2.2) permettent d'en douter. L'effet "gros blocs" n'est en tous les cas pas suffisant pour expliquer les 2°C de différence de température entre le bas et le haut de l'éboulis. Dès lors, peut-on attribuer ce sur-refroidissement à un effet de cheminée ? Etant donné la quasi absence de variations secondaires de la température, aucun indice allant dans ce sens n'existe. Au vu du contraste thermique et électrique marqué entre le bas et le haut de l'éboulis, on ne peut toutefois exclure le fonctionnement d'un système de ventilation ascendant au sein de l'éboulis, certes très peu actif et imperceptible par les enregistrements de température du sol durant cet

hiver. Enfin, les avalanches ont peut-être également un rôle à jouer. Une analyse approfondie du déneigement serait dès lors nécessaire.

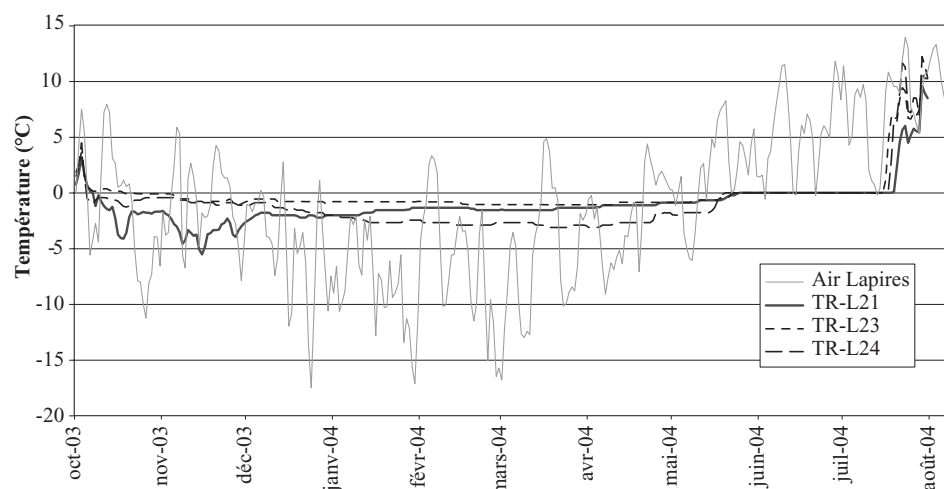


Fig. 3.115. Températures du sol durant l'année 2003-2004 selon un profil amont-aval sur le cône D de l'éboulis de Tsena Réfien.

3.3.8.4 Synthèse

En résumé, on trouve dans la partie inférieure des cônes A, B et C de Tsena Réfien, ainsi que sur les deux glaciers rocheux, un corps résistant en profondeur, associé à des températures d'équilibre hivernales froides (inférieures à -2°C). On peut donc raisonnablement attribuer ce niveau résistant à des sédiments gelés. Très grossièrement, on peut s'attendre à trouver du pergélisol entre la base de l'éboulis et l'altitude de 2600 m environ sur le cône A (Fig. 3.116). Sur le complexe éboulis – glacier rocheux, le pergélisol est probablement présent jusque vers 2660 m. Au-dessus, jusque vers 2720 m, le terrain semble non gelé, au vu des températures de surface mesurées. Enfin, le refroidissement spatial constaté plus haut correspond probablement à un état de gel permanent.

Sur le cône D, la zone de résistivités apparentes supérieures à $30\text{ k}\Omega\text{m}$ mesurées au bas de la pente correspond à des températures inférieures à -3°C au début du mois d'avril 2004. En toute vraisemblance, un pergélisol occupe la partie inférieure de l'éboulis, en dessous de 2710 m environ. Il manque un sondage géoélectrique dans le secteur "chaud" identifié vers 2750 m, mais tout porte à croire que le pergélisol est absent à cet endroit. Enfin, la présence de pergélisol n'est pas exclue au-dessus de 2800 m.

On constate ainsi dans toute l'accumulation sédimentaire une répartition du pergélisol que l'on avait déjà observée sur les éboulis des Lapires et des Attelas. Au vu de l'altitude et de l'exposition du versant, la présence de sédiments gelés dans la partie inférieure de la pente et dans sa partie supérieure n'est pas surprenante. C'est son absence probable à mi-pente qui l'est un peu plus. Si le fonctionnement d'un effet de cheminée n'a pu être prouvé, on ne peut l'exclure non plus. La présence d'un secteur "chaud" vers 2700-2750 m dans un versant nord est en effet difficilement explicable sans des transferts d'énergie advectifs.



Fig. 3.116. Distribution supposée du pergélisol dans le versant nord des Pointes de Tsena Réfien. Photo prise le 29 juillet 2004.

3.3.9 Eboulis du Mont Gitsa

3.3.9.1 Description du site et mesures effectuées

La partie nord du vallon des Fontanesses est bordée par une crête allant de la Cassorte (3301 m) au Mont Gitsa (3114 m), en passant par la Roussette (3262 m) (cf. Fig. 1.3). Cette crête domine une paroi dont la dénivellation va de 100 à 200 mètres. Les gneiss d'Arolla constituent le quart inférieur de la face. La partie supérieure est quant à elle constituée de mylonites indifférenciées. Cette roche foncée et massive domine largement dans les cônes d'éboulis qui se sont développés au pied des parois. L'extension verticale des cônes va d'une cinquantaine de mètres du côté du Mont Gitsa à environ deux cents mètres du côté de la Cassorte. Des glaciers rocheux plus ou moins développés occupent le pied de certains éboulis. On trouve ainsi dans le secteur de la Cassorte un glacier rocheux actif d'une épaisseur considérable. Cette formation a été étudiée par Gardaz (1997, 1999). Quelques protalus remparts frangent les éboulis de la partie centrale.

Les études se sont concentrées dans la partie est du site, pour des questions d'accès notamment. On trouve en effet au pied du Mont Gitsa le sommet du domaine skiable d'Arolla. Le site est ainsi facilement accessible en été par une route carrossable et en hiver via les remontées mécaniques. La diversité morphologique des éboulis a également été un facteur déterminant. On y trouve une succession de cinq cônes de dimensions variables (Fig. 3.117). Le plus grand (C1), se trouve dans la partie ouest du secteur d'étude. Il domine un protalus rempart, sur lequel des observations systématiques de glace de regel en début d'été suggèrent la présence de pergélisol. Les quatre cônes suivants, de dimensions plus réduites, ont tous un aspect bombé. Des bourrelets visiblement liés à un fluage relativement profond marquent leur partie inférieure. Cette morphologie laisse présager que du pergélisol pourrait occuper la base

de l'éboulis. L'altitude de la base du complexe étant de 2880 m environ, on se situe à l'intérieur de la ceinture régionale du pergélisol discontinu.



Fig. 3.117. Vue sur les cônes d'éboulis du Mont Gitsa.

Afin de vérifier l'occurrence du pergélisol dans les éboulis du Mont Gitsa et d'en déterminer la distribution, trois sondages géoélectriques (Fig. 3.118) et trois campagnes de mesures BTS (Fig. 3.119) ont été effectués. La température du "sol" a également été suivie en continu en treize emplacements (Fig. 3.118). Certaines séries de mesure couvrent une période de 5 années, alors que d'autres ne concernent qu'une seule année.

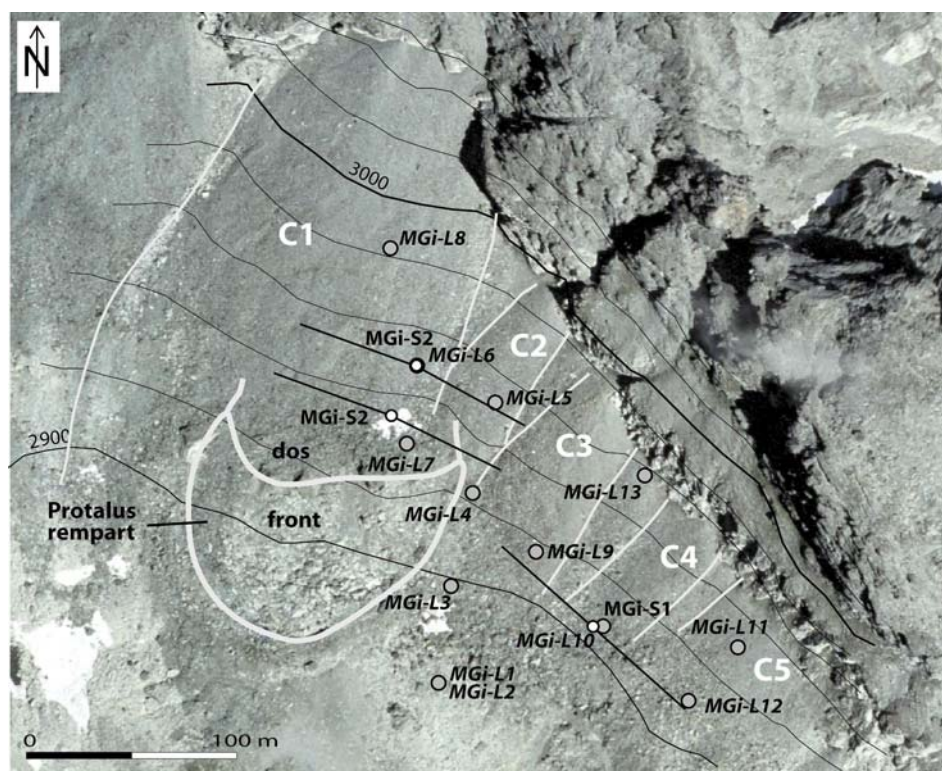


Fig. 3.118. Position des mini-loggers et emplacement des sondages géoélectriques effectués sur l'éboulis du Mont Gitsa. Reproduit avec l'autorisation de Swisstopo (DV023268).

3.3.9.2 Distribution du pergélisol

La campagne de **mesures BTS** menée en mars 2003 couvre l'intégralité du secteur d'investigation (Fig. 3.119). Il en ressort une assez forte hétérogénéité des températures au sol. Trois zones froides sont néanmoins identifiables. La première concerne le pied du cône C1 et le dos du protalus rempart. Des températures inférieures à -6°C y ont été mesurées. Un deuxième secteur froid occupe le pied des cônes 3 et 4. Enfin, la partie inférieure de l'extrémité est de l'éboulis est également caractérisée par des BTS froides (-6°C). Les températures se réchauffent d'une manière assez régulière en direction du haut de l'éboulis, des valeurs voisines de 0°C ayant été mesurées à cet endroit. On y trouve même des températures positives (max. $+0.3^{\circ}\text{C}$). D'une manière plus surprenante, des valeurs proches, voire supérieures à 0°C , ont été relevées au bas du cône C1, ainsi que dans le front terreux du protalus rempart.

Les mesures ont été répétées en 2004 sur un secteur quelque peu réduit. La même configuration thermique se dessine à la surface de l'éboulis.

En 2005, des mesures ont été effectuées le 8 février et le 14 mars. A ces deux occasions, des températures très froides (-4°C à -7°C) ont été mesurées sur le protalus et dans la partie inférieure des cônes prospectés. Au-dessus de 2930-2950 m les températures sont beaucoup plus élevées. Nous reviendrons plus loin sur le contraste thermique saisissant qui affecte les parties amont et aval de l'éboulis durant cette période.

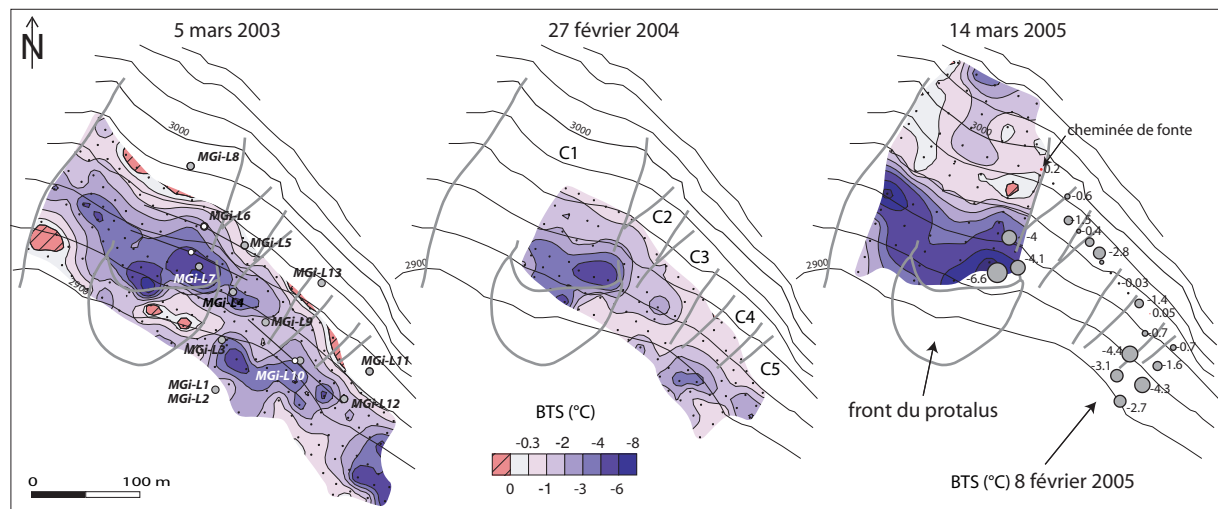


Fig. 3.119. Mesures BTS (interpolation par krigeage simple) effectuées en 2003, 2004 et 2005 sur les cônes d'éboulis du Mont Gitsa. La position des mini-loggers et des sondages géoélectriques est représentée sur la carte de 2003.

Ces mesures nous donnent une première indication sur la possibilité d'occurrence de pergélisol au sein de l'éboulis du Mont Gitsa. Grâce aux différents **capteurs de température** disposés sur le site, il est possible d'identifier assez clairement les zones où le pergélisol en est absent. Le Tab. 2 souligne les fortes variations spatiales du régime thermique de surface de l'éboulis. On observe que MGi-L5, MGi-L9 et MGi-L11 possèdent des températures d'équilibre hivernal tout juste négatives, excluant en principe la présence de pergélisol. C'est le cas également pour MGi-L3 et MGi-L8 durant d'autres hivers.

MGi-L10 et MGi-L12, avec des températures d'équilibre hivernales de -2°C et -1.2°C , témoignent de la présence possible de pergélisol dans la partie inférieure des cônes est de l'éboulis du Mont Gitsa.

Enfin, la présence de sédiments gelés dans le protalus rempart semble confirmée par les températures d'équilibre hivernal mesurées au niveau de MGi-L6 et MGi-L7 (Fig.

3.120). Situé une dizaine de mètres plus à l'est, MGi-L4 indique que ce corps gelé pourrait se prolonger latéralement en direction de l'est.

Tab. 2. Température d'équilibre hivernale (WEqT) et somme de degrés-jours négatifs (FrezInd) durant l'hiver 2003-2004 sur les cônes d'éboulis du Mont Gitsa.

	MGi-L4	MGi-L5	MGi-L6	MGi-L7	MGi-L8	MGi-L9	MGi-L10	MGi-L11	MGi-L12
WEqT	-0.7	-0.2	-2.0	-4.1		-0.3	-1.9	-0.3	-1.2
FrezInd	-164	-63	-212	-594	-176	-59	-175	-112	-196

Les quatre années d'étude du régime thermique de la surface de l'éboulis montrent que, mis à part sur le protalus rempart et la partie inférieure de l'éboulis qui le domine, les températures de surface sont relativement élevées. Au vu de la morphologie fluée des cônes, de la taille des blocs de surface (et donc de la porosité) ou encore de l'absence totale de végétation, on aurait pu s'attendre à ce que le sol soit plus froid que ce qu'il l'est réellement. Il y a donc en quelque sorte une contradiction entre les informations géomorphologiques et thermiques. A ce stade de l'analyse, il n'est pas possible de se prononcer sur l'occurrence du pergélisol dans la partie inférieure de l'éboulis.

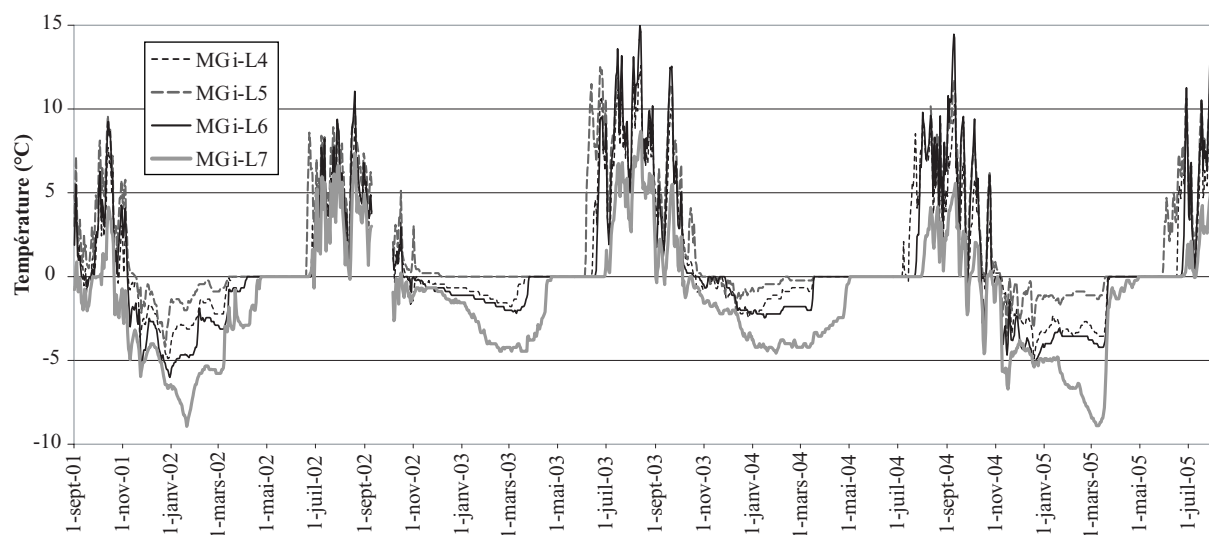


Fig. 3.120. Températures enregistrées entre 2001 et 2005 sur le protalus rempart (MGi-L7), dans la partie inférieure du cône C1 (MGi-L6) et sur le cône C2 (MGi-L4 et MGi-L5).

Gardaz (1999) a effectué un **sondage géoélectrique** (R1) au pied du cône d'éboulis qui jouxte le cône C1, sous La Roussette (3262 m), à une altitude de 2890 m. Le sondage montre une couche de surface très résistante (de l'ordre de 80 kΩm) au-dessus d'un niveau à 38-48 kΩm qui pourrait correspondre à un pergélisol (épaisseur: 7-10 m). Un autre sondage (R2) a été réalisé au pied d'un cône situé plus à l'ouest, à proximité du glacier rocheux de la Cassorte. Selon Gardaz, la forme de la courbe obtenue et la faible extension latérale du sondage (OA=40) ne permettent pas de proposer un modèle de la structure du terrain fiable. L'auteur se contente donc d'une analyse des résistivités apparentes et met en évidence la présence d'une couche résistante en profondeur, qui pourrait correspondre soit à un pergélisol de basse résistivité, soit à un niveau aéré. J'ai tout de même tenté une simulation de la courbe (Fig. 3.121). La modélisation du niveau résistant donne des valeurs de 75 kΩm. Gardaz souligne encore que ces sondages ressemblent beaucoup à ceux effectués dans l'éboulis de Tsena Réfien (Chap. 3.3.8.2.1), avec un premier niveau très aéré qui masque partiellement ou totalement les couches profondes.

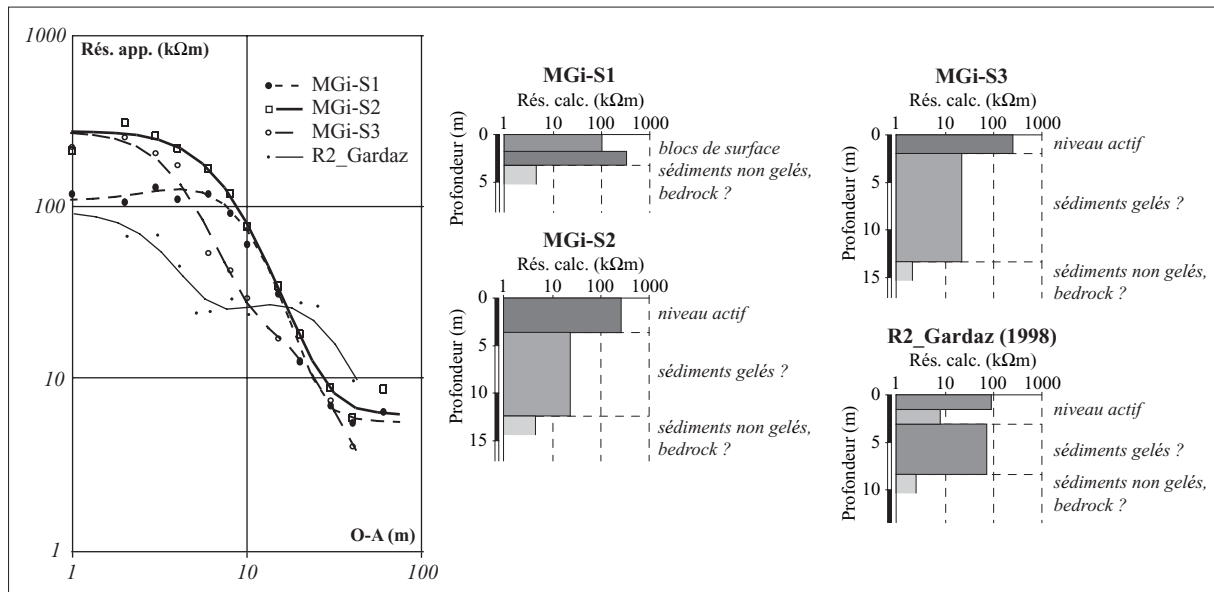


Fig. 3.121. Sondages géoélectriques effectués sur le protalus rempart (MGi-S2), une trentaine de mètres plus haut sur l'éboulis (MGi-S3, même emplacement que MGi-L6) et sur la partie inférieure du cône 4 (MGi-S1, même emplacement que MGi-L10). Est représenté également le sondage R2 effectué à 2980 m au pied d'un cône situé à proximité du glacier rocheux de la Cassorte par Gardaz (1999) et réinterprété pour l'occasion.

Pour vérifier si les mêmes caractéristiques prévalent dans le secteur qui nous intéresse, trois sondages ont été effectués (Fig. 3.118). MGi-S2 a été réalisé sur le protalus rempart, là où tant les indices géomorphologiques que les températures relevées au sol soutiennent la présence probable de pergélisol. Le niveau de blocs de surface est ici encore plus résistant que celui mis en évidence par Gardaz au bas de l'éboulis de la Roussette. Les valeurs atteignent en effet 300 kΩm, sur une épaisseur de 3,5 m environ (Fig. 3.121)! Sans surprise, les résistivités apparentes diminuent ensuite très rapidement. L'inversion de la courbe exclut toutefois un modèle à deux couches. La chute des résistivités apparentes est en effet freinée par une couche intermédiaire dont l'épaisseur est de 6-9 mètres et la résistivité de 20 à 40 kΩm. Etant donné les caractéristiques du site, ce niveau résistant est interprété comme un pergélisol, certes peu résistant. Le masquage par le niveau de surface très aéré mis en évidence à Tsena Réfien se retrouve ici.

La couche résistante de profondeur se retrouve sur MGi-S3, une trentaine de mètres plus haut (10m, 20 kΩm). Le niveau de surface est ici un peu moins épais. Le masquage est donc un peu moins efficace. On observe de ce fait une inflexion de la courbe vers OA=15, signe visible de la présence de cette couche résistante en profondeur. Comme le laissait entrevoir MGi-L6, le pergélisol semble se prolonger quelque peu dans la partie inférieure de l'éboulis.

Effectué sur la partie inférieure de C4, MGi-S1 dévoile une courbe dont la forme ressemble beaucoup à celle des deux autres sondages. Une observation détaillée montre toutefois que la chute des résistivités apparentes est légèrement plus brutale que sur MGi-S2 et MGi-S3. La différence est minime, mais elle suffit à la création d'un modèle à deux couches. On trouverait ainsi un niveau de blocs aéré (niveau double) directement au-dessus de ce qui pourrait être le bedrock, avec une résistivité de 5,5 kΩm. Une autre hypothèse veut qu'un niveau résistant (20-30 kΩm), complètement masqué par le niveau de surface, soit présent en profondeur. Les températures mesurées par MGi-L10 laissent d'ailleurs entrevoir la présence possible de pergélisol à cet endroit (Tab. 2). Au vu des mesures BTS effectuées en 2003, MGi-L10 (et MGi-S1) se trouve en bordure supérieure d'un secteur froid. En conséquence, il se pourrait que du pergélisol soit présent à l'aval de l'emplacement du capteur et du sondage.

Du fait de la difficulté d'interprétation des courbes géoélectriques relevées sur le site, j'ai renoncé à effectuer d'autres mesures.

En résumé, les différentes mesures effectuées n'offrent souvent qu'un signal difficilement interprétable. Il est donc peu aisé de se prononcer sur la répartition du pergélisol dans les cônes d'éboulis du Mont Gitsa. Il semble toutefois que, malgré des conditions topoclimatiques favorables, une portion importante de l'éboulis ne soit pas gelée. C'est le cas de la partie supérieure des cônes, mais aussi vraisemblablement de secteurs situés plus à l'aval. Une explication à cela pourrait provenir du réchauffement du terrain par un système de ventilation complexe.

3.3.9.3 Un système de ventilation à 3000 m ?

Différents indices tendent à prouver que de l'ascension d'air se produit durant l'hiver dans certains cônes d'éboulis du Mont Gitsa. Lors de la fonte des neiges, on peut apercevoir des fenêtres de fonte précoce dans la partie supérieure de l'accumulation sédimentaire (Fig. 3.122). Un peu plus tard dans la saison, le déneigement prend des configurations diverses selon les cônes. Dans l'ensemble, les micro-vallons qui les séparent restent longuement enneigés. La moitié supérieure des cônes est par contre rapidement déneigée, à une exception près. Le cône 2 reste en effet tardivement enneigé.



Fig. 3.122. Evolution de la fonte du manteau neigeux dans l'éboulis du Mont Gitsa. A gauche, fenêtres de fonte dans la partie supérieure des cônes 1 et 3 le 17.04.2002. A droite, déneigement avancé le 18.06.2004.

L'analyse de l'évolution du déneigement ne fournit que des zones de sortie d'air chaud potentielles, mais n'est évidemment pas suffisante pour démontrer l'existence d'un courant d'air ascensionnel durant l'hiver. Dans le but de déceler d'autres indices, une visite de terrain a été effectuée le 8 février 2005. Une unique cheminée de fonte a pu être observée dans le secteur d'investigation. Cette cheminée se situe à une altitude de 3000 m, à la limite orientale du cône 1, à quelques mètres des parois qui dominent l'éboulis (Fig. 3.123). La présence de gros cristaux de givre autour de la cheminée ainsi que de neige mouillée dans les flancs de la dépression témoignent de la sortie d'air dont la température est supérieure à 0°C. Un mois plus tard, le 14 mars, l'épaisseur du manteau neigeux n'avait guère évolué, si bien que la cheminée était toujours visible. Ces observations attestent l'existence locale d'un effet de cheminée dans le cône 1.

Les campagnes de mesures BTS de 2003 et 2004 avaient pour but de mettre en évidence les secteurs froids de l'éboulis (Fig. 3.119). La partie supérieure des cônes dévoilèrent le plus souvent des températures supérieures à -1°C. Il n'avait dès lors pas

été jugé utile d'effectuer des mesures plus haut dans la pente, à proximité des parois rocheuses, là où l'air est susceptible de sortir. Outre le fait que des températures systématiquement plus chaudes aient été mesurées dans les parties hautes, quelques températures positives avaient également été relevées à l'amont des secteurs les plus froids.

Comme nous l'avons déjà vu, l'hiver 2004-2005, particulièrement froid, s'est très bien prêté à la détection de systèmes de ventilation. Une première série de mesures a été effectuée le 8 février 2005, sur une ligne longeant le bas des parois. Quelques points ont également été mesurés sur les cônes 4 et 5 et sur le protalus rempart. Des températures voisines de 0°C (-0.03°C) ont été relevées en certains endroits de la partie sommitale des cônes. Une température de +0.19°C a été enregistrée à l'emplacement de la cheminée de fonte observée. Des valeurs nettement plus froides (jusqu'à -2.8°C) ont par contre été relevées sur d'autres portions, montrant ainsi que si ventilation il y a, le système ne fonctionne visiblement pas dans tout l'éboulis.

Le 14 mars de la même année, des mesures couvrant l'intégralité du cône 1 ont été effectuées. Le contraste thermique entre les parties supérieures et inférieures de l'éboulis est saisissant: on passe en une vingtaine de mètres de températures très froides (jusqu'à -9.3°C) à des températures voisines de 0°C. C'est notamment le cas dans l'extrémité ouest du cône. Le cas de la zone incluant et dominant le protalus est intéressant. Les températures minimales sont relevées sur le dos du protalus (-9.3°C). Elles s'élèvent régulièrement en direction de l'amont, pour atteindre des valeurs d'environ -3°C vers 2960 m. A partir de cette altitude, on passe à des valeurs nettement plus élevées. Des températures de 0°C ont en effet été mesurées quelques mètres plus haut. C'est finalement au sommet de cette zone qu'a été observée la cheminée de fonte. Au vu de ces observations, il est fort probable qu'un courant d'air ascendant provoque une aspiration d'air dans la moitié inférieure de l'éboulis, à la base duquel on trouve le protalus rempart.



Fig. 3.123. L'unique cheminée de fonte observée sur l'éboulis du Mont Gitsa se situe entre les cônes 1 et 2. Le 8 février 2005, après une période anticyclonique, la structure de la cheminée est classique: neige mouillée à la base, givre en surface. Le 14 mars, la couverture neigeuse a très peu changé, le temps étant resté relativement sec au sud, et très froid. La cheminée est toujours visible.

Les températures enregistrées en continu par certains capteurs apportent du poids à l'hypothèse d'une circulation d'air ascendante dans l'accumulation sédimentaire du Mont Gitsa. La Fig. 3.124 permet l'analyse du comportement de MGi-L8 par rapport aux températures de l'air. On distingue entre la mi-décembre et la fin février de brèves périodes de réchauffement lorsque la température de l'air baisse. Un effet de cheminée semble donc s'opérer dans ce secteur, même si les variations demeurent minimales.

MGi-L9 et MGi-L10 ont été placés sur des bourrelets de la partie aval de C3, respectivement C4 (Fig. 3.118). Durant l'automne, le sol s'est refroidi plus fortement au niveau de MGi-L9 qu'au niveau de MGi-L10, qui est resté aux environs de 0°C, probablement du fait d'un manteau neigeux un peu plus épais (Fig. 3.124). De nouvelles chutes de neige vers le 12 décembre ont eu pour conséquence une évolution des températures du sol vers la température d'équilibre hivernal. MGi-L9 s'est réchauffé, tandis que MGi-L10 s'est refroidi. La température d'équilibre hivernal a alors atteint 0°C pour MGi-L9 et -2°C pour MGi-L10. Cette différence de température est-elle due à une ventilation ascendante qui réchaufferait le terrain au niveau de MGi-L9 ?

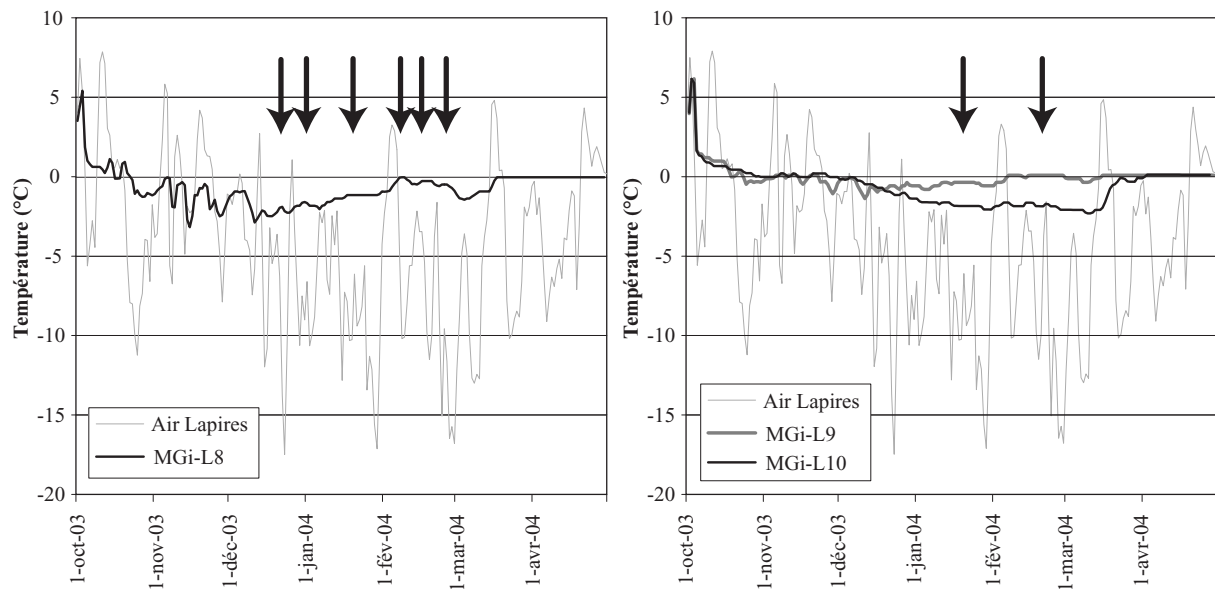


Fig. 3.124. Températures enregistrées au sol durant l'hiver 2003-2004 dans la partie supérieure du cône 1 (à gauche, MGi-L8) et dans les secteurs intermédiaires des cônes 3 et 4 (à droite, MGi-L9 et MGi-L10). Les flèches indiquent les périodes durant lesquelles le comportement des températures au sol est inverse à celui des températures de l'air.

Enfin, le cas de MGi-L1 et MGi-L2 est intéressant (Fig. 3.125). Les deux capteurs ont été placés au bas de l'éboulis, l'un dans du sol (MGi-L1) et l'autre dans des blocs (MGi-L2) à une distance d'environ 2 m. Entre décembre 2001 et janvier 2002, les deux thermistors ont montré un comportement en opposition. Probablement en raison d'un manteau neigeux peu épais durant cet hiver, MGi-L1 a suivi les variations de la température de l'air. Les températures au sol sont ainsi descendues jusqu'à -10°C au cours des dix derniers jours de décembre. MGi-L2 a montré pour sa part des variations inverses à celles de la température de l'air. En conséquence, les températures dans le sol étaient plus froides que dans les blocs! On peut dès lors émettre l'hypothèse que l'on se trouve dans le secteur supérieur d'un système de ventilation. L'air ne pouvant sortir au niveau de la zone terreuse, où la porosité n'est pas suffisante, il s'évacue au niveau des blocs. Au vu des températures froides mesurées par MGi-L2, il est toutefois probable que la circulation soit confinée au niveau poreux de l'accumulation sédimentaire. Une bonne compréhension du système nécessiterait plusieurs années de mesure. L'absence de *zero curtain* automnal dans le sol (MGi-L1) est par exemple surprenant

La situation topographique de cette zone d'évacuation d'air n'est pas du tout classique. On se trouve en effet au pied de l'éboulis ! Un autre complexe sédimentaire se situe toutefois en contrebas (partie supérieure d'un glacier rocheux). Il est probable que de l'air y circule. L'air serait alors partiellement évacué au pied des cônes étudiées.

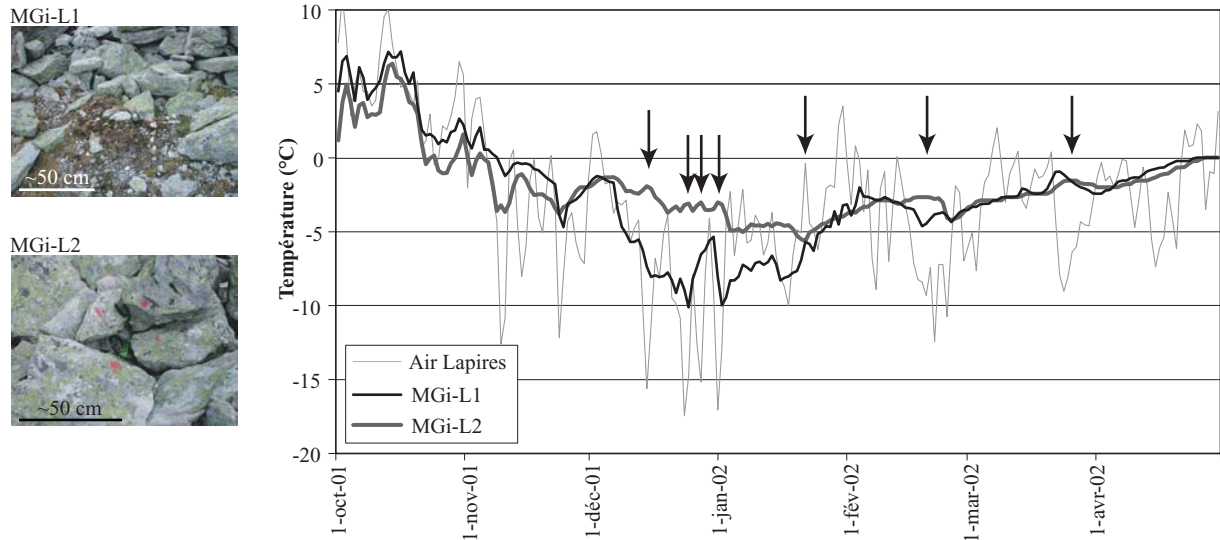


Fig. 3.125. Températures enregistrées au sol durant l'hiver 2001-2002 au pied de l'éboulis. Les deux emplacements sont distants de 2 mètres environ. MGi-L1 a été placé dans du sol, MGi-L2 dans des blocs. Les flèches indiquent les périodes durant lesquelles le comportement des températures au niveau de MGi-L2 est inverse à celui des températures de l'air.

3.3.9.4 Implications du système de ventilation sur l'occurrence de pergélisol

Au vu des différentes mesures de températures effectuées, que soit ponctuellement ou en continu, on observe que le régime thermique d'une grande partie de l'éboulis est extrêmement complexe. Une circulation d'air profonde n'a pu être mise en évidence que sur le cône C1. Par contre, il faut probablement envisager des déplacements d'air à l'intérieur de la couche poreuse de sub-surface, couche très poreuse même au vu des résistivités électriques mesurées. Sans qu'on en comprenne réellement la cause, l'absence vraisemblable de pergélisol dans des secteurs comme celui qui englobe MGi-L9, où les indices géomorphologiques parlent pourtant en sa faveur, s'explique probablement en partie par des circulations d'air complexes au sein de l'éboulis.

3.3.10 Versant ouest du Mont Dolin

3.3.10.1 Description du site et mesures effectuées

Le Mont Dolin (2974 m) dessine une crête nord-sud qui borde le côté est du vallon des Fontanesses sur 500 m environ (Fig. 1.3). La majeure partie de sa face ouest est constituée de brèches. On trouve sous celles-ci des calcaires gris plaquetés. Au pied des parois, s'est développé un voile d'éboulis, dont la largeur dépasse la longueur (Fig. 3.126). L'altitude basale de 2750 m environ le place à l'intérieur de la ceinture régionale du pergélisol discontinu. La morphologie de la formation est variée. Mis à part l'extrême sud, où la pente est rectiligne, composée essentiellement de fragments calcaires, l'éboulis présente des bourrelets plus ou moins développés, qui témoignent probablement d'un fluage relativement profond. La granulométrie est également très variable, avec deux zones où des blocs grossiers dominent (bien visibles sur les

orphotos, ex. Fig. 3.127). C'est particulièrement le cas pour une large bande située dans la moitié nord de l'éboulis. Des écoulements d'eau sont audibles dans la partie inférieure de l'éboulis. Ces particularités géomorphologiques parlent en faveur de la présence de pergélisol dans l'accumulation sédimentaire. L'éboulis est prolongé par un glacier rocheux à la morphologie particulière (voir Chap. 4.8). Un télésiège traverse la partie frontale du glacier rocheux.



Fig. 3.126. Vue depuis le nord sur le versant ouest du Mont Dolin, avec le large éboulis qui domine le glacier rocheux. Les névés soulignent la direction que prennent les rides. On observe sur la droite de l'image le télésiège qui traverse la partie frontale du glacier rocheux. L'éboulis de Tsena Réfien est visible à l'arrière plan.

Gardaz (1997, 1999) a effectué 5 sondages géoélectriques sur le glacier rocheux. Réalisés parallèlement au télésiège, ces sondages montrent un accroissement des résistivités en direction des racines. Les valeurs maximales avoisinent 500 k Ω m (résistivités calculées). Sur certaines courbes, un effet de surpente marqué est observable, indiquant par-là la présence de glace massive proche de la surface. Un sondage visiblement effectué au pied de l'éboulis (les indications sur la position des sondages sont sommaires) montre que non seulement de la glace y est présente, mais également que la résistivité du terrain gelé est élevée (env. 400 k Ω m).

Afin de vérifier si le pergélisol se prolonge dans l'ensemble de l'éboulis, deux sondages ont été effectués à 2765 m et 2780 m (Fig. 3.127). Ils ont été complétés par une cartographie de la résistivité électrique du sous-sol à une profondeur de 6-9 m environ (écartement inter-électrode de 12.5 m, Fig. 3.129). Deux campagnes de mesures BTS ont également été effectuées dans la pente (Fig. 3.130). Enfin, le régime thermique du sol a été suivi en 17 emplacements, dans certains cas sur quatre années (Fig. 3.127).

3.3.10.2 Distribution du pergélisol

Le sondage MDW-S2 confirme les résistivités élevées observées par Gardaz (1999) et par là-même la présence de pergélisol dans le bas de l'éboulis. Sous un niveau actif de 3

mètres d'épaisseur (27 kΩm), prend place une couche de 5 mètres d'épaisseur et d'une résistivité de 350 kΩm (Fig. 3.128). Situé une quinzaine de mètres plus haut et une cinquantaine de mètres plus au nord, MDW-S1 fait clairement ressortir la décroissance de la résistivité du niveau gelé en direction de l'amont. En fonction du modèle, on obtient des valeurs de 20 à 40 kΩm, pour des épaisseurs de 4 à 8 mètres.

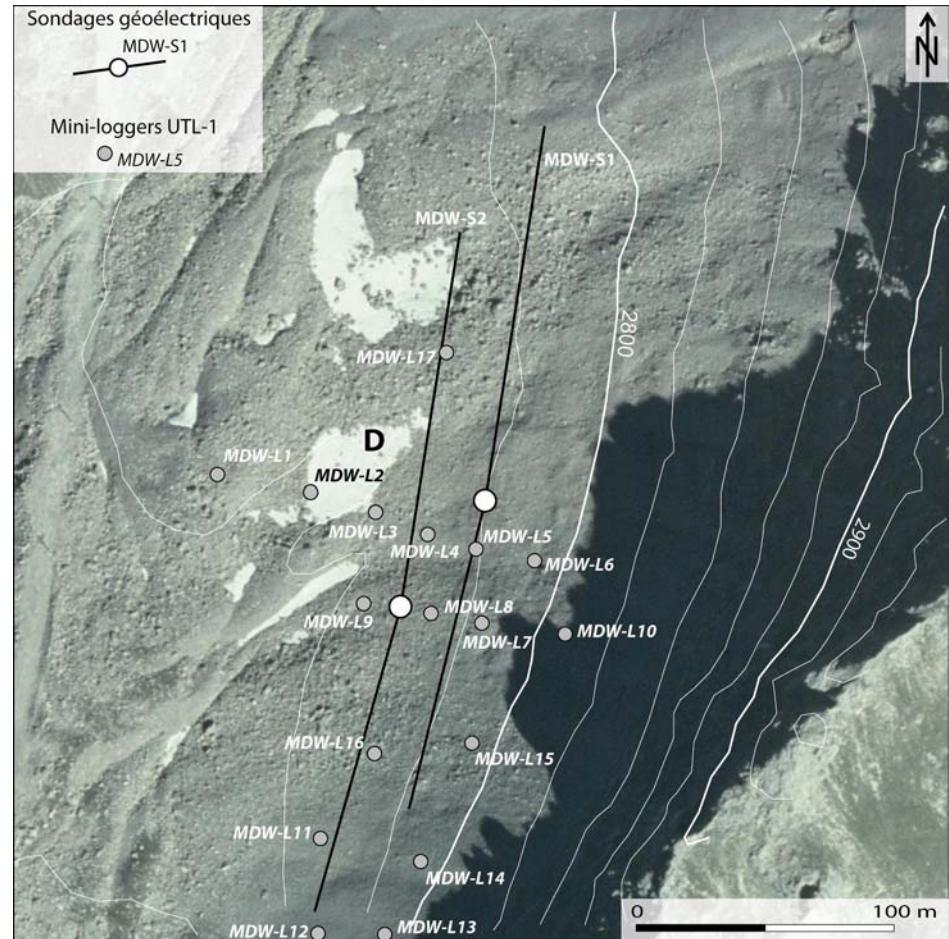


Fig. 3.127. Position des deux sondages géoélectriques et des 17 mini-loggers UTL-1 dans le versant ouest du Mont Dolin. Reproduit avec l'autorisation de Swisstopo (DV023268).

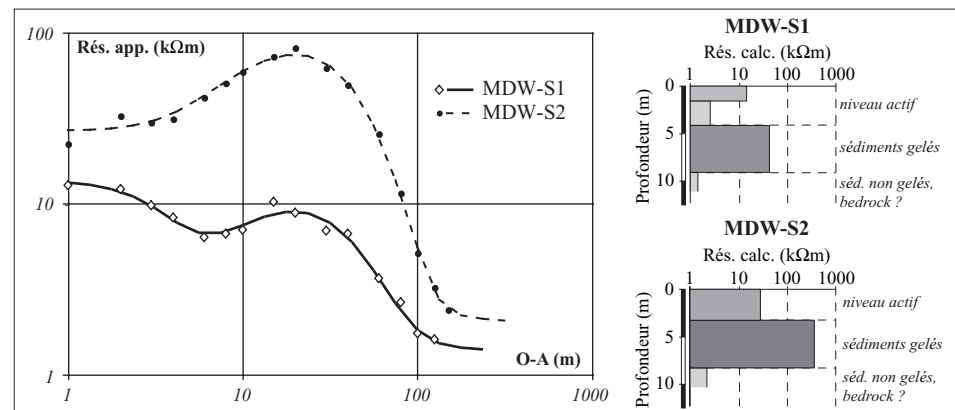


Fig. 3.128. Sondages géoélectriques effectués sur l'éboulis du Mont Dolin.

Les six traînées effectuées dans la pente permettent d'apprécier l'extension spatiale du pergélisol dans l'éboulis du Mont Dolin (Fig. 3.129). On constate que la zone à gros blocs nord coïncide avec des résistivités apparentes supérieures à 30 k Ω m. Elles dépassent même souvent 100 k Ω m. Du fait de la taille des blocs, la porosité du terrain doit être importante. Elle ne saurait cependant expliquer à elle seule ces résistivités élevées, qui coïncident par ailleurs avec des BTS froides (Fig. 3.130). La glace présente dans le glacier rocheux se prolonge visiblement jusque dans les parties hautes de l'éboulis. Cette zone à blocs constitue en fait une partie importante des racines du glacier rocheux. La forme bombée et les bourrelets qui la caractérisent sont donc bien l'expression du fluage du pergélisol.

La zone à blocs sud possède elle-aussi des résistivités élevées, supérieures à 30 k Ω m, dans sa partie inférieure du moins, indiquant par là la présence probable de pergélisol. Entre 2780 m et 2820 m, les résistivités se concentrent entre 8 et 20 k Ω m. Ces valeurs peuvent refléter la porosité de l'éboulis, mais elles n'excluent pas non plus la présence de pergélisol. On constate que des BTS froides correspondent grossièrement aux résistivités (relativement) élevées jusque vers 2820 m. De plus, les températures moyennes de mars enregistrées dans la partie haute de la pente (à 2790 m) par MDW-L15 sont significativement froides: -2.1°C (Fig. 3.127 et Fig. 3.131). Il est donc fort possible que le pergélisol occupe l'intégralité du secteur.

Enfin, les résistivités apparentes chutent considérablement entre les deux zones à blocs. C'est notamment le cas au-dessus de 2800 m, avec des valeurs inférieures à 4 k Ω m. L'absence de pergélisol y est vraisemblable.

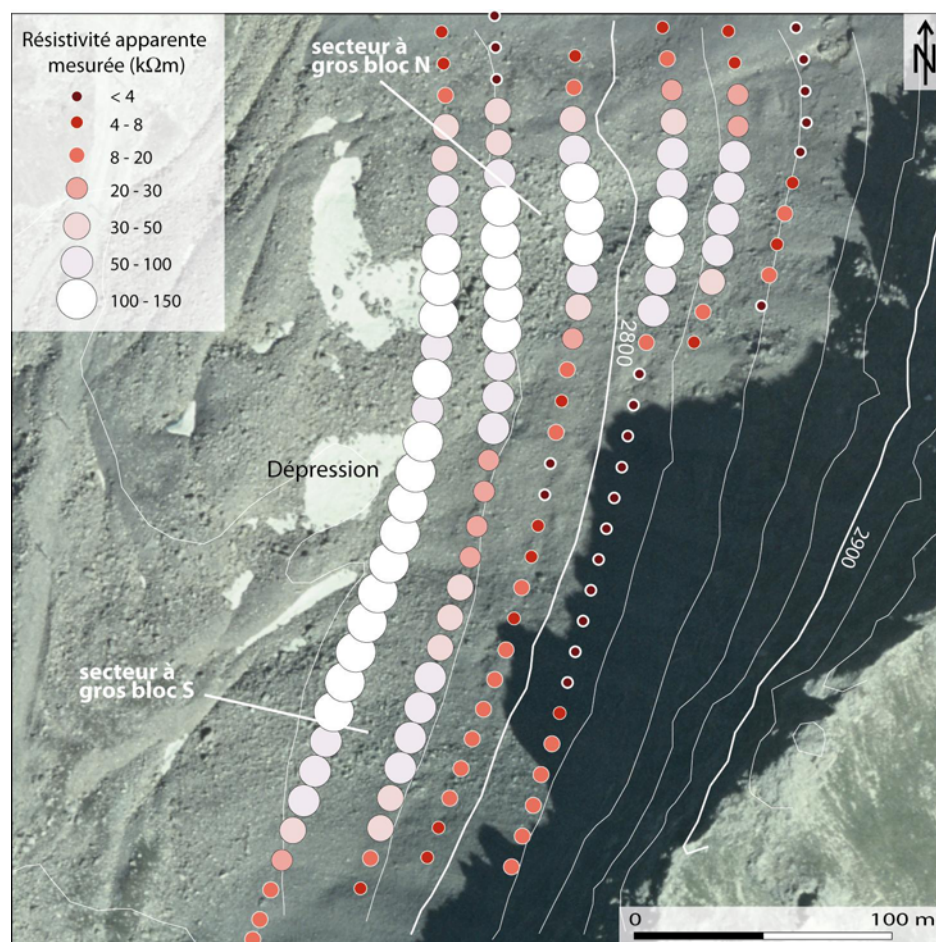


Fig. 3.129. Résistivités apparentes mesurées par traînée dans le versant ouest du Mont Dolin. Ecartement inter-électrode: 12.5 m. Reproduit avec l'autorisation de Swisstopo (DV023268).

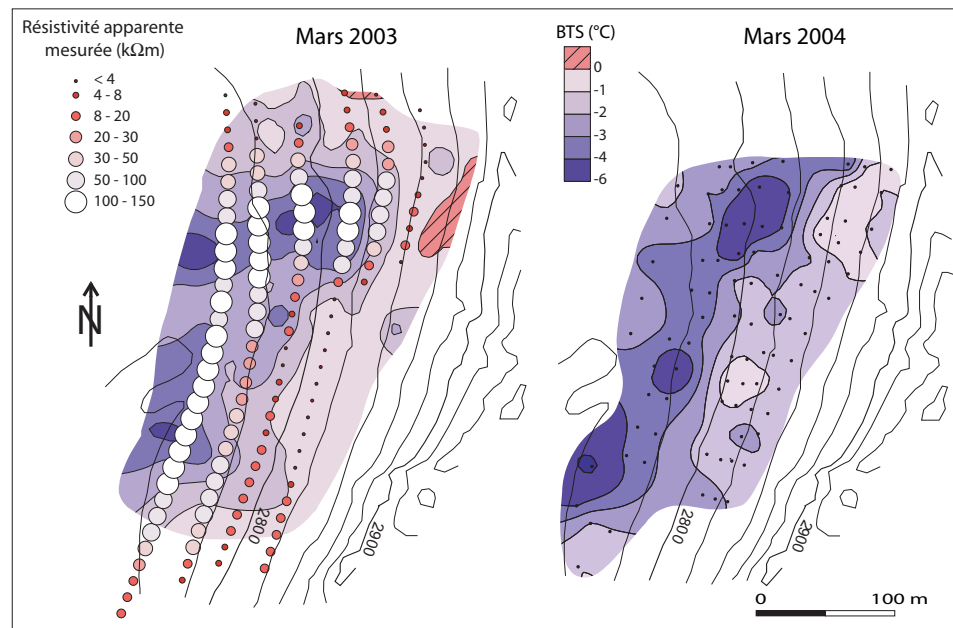


Fig. 3.130. Interpolation par krigeage simple de mesures BTS effectuées en mars 2003 et en mars 2004 et, représentées sur la carte de gauche, résistivités apparentes mesurées par traîné (écartement inter-électrode: 12.5 m).

3.3.10.3 Fonctionnement d'un système de ventilation ?

Les deux campagnes de mesures BTS montrent que les températures maximales se localisent à l'amont des températures minimales relevées (Fig. 3.130). C'est le cas par exemple dans le secteur de la zone à blocs nord en mars 2003: les températures étaient inférieures à -4°C au bas de la pente, alors que 50 mètres plus haut, des valeurs positives étaient enregistrées. La même configuration se retrouve en mars 2004, sans que des valeurs positives n'aient toutefois été mesurées. Le secteur central à granulométrie fine à lui aussi connu un contraste thermique marqué entre l'amont et l'aval. Il s'agit d'un premier indice du possible fonctionnement d'un système de ventilation dans l'éboulis.

Un profil de thermistors disposés entre le glacier rocheux et la partie médiane de l'éboulis documente le régime thermique de la surface du terrain dans la zone à granulométrie fine (Fig. 3.127). Les températures moyennes de mars 2004 y sont inférieures à -2°C , à l'exception de MDW-L2 et MDW-L10, où des valeurs de -0.9°C à -1°C ont été enregistrées (Fig. 3.131).

Examinons tout d'abord le comportement de MDW-L10, situé dans la partie supérieure de l'éboulis, par rapport à MDW-L4, situé au bas de la pente. Il ressort de la Fig. 3.132 que MDW-L10 réagit généralement aux pics de froids par une légère augmentation de la température. A l'opposé, MDW-L4 suit le plus souvent l'évolution des températures de l'air. Ces observations constituent des indices d'une possible circulation d'air ascendante dans l'éboulis. Cependant, le fait que la température demeure clairement négative au niveau de MDW-L10 indique que si effet de cheminée il y a, celui-ci serait plutôt confiné au niveau actif.

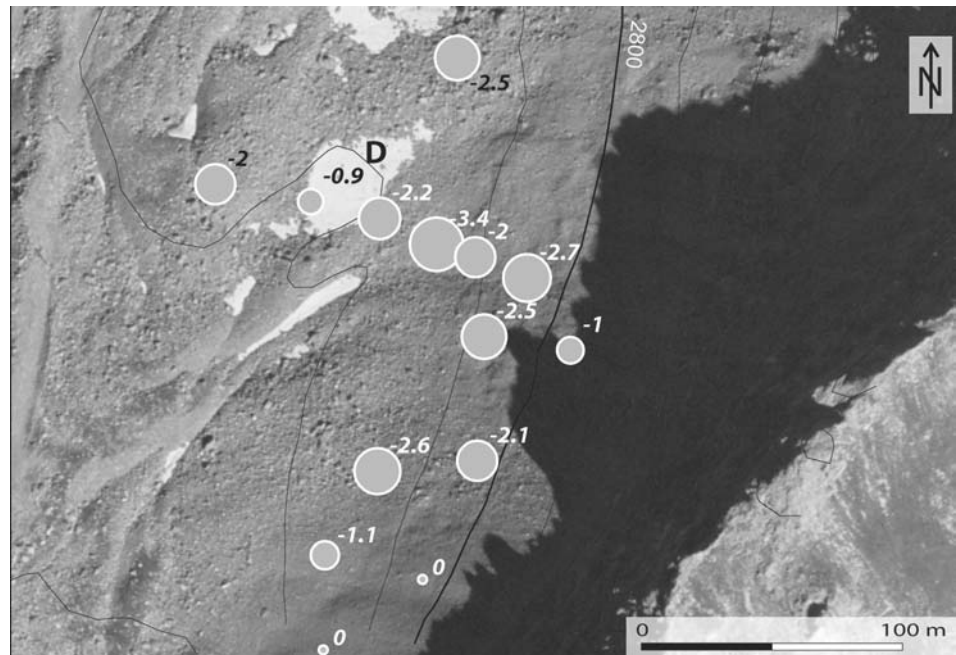


Fig. 3.131. Températures moyennes de mars 2004 enregistrées par mini-loggers UTL-1. Reproduit avec l'autorisation de Swisstopo (DV023268).

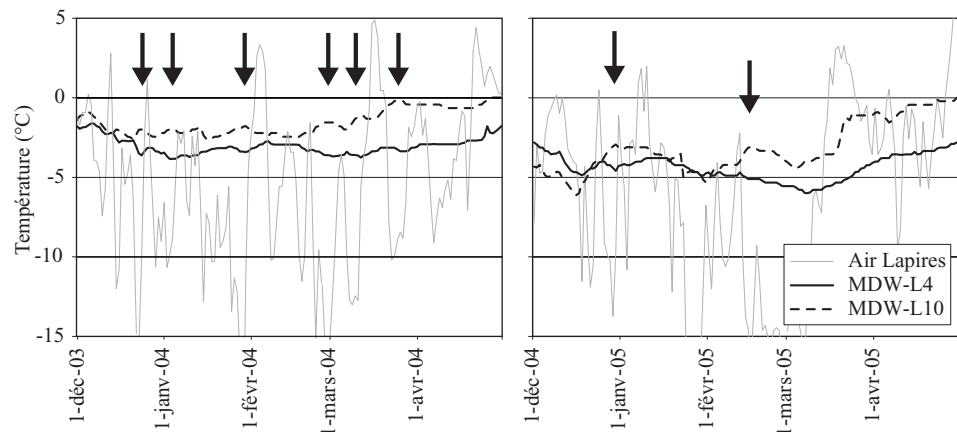


Fig. 3.132. Comportement opposé de MDW-L4 et MDW-L10 à certains moments de l'hiver. Les flèches noires pointent sur moments de l'hiver où le comportement des deux courbes est en opposition.

La Fig. 3.133 montre que la logique du régime thermique de l'éboulis reste difficile à saisir. On observe ainsi que MDW-L7 et MDW-L10, distants d'une trentaine de mètres, évoluent globalement de la même manière durant l'hiver 2004-2005. Ce n'est par contre pas le cas de MDW-L6, situé une trentaine de mètres au nord de ces deux capteurs et qui montre un comportement inverse entre la mi-décembre et la fin janvier. Pendant le mois de février par contre, les trois courbes évoluent de manière identique, toutes trois montrant un réchauffement alors que la température de l'air demeure à des températures le plus souvent inférieures à -10°C .

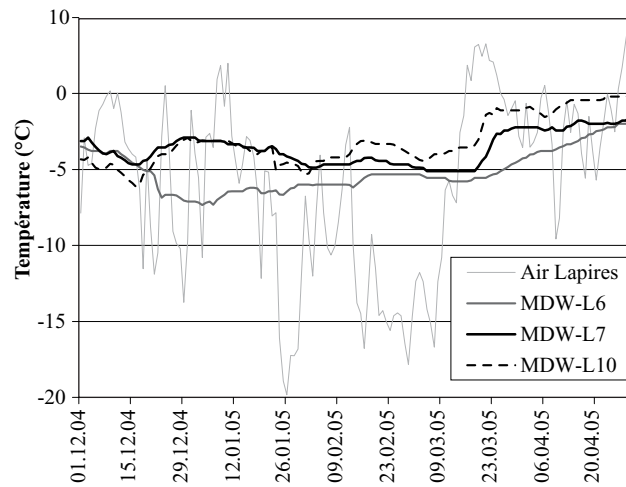


Fig. 3.133. Différences de comportement des températures du sol dans la partie haute de la pente.

La complexité du régime thermique de la pente se retrouve dans la Fig. 3.134 (ainsi que dans la Fig. 3.131): il n'y a pas véritablement de gradient thermique positif en direction de l'amont.

Une autre particularité provient du fait que MDW-L6 est plus froid que MDW-L5, situé une vingtaine de mètres plus bas, sauf en 2003. Or l'hiver 2002-2003 a été fortement enneigé en novembre déjà, limitant considérablement le refroidissement du terrain. On en conclut que si MDW-L6 est plus froid que MDW-L5 durant les autres hivers (moins enneigés), c'est qu'il possède un plus grand potentiel de refroidissement. Est-ce qu'une porosité plus importante, liée à un contenu en glace moindre, comme semblent en témoigner les trainés géoélectriques réalisés dans le secteur, pourrait en être la cause ? Il est pour l'heure difficile d'y répondre.

La même hypothèse peut être émise pour expliquer les températures relativement clémentes enregistrées par MDW-L1 et MDW-L2 sur le glacier rocheux. Gardaz (1999) avait montré qu'on y trouvait de la glace massive. Cela signifie que le sous-sol est saturé, voire probablement sursaturé en glace, empêchant de ce fait toute circulation d'air. Il n'y a donc pas de sur-refroidissement lié à un quelconque mécanisme de ventilation dans ce secteur. Ajoutons à cela que MDW-L2 se situe dans une dépression dans laquelle de grosses quantités de neige peuvent s'y accumuler (vent et avalanches), ce qui provoque une isolation très efficace du terrain.

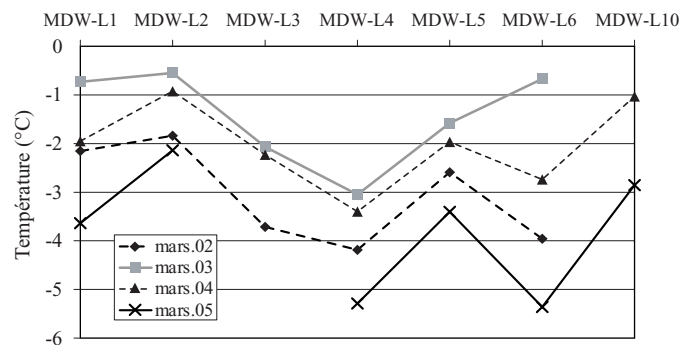


Fig. 3.134. Températures moyennes de mars entre 2002 et 2005 sur un profil aval-amont au centre du versant ouest du Mont Dolin.

Ces différentes observations mettent en évidence la complexité du régime thermique de l'éboulis. Elles montrent malgré tout que des circulations d'air sont probablement actives dans cette partie de l'éboulis. Au vu des températures clairement négatives enregistrées par tous les capteurs, il semble toutefois que l'air ne circule qu'à l'intérieur de la couche poreuse de surface.

Des circulations d'air profondes pourraient par contre affecter le secteur sud de l'éboulis. MDW-L11 indique en effet une moyenne de -1.1°C pour le mois de mars

2004 alors qu'une trentaine de mètres plus haut, sur MDW-L14, les températures y sont de 0°C (Fig. 3.131).

3.3.10.4 Synthèse

Au vu des différentes mesures effectuées, le pergélisol occupe vraisemblablement une partie importante du versant ouest du Mont Dolin, y compris dans des secteurs où la pente est raide. Les zones qui ne semblent pas concernées par l'état de gel permanent sont le haut de l'éboulis, au-dessus de 2830 m environ et la partie centrale de l'éboulis, là où domine une granulométrie fine.

Des indices de fonctionnement d'un système de ventilation existent, mais sont plus restreints que sur la plupart des sites étudiés jusqu'ici. Toutefois, les températures voisines de 0°C mesurées à l'amont de la zone à blocs nord montrent qu'une ventilation profonde est peut-être active dans ce secteur. Cela impliquerait une sous-saturation en glace dans ce secteur aux résistivités apparentes élevées. Dans la zone centrale, documentée par plusieurs thermistors, la ventilation semble plutôt confinée au niveau actif. Le terrain y est probablement saturé en glace ou peu poreux du fait d'une granulométrie plus fine. Enfin, l'absence de pergélisol dans la partie amont de l'éboulis pourrait bien être liée à une circulation d'air interne.

3.3.11 Versant est du Mont Dolin

3.3.11.1 Description du site

Dans le versant est du Mont Dolin (2974 m), s'est développé un vaste d'éboulis entre 2880 m et 2650 m (cf. Fig. 1.3). La pente de la formation est extrêmement régulière, sans formes de fluage profond visibles (Fig. 3.135). La granulométrie varie en fonction des différentes zones d'alimentation, mais reste globalement inférieure à 20 cm dans les parties raides de l'éboulis. Dans la partie inférieure de la pente, la taille des blocs atteint parfois le mètre.

Un glacier rocheux d'aspect fossile occupe le vallon qui prolonge l'éboulis et se termine à 2520 m (Fig. 3.142). Un effondrement généralisé et une couverture herbeuse bien développée caractérisent cette formation, qui s'étend sur une distance de 450 m environ. L'épaisseur du dépôt sédimentaire est considérable, à témoin la hauteur du front qui dépasse les 50 mètres.

3.3.11.2 Distribution du pergélisol

3.3.11.2.1 L'éboulis

Des informations concernant l'occurrence de pergélisol dans l'éboulis sont fournies par l'intermédiaire de deux forages effectués dans le haut de la pente durant l'été 1996 par l'Institut Fédéral pour l'Etude de la Neige et des Avalanches à Davos (ENA). Les deux forages sont situés respectivement à 2860 et 2845 m, dans l'éboulis surplombé par les parois nord-est du Mont Dolin (Fig. 3.136). L'éboulis est à cet endroit peu épais. La roche en place est en effet présente à une profondeur de 4 m environ (Phillips 2000). Les 5 capteurs positionnés dans chaque forage montrent que le pergélisol est absent au forage 2, du moins au-dessus de 5,5 m de profondeur. Quelques mètres plus haut, au forage 1, du pergélisol est par contre présent à une profondeur de 2 m environ. Nous sommes ici en présence d'un pergélisol tempéré, la température à 5,5 m oscillant entre -0.12°C et -0.06°C (Phillips 2000).



Fig. 3.135. Le versant est du Mont Dolin, avec l'éboulis et l'excavation réalisée aux racines du glacier rocheux.



Fig. 3.136. Portion sommitale de l'éboulis du Mont Dolin, avec la position des deux forages et des cinq mini-loggers.

Ces deux forages ne donnent évidemment qu'une information ponctuelle. Afin d'étudier la répartition du pergélisol dans le reste de l'éboulis, cinq sondages et un trainé géoélectrique y ont été effectués. Ces mesures ont été complétées par deux campagnes de mesures BTS, le 1^{er} mars 2004 et le 14 mars 2005. Cinq mini-loggers ont en outre été placés à proximité des forages, notamment dans la paroi rocheuse sommitale.

D'après les mesures BTS de 2004, une zone froide se dessine à l'extrémité amont de l'éboulis, dans la région des paravalanches et des forages (Fig. 3.137). Des températures inférieures à -4°C y ont été relevées. Etant donné la présence attestée de pergélisol dans ce secteur (données du forage 1), on peut interpréter cette zone froide comme indicatrice d'une bande de pergélisol dans l'extrémité amont de l'éboulis, au-dessus de 2850 m environ. Les températures enregistrées par les mini-loggers de la paroi sommitale ainsi que l'allure des courbes montrent également que des conditions de pergélisol règnent dans ce secteur (Fig. 3.138).

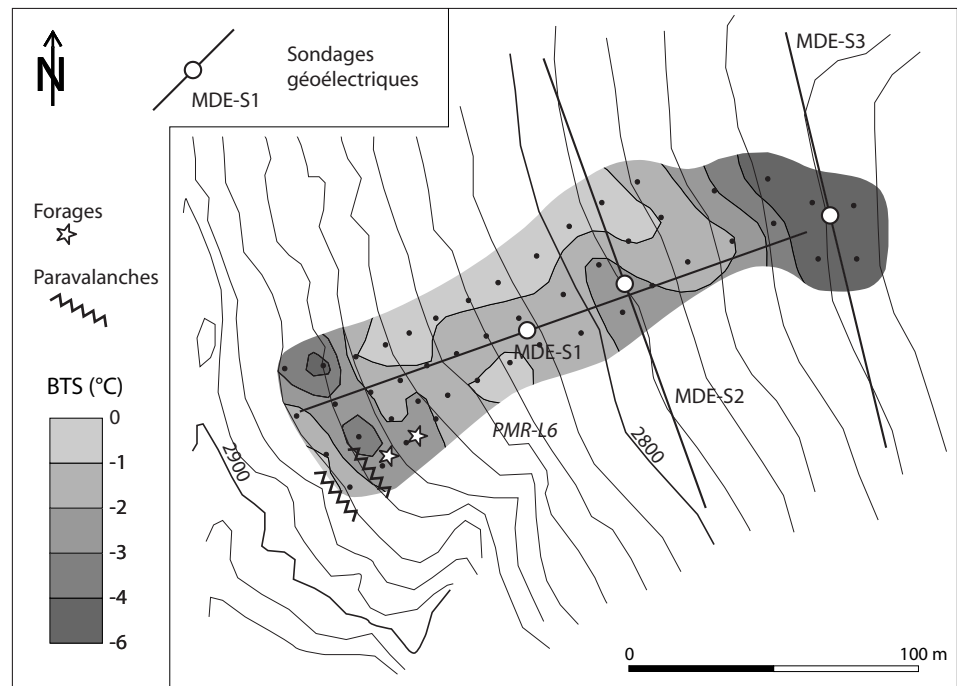


Fig. 3.137. Interpolation des mesures BTS effectuées le 1^{er} mars 2004 dans la partie supérieure de l'éboulis et position des trois sondages géoélectriques réalisés dans le secteur.

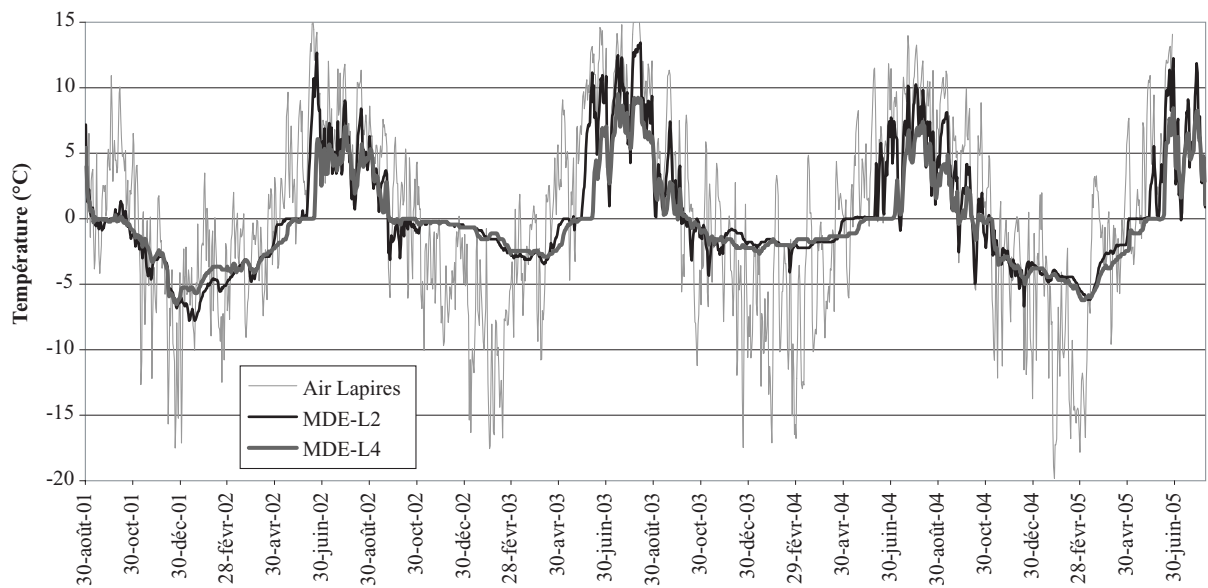


Fig. 3.138. Températures enregistrées entre 2001 et 2005 au milieu (MDE-L2) et au pied (MDE-L4) de la paroi délimitée qui domine l'éboulis.

Comme le pergélisol est absent au niveau du forage 2, malgré des BTS inférieures à -2°C , on peut supposer que les BTS supérieures à -2°C mesurées à l'aval de ce secteur témoignent de l'absence de pergélisol. La réalisation du sondage MDE-S1 de manière longitudinale avait pour but de déceler une éventuelle dichotomie entre l'amont et l'aval de la pente. Le résultat montre que ce n'est pas le cas, les branches amont et aval du sondage ayant un comportement identique. On ne retiendra donc que la branche symétrique (Fig. 3.139). On constate que les résistivités sont très faibles à proximité de la surface ($<1\text{ k}\Omega\text{m}$). Elles s'élèvent ensuite légèrement, pour se stabiliser à $3.7\text{ k}\Omega\text{m}$: le

sondage a traversé une couche de 12 m environ (rés. 2.4 kΩm), qui correspond probablement à l'éboulis non gelé, pour atteindre ensuite la roche en place. MDE-S2, effectué latéralement une cinquantaine de mètres plus bas montre une courbe similaire jusqu'à OA=20m, en dessous de laquelle les résistivités diminuent pour atteindre des valeurs de 0.5 kΩm. Cette courbe implique la simulation d'un niveau résistant de 9 kΩm pour une épaisseur de 6 m environ. Cette valeur relativement faible ne permet pas de conclure à la présence de pergélisol à cet endroit de l'éboulis. Des sédiments fins et humides pourraient expliquer la baisse des résistivités en profondeur. Toutefois la forme de la courbe n'exclut pas non plus que du pergélisol y soit présent. Les valeurs BTS de -2°C relevées dans cette zone ne permettent pas de trancher.

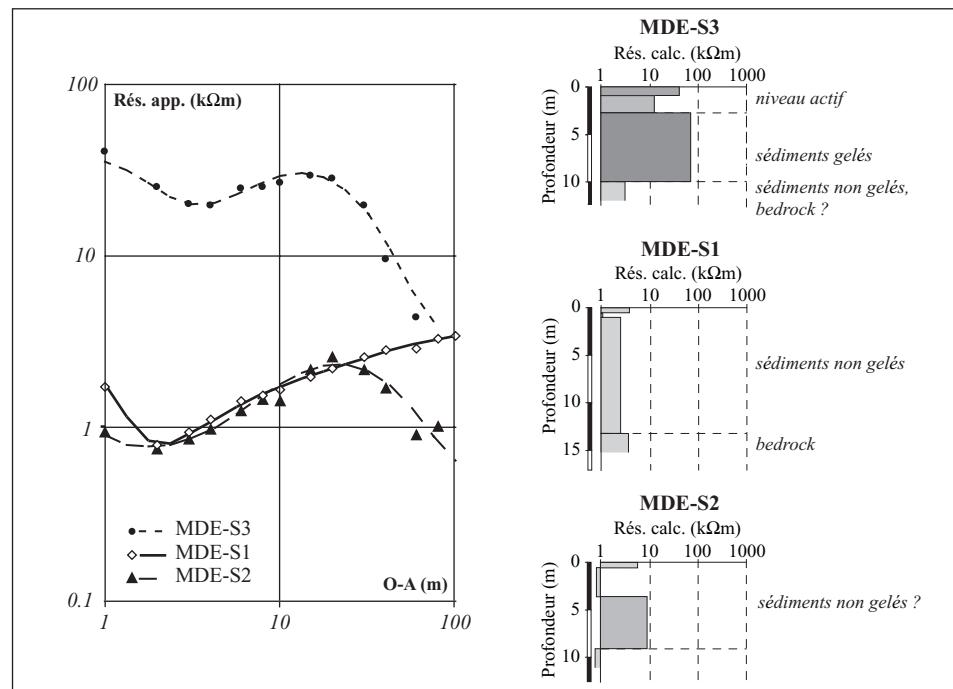


Fig. 3.139. Sondages géoélectriques effectués dans la partie supérieure de l'éboulis du Mont Dolin.

A partir de 2780 m, on note à nouveau un refroidissement généralisé du sol. Une zone de températures clairement inférieures à -4°C se dessine. MDE-S3 a été réalisé horizontalement au cœur de cette zone froide. Le contraste avec les deux sondages précédents est saisissant. Une granulométrie plus grossière maintient des résistivités élevées dans les trois premiers mètres du terrain. On entre ensuite dans un niveau d'une épaisseur de 7 m pour une résistivité de 60 kΩm. Ce corps résistant peut assurément être interprété comme du pergélisol.

Le 14 mars 2005, 108 mesures BTS ont été effectuées dans la partie est de l'éboulis (Fig. 3.140). Les températures maximales se rencontrent dans la partie amont de la pente, avec des valeurs globalement supérieures à -3°C. Le traîné géoélectrique traverse d'amont en aval la zone de prospection BTS. Les résistivités apparentes mesurées dans la partie sommitale de l'éboulis sont inférieures à 18 kΩm. Ces valeurs relativement élevées peuvent aussi bien témoigner de la porosité de l'éboulis que de la présence de pergélisol.

La transition vers des températures plus froides en direction de l'aval se fait de manière brutale par endroits. Ainsi, dans le secteur traversé par le traîné, on passe en une vingtaine de mètres de -2°C à -6°C. On arrive alors dans une zone très froide, avec des températures inférieure à -9°C. Enfin, au bas de l'éboulis, les températures sont un peu

plus élevées, de l'ordre -4°C à -6°C . Les résistivités apparentes se situent entre 20 et 35 $\text{k}\Omega\text{m}$ dans la zone froide. Elles dépassent les 35 $\text{k}\Omega\text{m}$ à l'aval, là où les températures se réchauffent. On est ici en présence d'une inadéquation qu'il conviendra d'analyser (cf. Chap. 3.3.11.3).

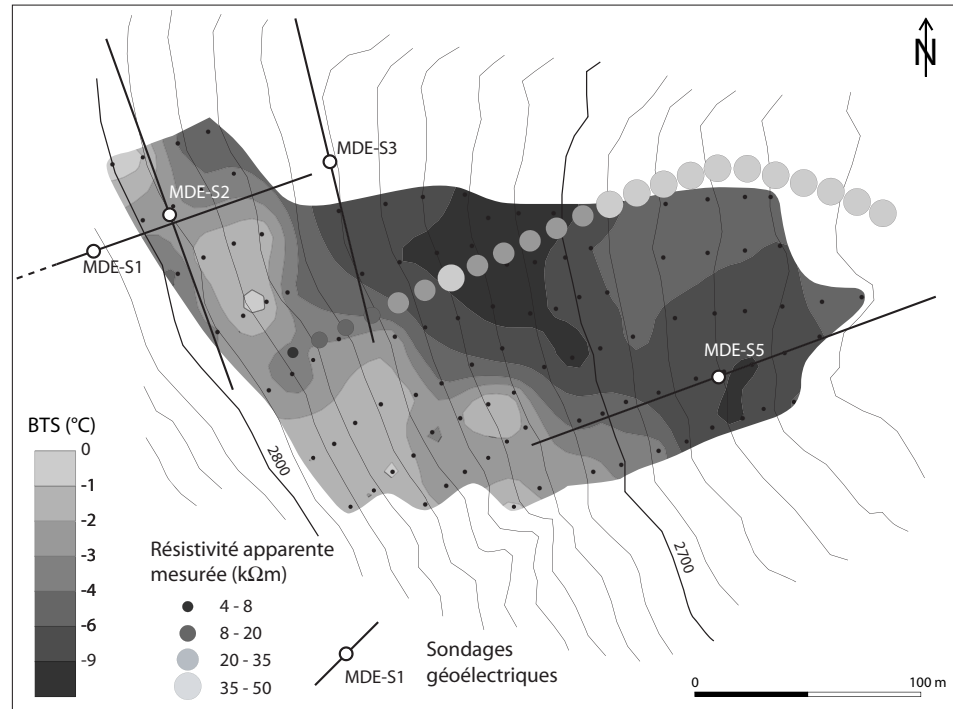


Fig. 3.140. Interpolation des mesures BTS effectuées le 14 mars 2005 dans le secteur est, position des sondages géoélectriques et résistivités apparentes mesurées sur un profil amont-aval (écartement inter-électrode: 12.5 m).

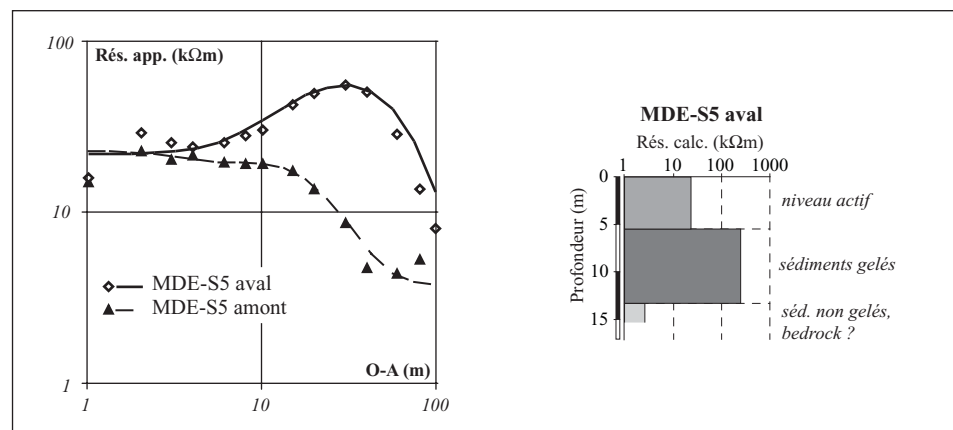


Fig. 3.141. Sondage géoélectrique effectué dans la partie inférieure de l'éboulis du Mont Dolin.

Le sondage MDE-S5 a été réalisé dans la partie inférieure de l'éboulis, dans une zone où les températures BTS se situaient autour de -8°C en mars 2005. La disposition longitudinale du sondage permet d'apprécier la dichotomie amont-aval de la nature du terrain à cet endroit.

La branche aval de MDE-S5 montre qu'au-dessous d'un niveau actif épais (env. 5 m), on trouve un corps résistant ($240 \text{ k}\Omega\text{m}$) sur une épaisseur de 8 m environ, que l'on peut probablement interpréter comme un niveau de sédiments gelés. Tant les mesures

thermiques que géoélectriques effectuées dans ce secteur, et plus largement dans le bas de l'éboulis, concordent et soutiennent la présence de pergélisol.

La baisse progressive des résistivités apparentes sur la branche amont (et l'augmentation progressive de l'écart avec la branche aval) indique qu'il y a un biseautage du niveau résistant, qui disparaît progressivement vers l'amont. Il est donc inutile de chercher à simuler cette courbe. Le corps de pergélisol identifié serait donc limité à la partie inférieure de la pente

3.3.11.2.2 *Le glacier rocheux*

Les crêtes latérales gauches et frontales du glacier rocheux ont été utilisées comme base pour la construction d'une digue paravalanche de déviation et d'arrêt entre les étés 2003 et 2004 (Fig. 3.142). Les travaux de terrassement ont consisté à excaver la dépression naturelle du dos du glacier rocheux et à déposer les gravats sur les crêtes latérales et frontales de la formation sédimentaire. Le déroulement des travaux a toutefois été entravé par la présence de glace dans le sous-sol. Dans la partie amont, celle-ci a été rencontrée à 2-3 m de profondeur déjà, alors que dans la partie frontale, elle était présente à 8-10 m de profondeur (P. Mayoraz, bureau Nivalp SA, comm. pers., Fig. 3.143). Les travaux ont dû être réalisés sur deux étés, en attendant que fonde le sommet du niveau de glace atteint. Une fonte de 50 cm à 1 m a ainsi été constatée entre les étés 2003 et 2004. L'utilisation de l'explosif a même été nécessaire dans certaines portions du glacier rocheux. Au final, la profondeur de l'excavation va de 3 m environ à l'amont à 10 m environ à l'aval.

Une distribution hétérogène de la glace a été observée. Une bande gelée de 50 m de largeur environ a ainsi pu être mise en évidence à l'endroit où la digue dessine un coude, à une profondeur de 4-6 m environ. Au vu de ces informations, une conclusion s'impose: le glacier rocheux du versant est du Mont Dolin, d'apparence extérieur fossile, contient d'importantes quantités de glace!

Afin de confronter les informations issues du chantier avec des données géoélectriques, un sondage (MDE-S4) a été réalisé dans la zone d'excavation de la digue (Fig. 3.145). La branche amont du sondage indique que sous 60 cm seulement de matériaux de surface se trouve un niveau résistant (18 k Ω m) épais d'un peu plus de 1,5 m (Fig. 3.144). Une troisième couche très épaisse (25 m environ) montre ensuite une résistivité de 10 k Ω m, à la suite de quoi on pénètre vraisemblablement dans le bedrock (2,3 k Ω m). Le niveau gelé rencontré lors de l'excavation des matériaux montre ainsi une résistivité de 18 k Ω m. Sa localisation à 60 cm de profondeur témoigne de la fonte qui s'est opérée entre les travaux (été 2003) et la réalisation du sondage (août 2004). Malgré une résistivité faible (10 k Ω m), le troisième niveau correspond probablement à la suite du corps gelé en profondeur. Les quantités de glace demeurent certainement faibles et le pergélisol doit en toute vraisemblance se trouver au point de fusion. Le niveau résistant de sub-surface n'est pas présent à l'aval (MDE-S4, branche aval). Après avoir traversé le niveau supérieur (80 cm), on pénètre directement dans la couche à 9 k Ω m, dont l'épaisseur n'atteint plus que 9 m environ. Le corps gelé semble ainsi perdre de l'épaisseur en direction de l'aval, ce qui correspond aux informations obtenues lors des travaux de chantier, qui avaient montré un approfondissement du niveau de glace vers l'aval.

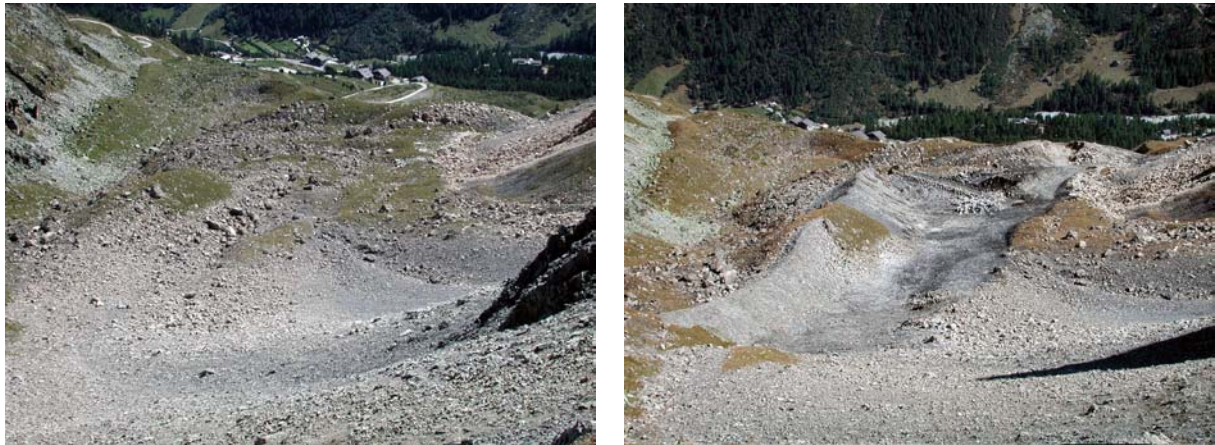


Fig. 3.142. Vue sur le glacier rocheux "fossile" du Mont Dolin. A gauche avant les travaux. A droite suite aux travaux d'excavation.

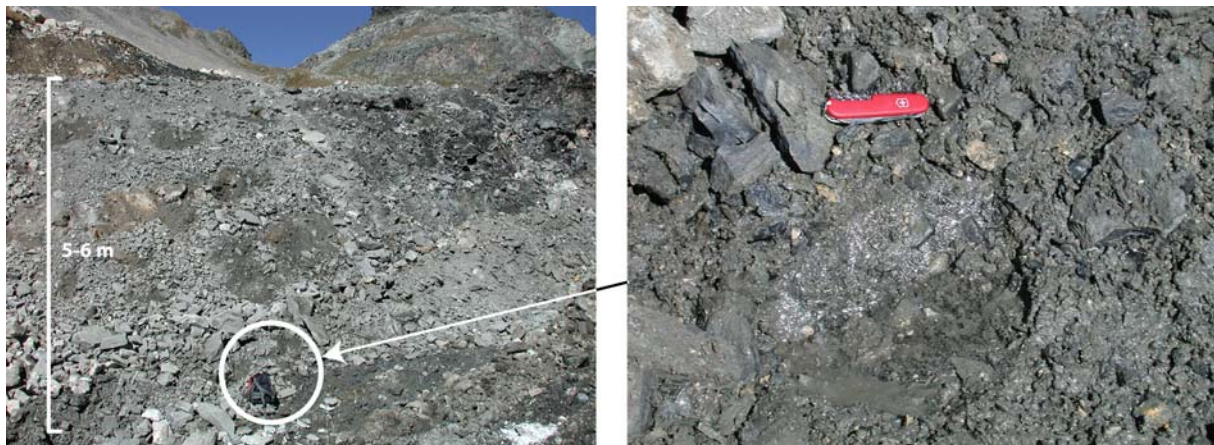


Fig. 3.143. Affleurement de glace observé dans la partie frontale du glacier rocheux fossile (excavation à l'amont de la digue d'arrêt). Localisation sur Fig. 3.145.

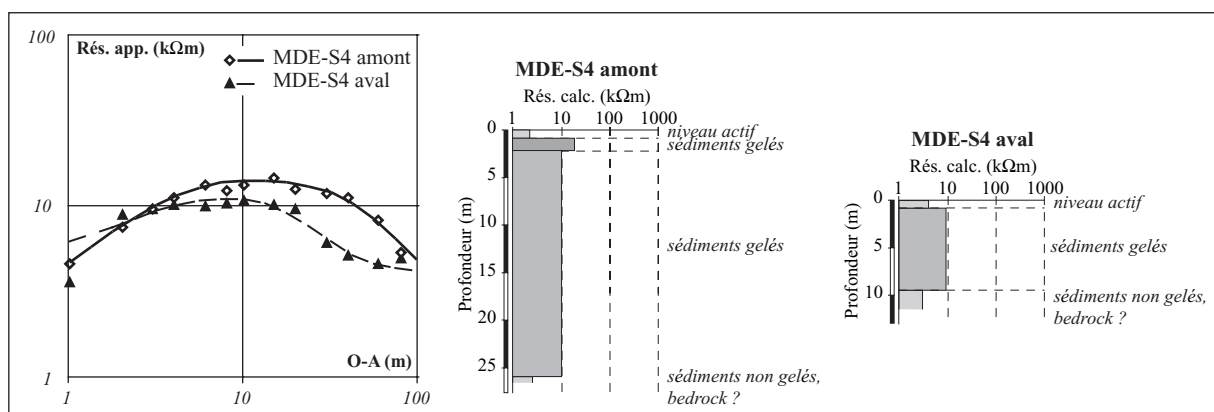


Fig. 3.144. Branches amont et aval du sondage MDE-S4 réalisé sur le glacier rocheux "fossile" du Mont Dolin.

3.3.11.2.3 Synthèse

En résumé, le pergélisol occupe une grande partie du versant est du Mont Dolin (Fig. 3.145). Sa présence dans la partie sommitale répond probablement à une distribution typique du pergélisol: nous sommes ici dans une pente nord-est, au-dessus de 2850 m. De la glace a d'ailleurs été observée dans les parois sommitales nord lors des travaux de forage liés à l'implantation de paravalanches. Plus bas, une bande non gelée de 70 à 100 m de dénivellation semble traverser l'éboulis de part en part. On entre ensuite dans la moitié inférieure de l'éboulis où la présence de pergélisol est probable. Enfin, tant les travaux de chantier liés à la construction de la digue que la prospection électrique ont démontré la présence de glace dans la majeure partie de la zone excavée du glacier rocheux. Cette répartition particulière du pergélisol dans le versant est du Mont Dolin nous amène à envisager le fonctionnement possible d'un système de ventilation dans ce versant.

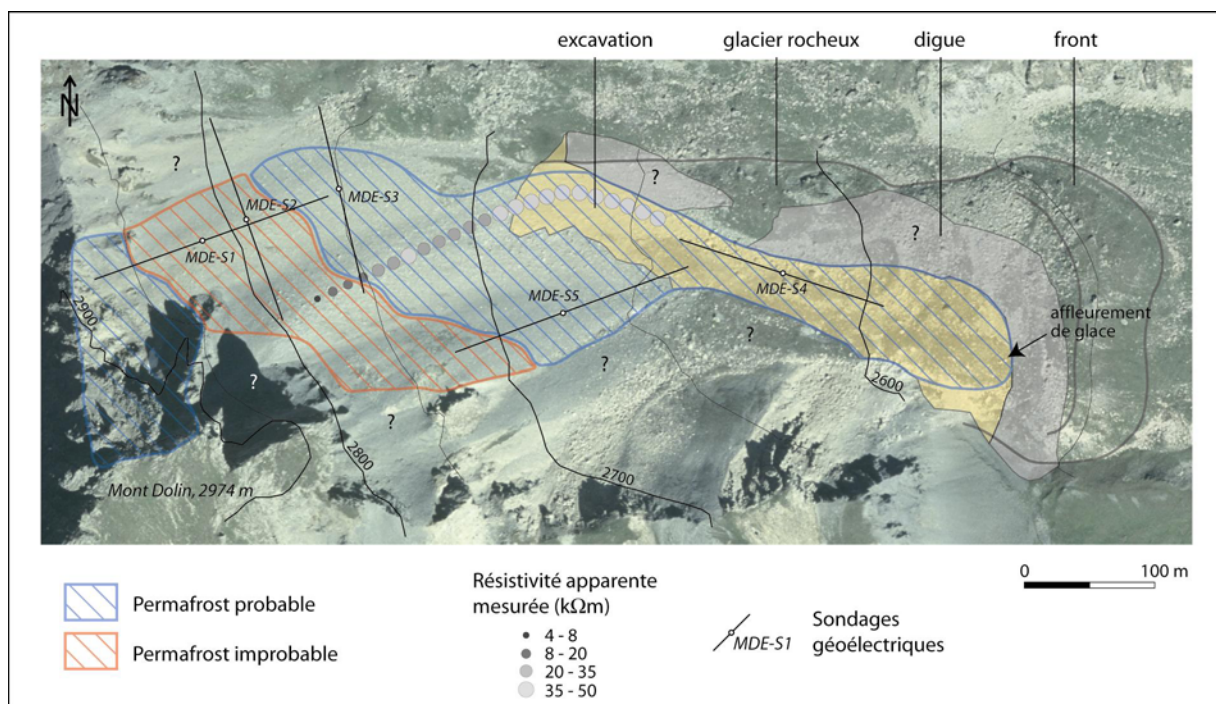


Fig. 3.145. Distribution supposée du pergélisol dans le versant Est du Mont Dolin, basée sur les mesures et observations effectuées. Limites des zones d'excavation et de remblai: bureau Nivalp SA. Reproduit avec l'autorisation de Swisstopo (DV023268).

3.3.11.3 Indices du fonctionnement d'un système de ventilation et ses implications

Le fort contraste thermique qui existe entre le bas et le haut de l'éboulis ainsi que la transition brutale entre les températures froides et "chaudes" permet d'envisager le fonctionnement possible d'un effet de cheminée au sein de l'accumulation sédimentaire. Au vu de la distribution des classes de températures BTS, l'aspiration d'air aurait un maximum d'efficacité dans un secteur situé à plusieurs dizaines de mètres du pied de l'éboulis. C'est en effet entre 2700 et 2730 m que les températures les plus froides ont été mesurées. Les résistivités électriques maximales ont par contre été mesurées bien plus bas, sur le glacier rocheux. On a donc une absence de correspondance entre BTS froides et résistivités élevées. Malgré tout, des températures très froides, inférieures à -6°C ont été mesurées aux racines du glacier rocheux. On peut supposer que de l'aspiration d'air pourrait également s'y produire, voire même plus bas, comme c'est le cas pour le glacier rocheux de l'Alpage de Mille (voir Delaloye 2004, Delaloye &

Lambiel 2005). Aucune donnée n'est à disposition concernant le régime thermique du site en été. On peut cependant émettre l'hypothèse que le maintien de glace dans le glacier rocheux soit en partie lié à cet éventuel mécanisme de ventilation.

D'autres indices du fonctionnement d'une ventilation ascendante dans l'éboulis existent. Des fenêtres de déneigement précoce ont par exemple été observées dans la partie supérieure de l'éboulis en juin 2004 (Fig. 3.146), là où les températures maximales ont été mesurées en mars 2005. Peuvent-elles être assimilées à de la fonte liée à une expulsion d'air supérieur à 0°C ? Un suivi des températures de la surface du terrain permettrait peut-être d'y répondre.



Fig. 3.146. Fenêtres de fonte dans la partie supérieure de l'éboulis du Mont Dolin le 18 juin 2004.

3.3.12 Eboulis de Tsarmine

3.3.12.1 Description du site et mesures effectuées

Situé en rive droite du Val d'Arolla, dans le versant escarpé qui domine Satarma, l'éboulis de Tsarmine alimente le glacier rocheux du même nom (Fig. 3.147, voir aussi Chap. 4.5). D'exposition WNW, l'accumulation sédimentaire se situe entre 2880 m et 2600 m, ce qui la place à l'intérieur de la ceinture régionale du pergélisol discontinu. L'éboulis, granoclassé, ne présente pas de traces de fluage.

Deux sondages géoélectriques et quatre thermistors documentent la structure du sous-sol et le régime thermique de surface du terrain (Fig. 3.148). Une campagne de mesures BTS a été effectuée le 9 mars 2004. Ces mesures complètent celles effectuées sur le glacier rocheux (Chap. 4.5)

3.3.12.2 Distribution du pergélisol et régime thermique de surface

La branche nord de Ts-S9, 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. 3.149). La branche sud témoigne de la croissance des résistivités sur les racines du glacier rocheux (110 kΩm). Quelques dizaines de mètres à l'amont, la branche sud de Ts-S10 montre des résistivités légèrement plus basses (40 kΩm) pour la deuxième couche. Ce niveau s'atténue considérablement du côté nord (14 kΩm). Le niveau résistant identifié dans la partie inférieure de l'éboulis peut être attribué à des sédiments gelés. Les résistivités mesurées étant inférieures à celles mesurées aux racines du glacier rocheux, la teneur en glace de l'éboulis est probablement inférieure à celle du glacier rocheux.

La tendance à la décroissance des résistivités en direction de l'amont est accompagnée d'une élévation des températures BTS (Fig. 3.148). La configuration classique observée

habituellement se retrouve, avec des températures inférieures à -6°C au pied de la pente et des valeurs voisines de 0°C dans sa moitié supérieure.



Fig. 3.147. Vue sur les éboulis de Tsarmine et de Perroc, avec le glacier rocheux de Tsarmine. Photo: G. Cheseaux.

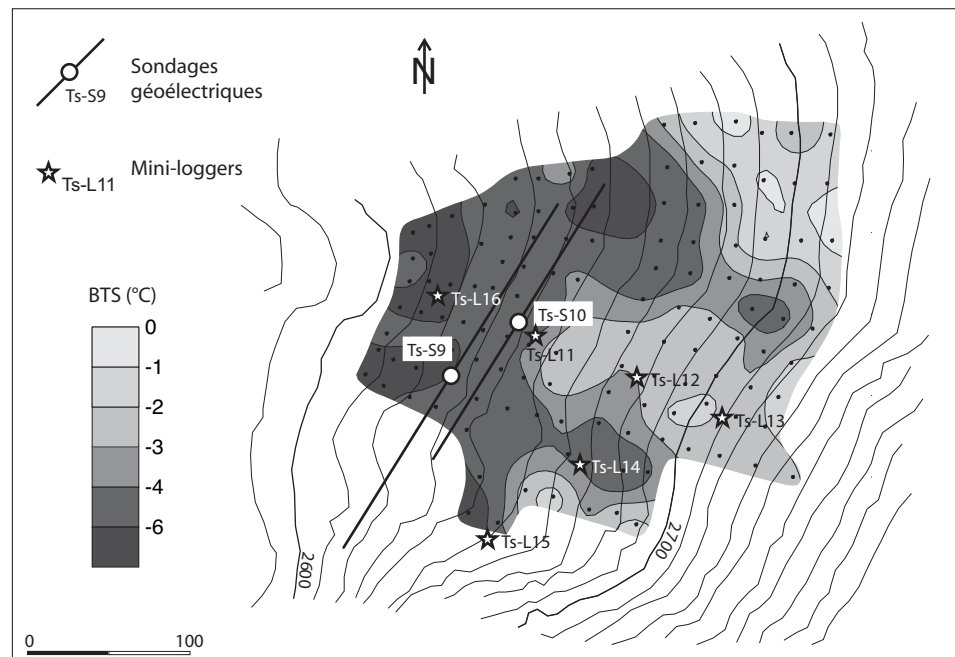


Fig. 3.148. Mesures effectuées sur l'éboulis de Tsarmine: sondages géoélectriques, mesures BTS du 9 mars 2004 (interpolées par krigeage simple) et localisation des six mini-loggers UTL-1.

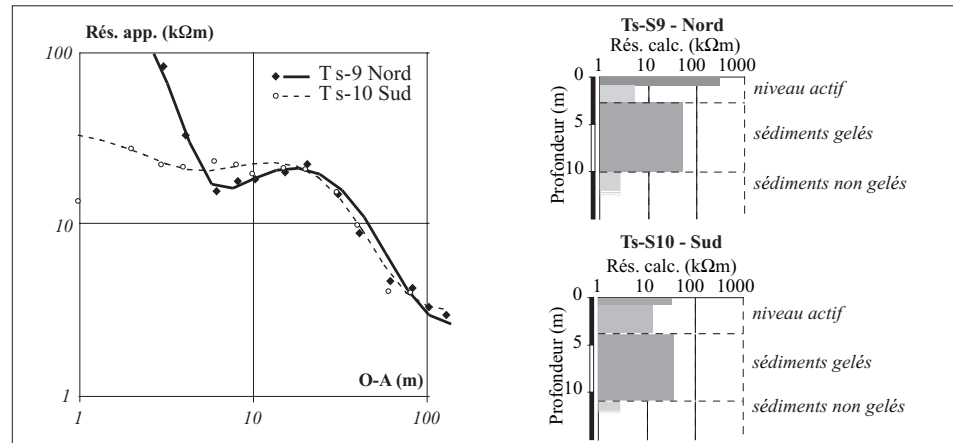


Fig. 3.149. Courbes géoelectriques obtenues sur l'éboulis de Tsarmine.

Ce contraste thermique s'observe tout au long de l'hiver, à témoin les courbes enregistrées par les capteurs disposés dans l'accumulation sédimentaire selon un profil amont-aval (Fig. 3.150). Non seulement le terrain est plus chaud dans la partie amont, mais il tend à se réchauffer lors des périodes de froid, comme l'indique Ts-L13. Notons que d'après les mesures BTS, ce capteur n'est pas situé dans la zone la plus chaude mais une dizaine de mètres plus haut. Parallèlement, Ts-L16, situé au bas de l'éboulis, réagit conformément aux températures de l'air durant tout l'hiver. Ces comportements témoignent de la possible occurrence d'une ventilation ascendante au sein de l'accumulation sédimentaire. Les températures enregistrées par Ts-L13 étant à peine inférieures à -1°C durant l'hiver, la circulation de l'air pourrait concerner une épaisseur considérable, supérieure à celle du niveau actif. Il faut toutefois se garder d'être trop affirmatif car les variations secondaires enregistrées demeurent malgré tout faibles.

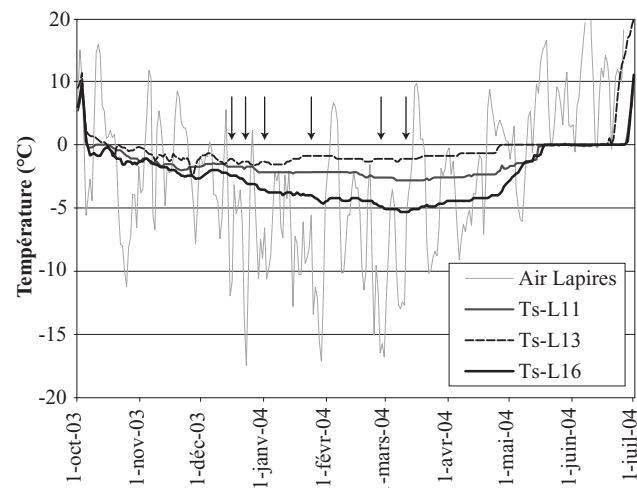


Fig. 3.150. Températures enregistrées entre 2003 et 2004 sur l'éboulis de Tsarmine. Les flèches noires indiquent les comportements de Ts-L13 inversés à ceux de l'air.

En résumé, du pergélisol occupe la partie inférieure de l'éboulis de Tsarmine. L'absence de données géoelectriques ne permet pas de se prononcer avec certitude sur l'état du sous-sol dans la partie amont de l'éboulis. Le système de ventilation qui semble actif dans l'éboulis pourrait toutefois entraver sa présence.

3.3.13 Eboulis de Perroc

3.3.13.1 Description du site et mesures effectuées

Quelques centaines de mètres au sud de l'éboulis de Tsarmine, on trouve une vaste accumulation sédimentaire entre 2600 et 3000 m, que l'on nommera éboulis de Perroc (Fig. 3.147). La topographie est extrêmement régulière. Seuls quelques gigantesques blocs témoins d'un ancien 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 d'un danger objectif de 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. 3.151). Le 8 mars 2004, une vaste campagne de mesures BTS a été effectuée dans l'éboulis. Seule l'extrémité amont n'a pu être prospectée, en raison du danger d'avalanche.

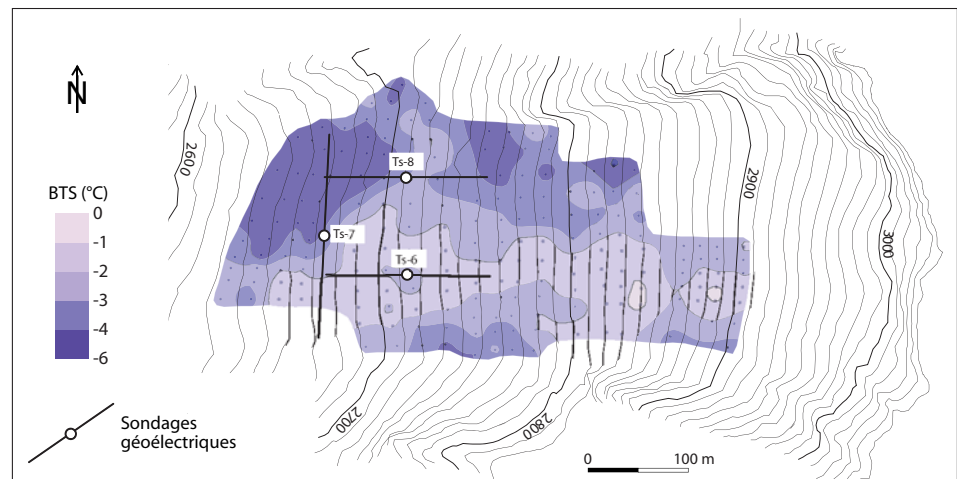


Fig. 3.151. Localisation des sondages géoélectriques et interpolation par krigeage simple des mesures BTS effectués le 8 mars sur l'éboulis de Perroc.

3.3.13.2 Distribution du pergélisol

L'aspect en forme de cloche des courbes géoélectriques mesurées montre qu'un terrain résistant se trouve sous un premier niveau d'environ 1,5 m de blocs (Fig. 3.152). 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-S7. Ces valeurs augmentent légèrement dans la partie nord de la pente (Ts-S8) et diminuent sensiblement dans sa partie sud (Ts-S6).

La carte des températures BTS obtenue reflète une assez forte hétérogénéité des températures du sol (Fig. 3.151). 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-S7 et Ts-S8. L'association des températures de surface froides et des résistivités élevées parle en faveur d'un pergélisol dans le bas de l'éboulis. Les températures mesurées dans l'éboulis sont globalement inférieures à -2°C, témoignant ainsi de conditions de surface relativement froides. S'il n'est pas possible de se prononcer en l'état des connaissances actuelles sur l'occurrence de pergélisol dans la

partie amont de l'éboulis, les conditions thermiques de surface n'excluent en tous les cas sa présence.

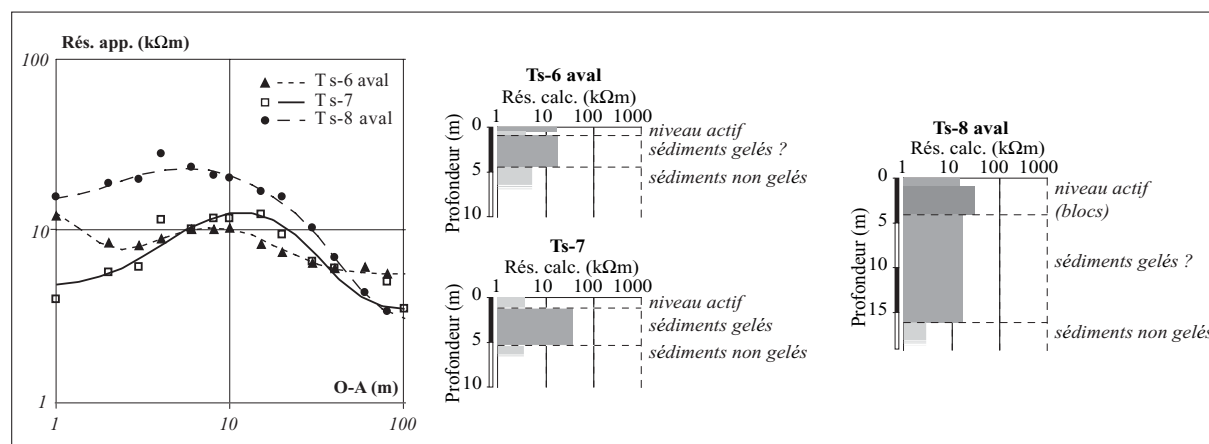


Fig. 3.152. Sondages géoélectriques réalisés sur l'éboulis de Perroc.

3.3.14 Eboulis du Creux du Boui

3.3.14.1 Description du site

Géologiquement, la région du Grand Chavalard (2899 m, 574'859/114'200) fait partie de la nappe de Morcles, dans le domaine Helvétique. On y trouve un grand nombre de parois verticales taillées dans les calcaires du Malm (Atlas géologique de la Suisse, feuille 1305, Dt de Morcles), dont le démantèlement est à l'origine du nombre considérable d'éboulis que compte la région (Fig. 3.153). La distribution du pergélisol dans 8 éboulis du secteur Grand Chavalard – Col du Fénéstral – Grand Château a été étudiée par Pieracci (2006). Je présente ici les résultats obtenus sur l'éboulis du Creux du Boui, puis, dans le chapitre suivant (3.3.15), ceux obtenus sur l'accumulation des Charmettes (voir aussi Pieracci & Lambiel 2005).

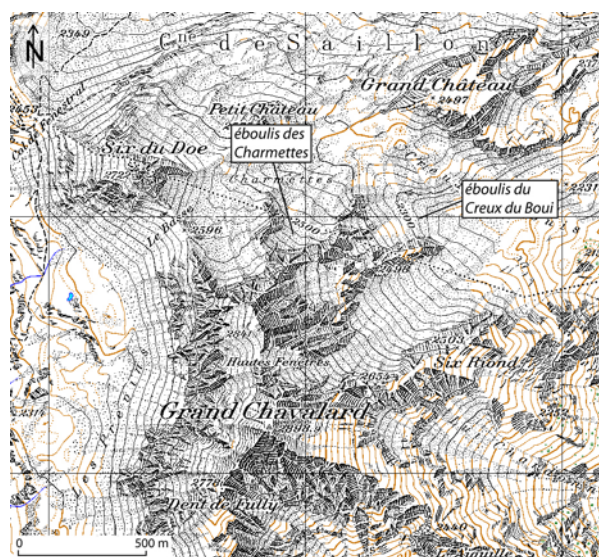


Fig. 3.153. A gauche: Région du Grand Chavalard. Extrait de la carte nationale de la Suisse 1:25'000, feuille 1305 (Dent de Morcles). Reproduit avec l'autorisation de Swisstopo (DV023268). A droite: Vue sur l'éboulis du Creux du Boui.

L'éboulis du Creux du Boui forme un cône épais, large d'environ 150 m et d'une extension verticale de 150 m également (Fig. 3.153, à droite). Une altitude basale de 2240 m pour une exposition ENE situe cette accumulation sédimentaire légèrement en dessous de la limite inférieure du pergélisol discontinu dans la région (voir Phillips & Reynard 1996). Une granulométrie fine permet la présence de végétation dans la partie supérieure de l'éboulis. Dans le bas de la pente, les blocs ont une dimension décimétrique.

3.3.14.2 Propriétés électriques de l'éboulis

Pieracci (2006) a réalisé sur l'éboulis un sondage dans le sens de la pente ainsi que trois traînés géoélectriques (Fig. 3.154). De ces mesures, il ressort clairement une croissance des résistivités de l'amont vers l'aval. La branche amont du sondage dévoile un terrain relativement homogène, avec des résistivités d'environ 16 kΩm (Fig. 3.155). Du côté aval, les résistivités apparentes ne cessent de croître jusque vers OA=60m. Au-delà, les lignes de champ rencontrent un terrain beaucoup plus conducteur (probablement de la moraine sous la base de l'éboulis), qui provoque le plongement des résistivités. La simulation de la courbe fournit un premier niveau de 7 m d'épaisseur pour une résistivité de 21 kΩm, qui domine un deuxième niveau beaucoup plus épais (28 m) et plus résistant (65 kΩm). Au pied de l'éboulis, les résistivités apparentes mesurées par les traînés dépassent 100 kΩm.

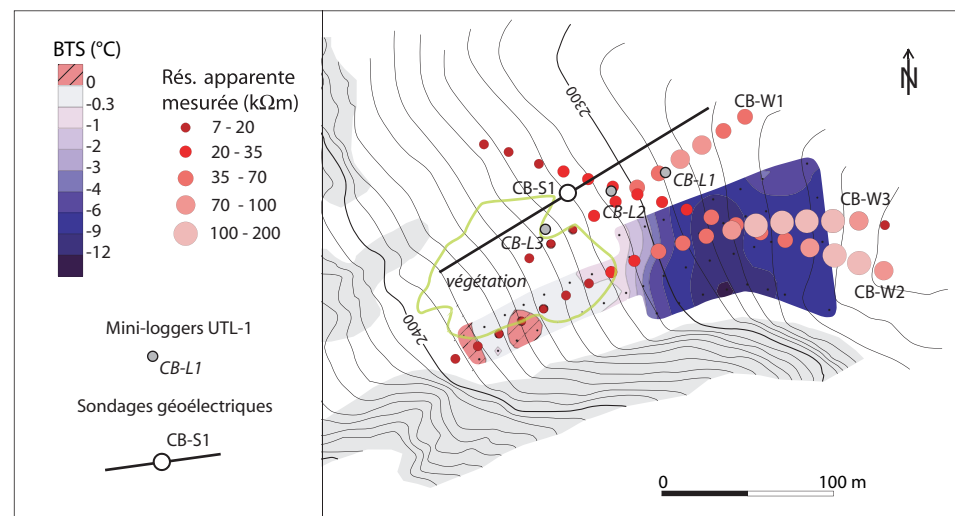


Fig. 3.154. Mesures effectuées sur l'éboulis du Creux du Boui: sondage géoélectrique, résistivités apparentes mesurées par traîné (écartement inter-électrode: 15 m), mesures BTS du 21 mars 2005 (interpolées par krigeage simple) et localisation des trois mini-loggers UTL-1.

L'opposition classique amont-aval se retrouve dans l'éboulis du Creux du Boui. Les valeurs relativement élevées mesurées par la branche amont montrent que l'éboulis est relativement poreux. Est-ce que l'augmentation des résistivités sur le bas de l'éboulis est synonyme d'une augmentation de la porosité ou alors témoigne-t-elle de la présence de sédiments gelés dans l'éboulis ? Les données thermiques amènent quelques éléments de réponse.

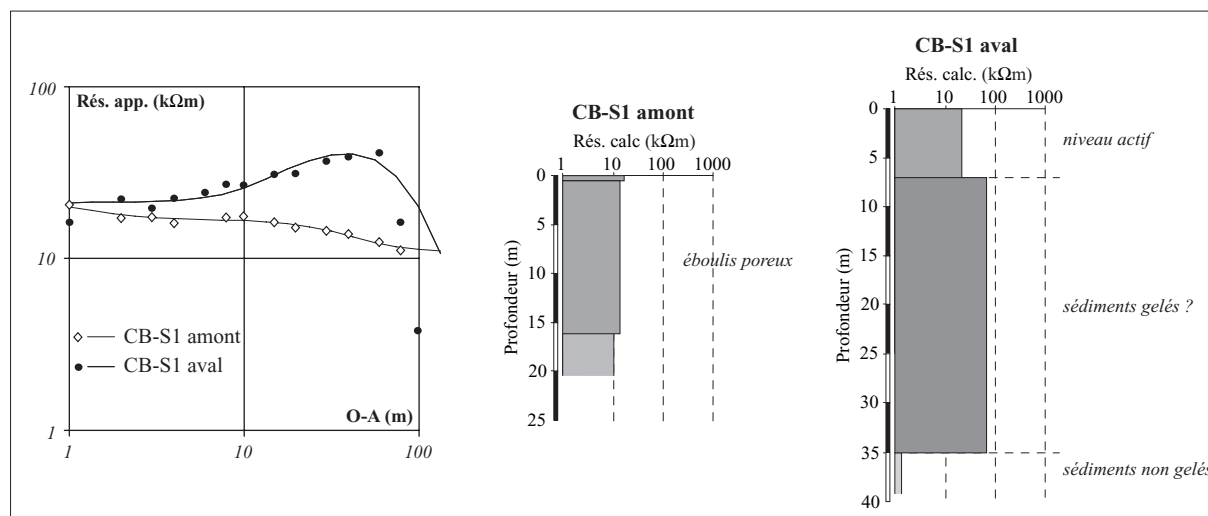


Fig. 3.155. Courbes amont et aval du sondage géoélectrique réalisé sur l'éboulis du Creux du Boui.

3.3.14.3 Régime thermique de surface

Trois mini-loggers documentent le régime thermique de la surface de l'éboulis entre 2004 et 2005 (Fig. 3.154). Les parties amont et aval de l'éboulis dévoilent un comportement thermique diamétralement opposé (Fig. 3.156). Les températures enregistrées par CB-L3, dans la partie haute de la pente, restent stables à -0.45°C durant une grande partie de l'hiver. Les deux autres emplacements témoignent de températures nettement plus froides. Les courbes mesurées dévoilent cependant un comportement sensiblement différent entre les mois de décembre et de février. CB-L1, situé au bas de l'éboulis, montre des températures environ 2.5°C plus chaudes que CB-L2, situé une trentaine de mètres plus haut, cela jusque vers le 22 janvier. A ce moment-là, les températures de l'air plongent. CB-L1 en fait de même, avec néanmoins quelques jours de retard. Les températures chutent alors de 7°C en une semaine. CB-L2 réagit de manière inverse à cette première vague de froid, comme l'ont fait de nombreux emplacements à la même période. Les deux premières semaines de février sont ensuite un peu moins froides. CB-L1 cesse de se refroidir, alors que CB-L2 amorce un refroidissement qui ne s'interrompt qu'à la mi-mars, à la fin de la deuxième vague de froid. Celle-ci entraîne un nouveau refroidissement de CB-L1. Dès le 23 février, les deux courbes se superposent. Des températures de -12.5°C sont atteintes le 10 mars. Une semaine plus tard débute le réchauffement printanier du sol.

Le comportement de ces trois emplacements témoigne sans aucun doute d'un effet de cheminée extrêmement efficace au sein de l'éboulis. L'aspiration d'air est maximale au niveau de CB-L1. L'explication du léger réchauffement qu'a subi CB-L2 durant la première vague de froid fait appel aux mêmes hypothèses qu'émissions pour les nombreuses situations similaires observées dans les autres sites étudiés, à savoir celle d'une circulation ascendante à travers la couche active (température inférieure à -6°C) et d'une évacuation partielle de l'air au niveau de CB-L2, ou alors celle d'une réaction liée à un apport considérable de neige pour la première fois de la saison. L'aspiration d'air est ensuite manifeste durant la deuxième période de froid.

Aucune aspiration d'air n'a lieu plus haut, au niveau de CB-L3 et pour cause: les températures y sont 12°C plus élevées que 50 mètres plus bas lors de la deuxième vague de froid. L'absence de réaction inverse à l'évolution de la température de l'air montre cependant que l'évacuation d'air s'effectue plutôt ailleurs.

Une campagne de mesures BTS effectuée légèrement au sud du profil de mini-loggers le 21 mars 2005 met en évidence, dans la partie sommitale de l'éboulis, deux secteurs de températures positives. C'est peut-être à cet endroit que l'air s'évacue. La transition vers les températures froides est extrêmement brutale: on passe entre 2320 m et 2300 m de

-1°C à -7°C. Bien que situé un peu plus au nord de la zone mesurée, on observe que CB-L2 se trouve bien dans cette zone de transition. Enfin, les températures minimales de -14°C mesurées à 2285 m montrent que l'aspiration maximale s'opère plus de 50 m plus haut que le pied de l'éboulis.

Malgré quelques températures positives mesurées sur le haut, aucune cheminée d'évacuation d'air n'a été observée lors des deux visites de terrain effectuées au mois de mars. Cela pourrait signifier que la température moyenne de l'éboulis est à 0°C, voire légèrement en dessous. On peut en conclure que la possibilité qu'un pergélisol occupe la partie inférieure de l'éboulis existe.

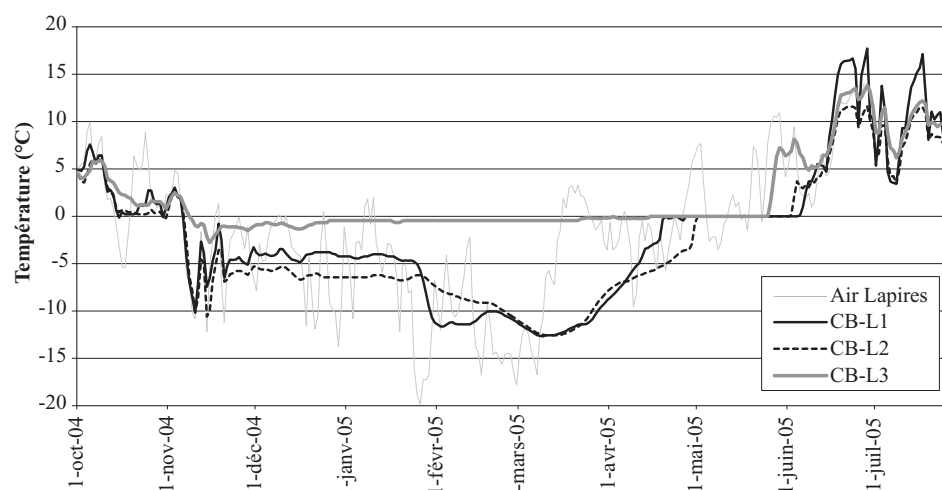


Fig. 3.156. Températures enregistrées au sol entre 2004 et 2005 sur l'éboulis du Creux du Boui.

3.3.15 Eboulis des Charmettes

3.3.15.1 Description du site et observations

Situé environ 300 m à l'ouest de l'éboulis du Creux du Boui, l'éboulis des Charmettes s'insère dans un petit cirque bordé de chaque côté par d'imposantes barres de calcaires du Malm, entre 2500 et 2600 m d'altitude (Fig. 3.153 (à gauche) et Fig. 3.157). Entre elles, l'éboulis monte localement jusqu'à la crête sommitale, une partie des parois qui alimentent l'accumulation ayant déjà été complètement érodée. Du fait de la hauteur des parois et de l'exposition nord-est du versant, l'effet d'ombrage est important. La partie principale de l'accumulation constitue un voile d'éboulis régulier sans forme de fluage visible. Un cône épais occupe la partie est du versant. La pente est généralement très raide. Un glacier rocheux de taille importante s'est développé au pied de l'éboulis. Les profondes dépressions qui marquent sa surface et la colonisation du secteur frontal par de la pelouse alpine témoignent de la probable inactivité de la formation.

Afin de saisir la distribution du pergélisol dans l'éboulis et les racines du glacier rocheux des Charmettes, un sondage géoélectrique et quatre traînées ont été effectués (Fig. 3.158). Ces données ont été complétées par une campagne de mesures BTS et par l'enregistrement en continu de la température du sol en trois emplacements (Pieracci 2006).

Lors de la réalisation du sondage géoélectrique le 19 août 2004, des écoulements d'eau locaux pouvaient être entendus dans l'éboulis (par exemple à proximité du capteur Ch-L2). Un affouillement de la couche poreuse de surface a révélé la présence de glace à une profondeur de 1 m environ.



Fig. 3.157. Vue sur le site des Charmettes, avec l'éboulis étudié et l'imposant glacier rocheux inactif. On observe au premier plan des dolines (thermokarstiques ?) dans des dépôts morainiques.

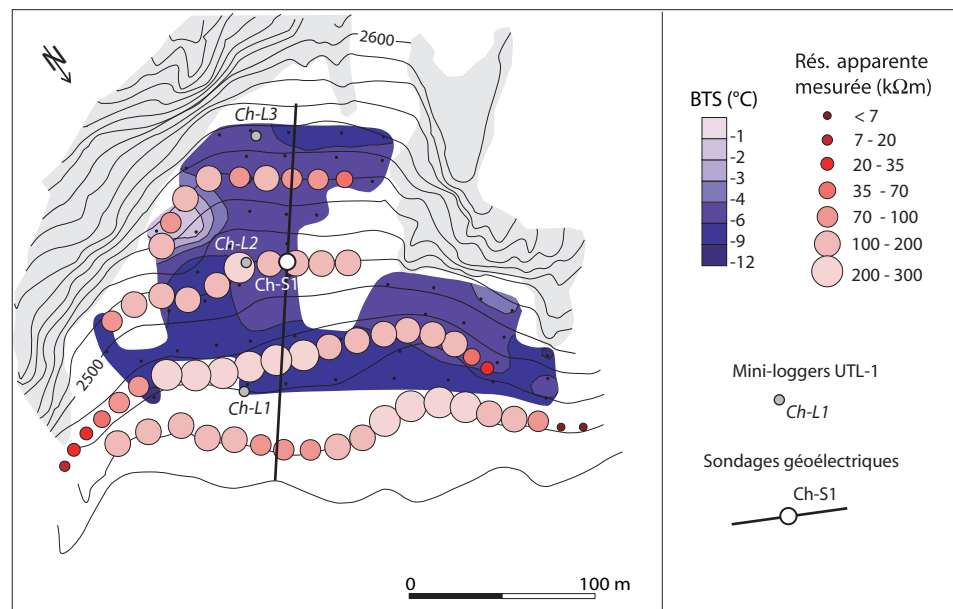


Fig. 3.158. Mesures effectuées sur l'éboulis des Charmettes: sondage géoélectrique, résistivités apparentes mesurées (écartement inter-électrode: 15 m), mesures BTS du 10 mars 2005 (interpolées par krigeage simple) et localisation des trois mini-loggers UTL-1.

3.3.15.2 Propriétés électriques de l'éboulis

Le sondage a été effectué sur le voile d'éboulis, dans le sens de la pente. Sous un premier niveau de 2 m environ et d'une résistivité de 40 à 60 kΩm, un niveau très résistant a pu être mis en évidence (Fig. 3.159). Il atteint une résistivité de 670 kΩm pour une épaisseur de 15 m environ du côté aval. Ce niveau est moins épais du côté amont (7 m), mais sa résistivité demeure élevée puisqu'elle montre des valeurs de 500 kΩm. Le troisième niveau identifié possède pour sa part des résistivités de l'ordre de 10 kΩm.

Les quatre traînées effectuées horizontalement permettent d'apprécier la répartition du corps résistant dans l'éboulis et dans les racines du glacier rocheux (Fig. 3.158). Si, comme l'avait montré le sondage, on retrouve une légère décroissance des résistivités vers l'amont, on observe néanmoins des valeurs supérieures à 100 kΩm quelques mètres sous les parois sommitales.

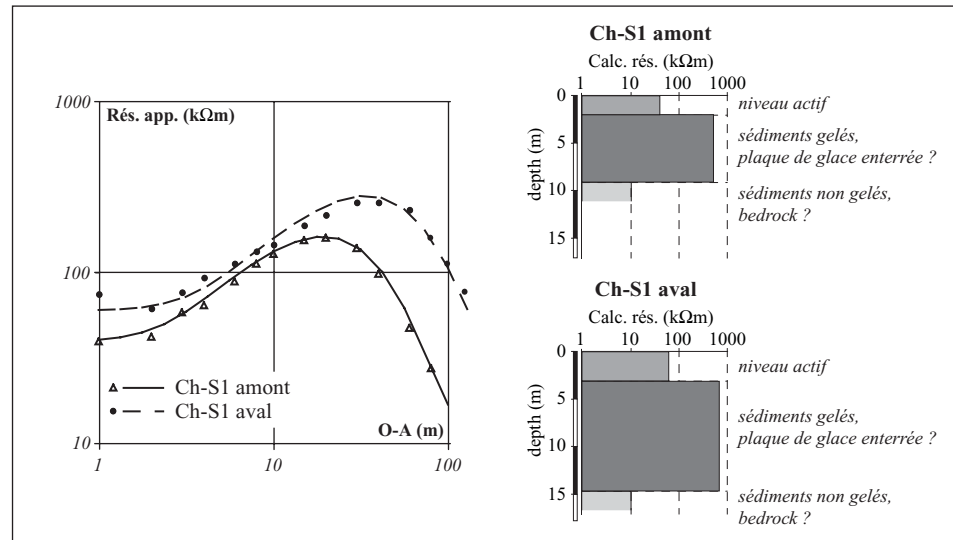


Fig. 3.159. Branches amont et aval du sondage géoélectrique réalisé sur l'éboulis des Charmettes.

Des résistivité si élevées n'ont jamais été mesurées dans les autres éboulis étudiés dans le cadre de cette étude. D'autres part, l'opposition amont-aval que l'on observe habituellement ne se retrouve pas ici. Nous avons donc affaire à un cas très particulier. L'observation de glace à faible profondeur permet d'interpréter ce corps résistant comme un niveau à forte teneur en glace qui se prolonge visiblement dans les parties hautes de l'éboulis. L'origine de cette glace n'est pas connue. On peut toutefois émettre l'hypothèse que le fort effet d'ombrage qu'offre les parois a dû permettre par le passé (Petit Age Glaciaire ?) le maintien de névés permanents dans ce petit cirque. Des apports de neige par le vent via la partie sommitale de la pente non protégée par des parois sont également à envisager. Au fil des années, ce névé aurait pu évoluer en plaque de glace. Son enfouissement sous des apports constants de matériaux rocheux serait ainsi à l'origine de la glace massive mise en évidence par la géoélectrique.

3.3.15.3 Régime thermique de surface

Les mesures BTS révèlent des températures globalement inférieures à -4°C (Fig. 3.158). Même si les températures minimales ont été mesurées au bas de l'éboulis, le réchauffement en direction de l'amont demeure modéré. On observe toutefois une exception, sur le cône, où l'on passe en une vingtaine de mètres de -6°C à -1°C . Est-ce le signe d'une ventilation ascendante profonde ? Au vu de la probable forte teneur en glace du secteur, on peut en douter. Parallèlement, un effet de cheminée confiné au niveau actif aurait dû engendrer des températures inférieures à -1°C dans le haut du cône. L'explication à ces températures élevées reste pour l'instant sans réponse.

Les trois capteurs de température ont été disposés selon un profil amont-aval (Fig. 3.158). Ch-L1 (pied de l'éboulis) et Ch-L2 (partie médiane) reflètent une remarquable homogénéité (Fig. 3.160). Les températures qu'ils enregistrent entre janvier et avril demeurent extrêmement stables à -5°C . Situé au sommet de la pente, Ch-L3 montre des températures légèrement plus élevées (env. -3.5°C) durant la même période. Même si les variations sont minimes, on observe un léger réchauffement au sol lors des deux vagues de froid. Une ventilation ascendante peu marquée et restreinte au niveau actif peut dès lors être envisagée. Aucun indice de ventilation profonde n'est par contre présent.

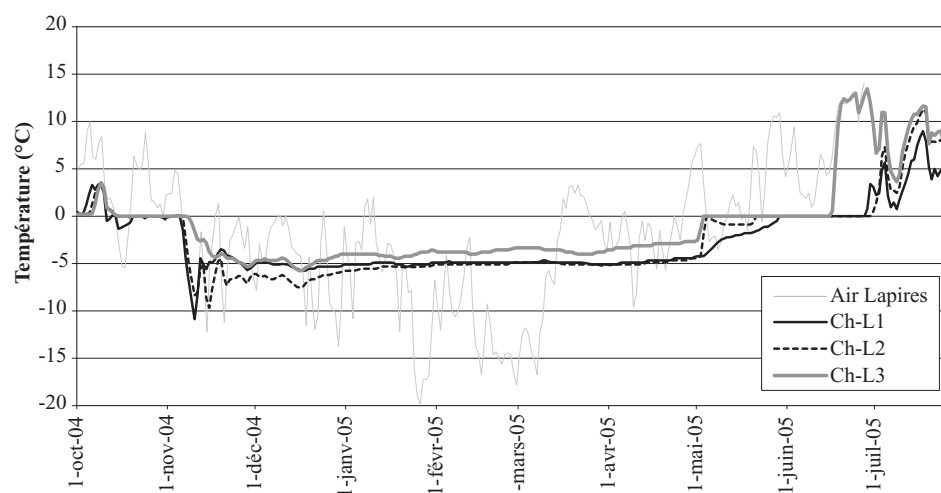


Fig. 3.160. Températures enregistrées au sol entre 2004 et 2005 sur l'éboulis des Charmettes.

3.3.16 Autres éboulis

De simples observations effectuées durant l'hiver et le début de l'été montrent que des systèmes de ventilation sont actifs dans de nombreux éboulis situés à la limite inférieure du pergélisol discontinu.

Le 27 mars 2004, une cheminée de grande dimension était présente dans le milieu dans la partie médiane de l'éboulis du **Six des Orgues** (coord. de la cheminée: 569'550/98'327, altitude de 2309 m), dans la région de Champex – Les Valettes (Fig. 3.161). L'épaisseur du manteau neigeux était d'environ 2 m. Aucune autre cheminée n'était présente dans la pente. Des sorties d'air étaient par contre visibles à la base des parois sommitales.

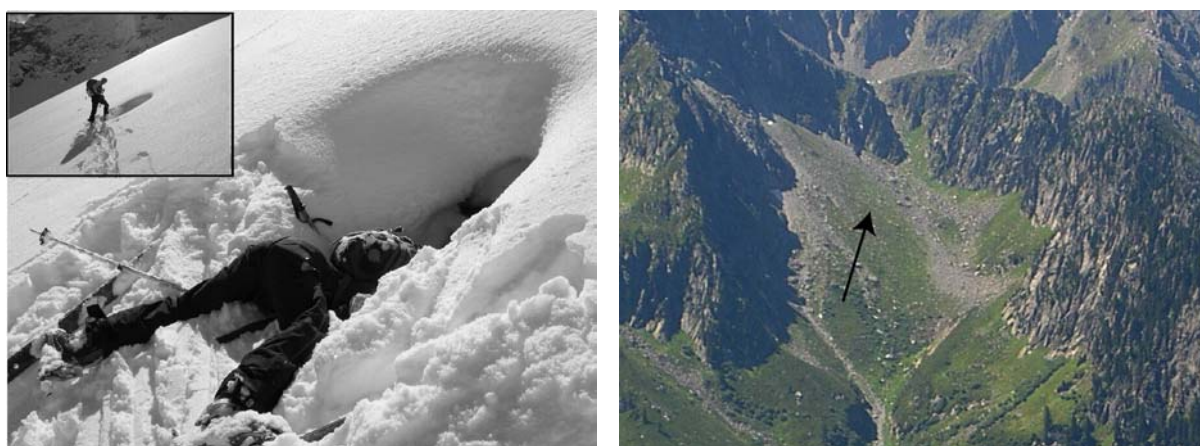


Fig. 3.161. A gauche: cheminée de fonte observée sur l'éboulis du Six des Orgues. Photos: C. Denis. A droite: vue sur l'éboulis végétalisé du Six des Orgues; la flèche indique la position de la cheminée.

De nombreuses cheminées ont été observées dans le versant sud du **Mont Dolin** (Arolla), vers 2700 mètres d'altitude (600'900/96'850), le 14 mars 2005.

De multiples fenêtres de fonte précoce ont été observées entre les mois de juin et de juillet sur différents éboulis du Val d'Hérens ou du Val d'Anniviers, ainsi que dans le **massif des Ecrins** (France)(Fig. 3.162).



Fig. 3.162. Fenêtres de fonte précoces dans des éboulis du massif des Ecrins (France), vers 2500 m d'altitude.

3.4 Synthèse - discussion

Au terme de ces analyses de cas, il convient de dresser la synthèse des principaux enseignements à retenir au sujet des caractéristiques du pergélisol contenu dans les éboulis (Chap. 3.4.1), du mode de répartition du pergélisol dans les éboulis (Chap. 0), des circulations d'air au sein des éboulis (Chap. 3.4.3), du rôle de la redistribution de la neige par les avalanches (Chap. 3.4.4) et de la difficile question de la cause du faible contenu en glace dans les éboulis (Chap. 3.4.5).

3.4.1 Caractéristiques électriques du pergélisol dans les éboulis

Les caractéristiques du pergélisol sont documentées par les multiples sondages géoélectriques verticaux effectués dans les différents éboulis étudiés. Nous avons vu, tout au long des différentes études de cas présentées, que la forme adoptée par les courbes pouvait être extrêmement variable. Cette variabilité est toutefois liée en premier lieu aux caractéristiques de la couche active et, plus précisément, à sa porosité. Les cas extrêmes ont été rencontrés sur les éboulis de Tsena Réfien (Chap. 3.3.8) et du Mont Gitsa (Chap. 3.3.9), constitués de blocs massifs (orthoogneiss et mylonites), avec des résistivités de surface parfois voisines de 300 k Ω m. Dans ces deux cas, le niveau de surface masque presque complètement les caractéristiques des couches profondes, rendant très difficile la détection d'un pergélisol peu résistant. Dans la majorité des cas cependant, on observe un niveau résistant en profondeur, surmonté par un niveau conducteur intermédiaire.

La présence de ce niveau intermédiaire conducteur, très bien distinguable sur la plupart des courbes obtenues, permet d'attribuer le niveau résistant suivant à un pergélisol et non pas une couche poreuse. En effet, une stratigraphie générale constituée d'un niveau aéré, d'un niveau de blocs colmatés par des fines et à nouveau d'un niveau aéré serait très surprenante. De plus, les coupes que l'on peut généralement observer dans les éboulis (glissements de terrain, excavations, etc.) montrent le plus souvent la présence d'un unique niveau aéré au-dessus d'un niveau de blocs soutenus par une matrice sablo-graveleuse. Dans la plupart des cas, la présence d'un corps résistant en profondeur peut donc difficilement être attribuée à autre chose qu'à un pergélisol.

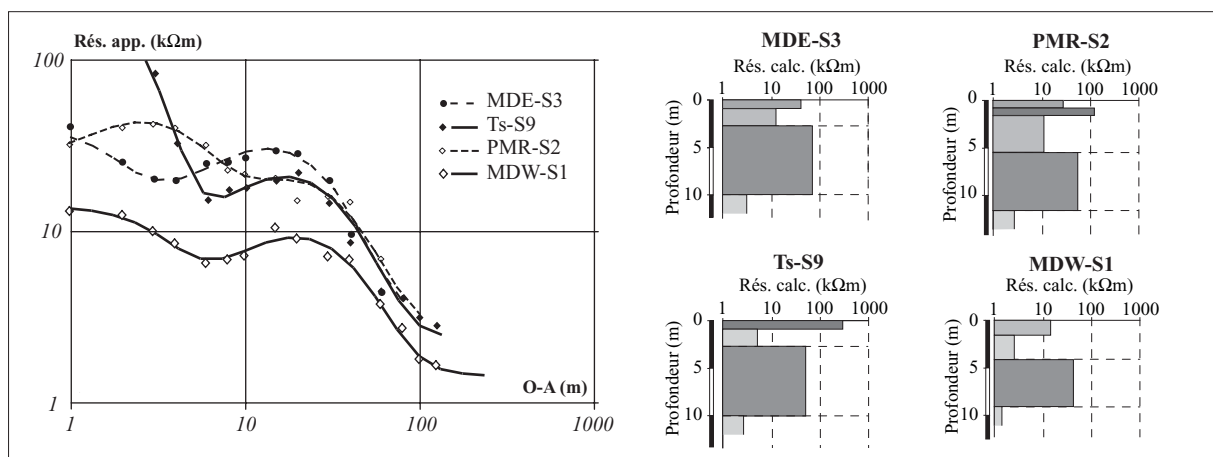


Fig. 3.163. Courbes géoélectriques typiques relevées dans des éboulis d'altitude gelés (MDE = Mont Dolin est, Ts = Tsarminé, PMR = Petit Mont Rouge, MDW = Mont Dolin ouest).

Site	Alt. min.	Alt. max.	Expos.	Pergélisol	Pg dans part. inférieure	Pg dans part. médiane	Pg dans part. supérieure	Ventilation ascendante	Remarques
Lapires	2380	2700	NE	oui	oui	non	oui	probable	Grand éboulis hétérogène
Atlas	2620	2800	W	oui	oui	non	oui ?	probable	Deux cônes coalescents
Lacs des Vaux	2720	2870	NW	oui	oui	oui	oui	possible	Versant avec protalus ramparts (éboulis fluant)
Yettes Condjà éboulis	2600	2680	NE	oui	oui	oui	oui	possible	Voile d'éboulis
Yettes Condjà versant	2730	2950	E	oui	oui	non	oui	possible	Versant hétérogène
Mont Gelé Sud	2500	2620	SW	non ?	non ?	non	non	certaine	Cône d'éboulis
Monts de Cion	2500	2620	WSW	oui	oui	?	?	?	Eboulis fluant
Petit Mont Rouge	2600	2700	E	oui	oui	non	non ?	certaine	Cône d'éboulis, protalus rempart
Tsena Refien	2620	2950	NE	oui	oui	non ?	oui ?	possible	4 éboulis coalescents
Mont Gitsa	2870	3040	SSW	oui	oui	non ?	non	probable	Plusieurs cônes coalescents, protalus rempart
Mont Dolin W	2760	2880	W	oui	oui	oui	non	possible	Eboulis fluant
Mont Dolin E	2650	2850	E	oui	oui	non	oui	possible	Voile d'éboulis
Tsarmine	2620	2820	WNW	oui	oui	?	non ?	possible	Voile d'éboulis
Dent de Perroc	2600	3000	W	oui	oui	?	oui ?	?	Voile d'éboulis
Creux du Boui	2240	2400	ENE	oui ?	oui ?	non	non	certaine	Cône d'éboulis
Charmettes	2500	2600	NE	oui	oui	oui	oui	improbable	Voile d'éboulis
Six des Orgues	2150	2400	NE	?	?	?	?	certaine	Voile d'éboulis

Tab. 3. Tableau récapitulatif des 17 éboulis d'altitude étudiés ou observés.

Toutefois, les résistivités apparentes de ce niveau résistant ne sont, dans l'ensemble, pas très élevées: généralement inférieures à 50 k Ω m. Elles sont souvent du même ordre de grandeur que celles des premiers mètres de la surface, caractérisés par une couche de blocs poreuse (Fig. 3.163). Au final, cela donne des résistivités spécifiques le plus souvent inférieures à celles obtenues sur des glaciers rocheux. L'étude approfondie du complexe sédimentaire glacier rocheux – éboulis du Lac des Vaux (Chap. 3.3.3) et du Mont Dolin ouest (incluant les mesures de Gardaz (1999), Chap. 3.3.10) l'illustre parfaitement. Cette différence peut être attribuée à des contenus en glace moindres dans les éboulis. Se pose dès lors la question suivante: pourquoi y a-t-il peu de glace dans les éboulis ? Avant d'essayer d'y répondre, il est nécessaire de faire le point sur la distribution du pergélisol dans les éboulis et d'évaluer la part de responsabilité du mécanisme de ventilation dans la répartition du pergélisol.

3.4.2 Distribution du pergélisol

Les différentes études de cas présentées montrent que la distribution du pergélisol au sein des éboulis est le plus souvent hétérogène (Tab. 3). L'analyse des 17 cas d'étude montre que:

- **Pratiquement aucun éboulis n'est intégralement occupé par du pergélisol.** L'éboulis des Charmettes (Chap. 3.3.15) fait figure d'exception, avec de la glace massive présente dans l'intégralité de la pente. L'unique sondage réalisé dans le petit éboulis du vallon des Yettes Condjà (Chap. 3.3.4.2) semble également montrer que le pergélisol occupe une large portion de l'accumulation sédimentaire. Ce cas sera rediscuté plus loin. Concernant les autres formations, l'éboulis du Lac des Vaux (Chap. 3.3.3) est celui qui semble présenter la plus grande extension de portions gelées. Sa situation bien établie à l'intérieur de la ceinture du pergélisol discontinu (Alt. inf. 2700, expos. nord-ouest) l'explique en partie. Dans les autres cas, la distribution du pergélisol est clairement discontinue. Les résistivités peuvent varier considérablement en quelques dizaines de mètres seulement, comme nous avons pu le voir sur l'éboulis des Attelas (Chap. 3.3.2), sur celui du Lac des Vaux (différences notables de résistivités mesurées par les branches sud-ouest de LV-S7 et nord-est de LV-S10, qui se superposent partiellement), ou encore dans le versant ouest du Mont Dolin (Chap. 3.3.10).
- **Dans la majorité des cas étudiés, le pergélisol se rencontre en premier lieu dans la partie inférieure des éboulis.** C'est dans ce secteur qu'ont été systématiquement mesurées les résistivités maximales et les températures minimales. Des cas comme l'éboulis du Creux du Boui (Chap. 3.3.14) ou celui du versant est du Mont Dolin (Chap. 3.3.11) montrent cependant que les températures les plus froides ne sont pas systématiquement mesurées au pied de la pente mais quelques dizaines de mètres plus haut. Il n'y a dès lors pas toujours correspondance entre résistivités élevées et températures froides. Ce point sera discuté au chapitre 3.4.3.4.
- Dans plusieurs cas, les températures de surface et parfois les résistivités électriques témoignent de la **présence possible de pergélisol dans la partie sommitale de l'accumulation sédimentaire** (ex. Lapires, Attelas, Mont Dolin est, Tsena Réfien). Dans les sites étudiés, l'altitude inférieure de ce secteur est de 2700 à 2800 m selon les cas. Les valeurs mesurées ne sont malgré tout de loin pas aussi significatives que dans les parties basses des éboulis.
- **Les secteurs amont et aval sont, dans la plupart des cas, séparés par une bande à l'intérieur de laquelle le pergélisol est absent.** Cette zone se

prolonge dans certains cas jusqu'au sommet de la pente (ex. Petit Mont Rouge, Mont Gitsa).

- **L'hétérogénéité de la distribution du pergélisol va souvent de pair avec la taille de l'éboulis.** Si les 3 zones sus-mentionnées se retrouvent aux Lapires (Chap. 3.3.1), leur répartition spatiale varie fortement d'un endroit à l'autre de l'éboulis. Dans ce cas en effet, on trouve du côté ouest le secteur gelé aval au niveau du pylône 10, situé quelques centaines de mètres plus haut que le pied de l'éboulis. Du côté est par contre, le secteur gelé aval se situe au bas de l'éboulis, dans la zone du pylône 9.

En résumé, c'est dans la partie inférieure des éboulis que les résistivités électriques sont les plus élevées et les températures du sol les plus froides. C'est donc dans ce secteur que la probabilité d'occurrence du pergélisol est la plus élevée. A l'amont, on trouve souvent une zone dégelée. Cette configuration spatiale reflète une distribution atypique du pergélisol. Enfin, il n'est pas rare de retrouver un secteur gelé dans les portions sommitales de l'éboulis.

3.4.3 La ventilation interne comme facteur de contrôle

Le bilan d'énergie du sous-sol dépend en partie des échanges conductifs/convectifs entre l'atmosphère et le sol (cf. Chap. 1.3.2). Cette question ne sera pas rediscutée ici. La plupart des éboulis étudiés étant situés à l'intérieur de la ceinture régionale du pergélisol discontinu, la présence de pergélisol dans ces accumulations sédimentaires n'est pas en contradiction avec les conditions topoclimatiques d'occurrence du pergélisol. Cependant, la distribution atypique du pergélisol constatée dans la plupart des éboulis étudiés montre que les échanges thermiques advectifs ont un poids tout aussi important, si ce n'est plus important que les échanges thermiques conductifs/convectifs dans la répartition du pergélisol.

3.4.3.1 *Mise en évidence d'une ventilation ascendante à haute altitude*

Le fonctionnement d'un mécanisme de ventilation au sein des éboulis situés à l'intérieur de la ceinture du pergélisol discontinu est beaucoup plus difficile à détecter que dans le cas des éboulis froids de basse altitude. Dans ces derniers en effet, la seule présence de cheminées de fonte en hiver prouve que de l'air circulant dans le terrain s'évacue dans le haut de la pente. Dans les éboulis d'altitude étudiés ici, des cheminées de fonte ont pu être observées uniquement sur les éboulis du Mont Gelé sud (Chap. 3.3.5) et du Petit Mont Rouge (Chap. 3.3.7), ainsi que très localement sur l'éboulis du Mont Gitsa (Chap. 3.3.9). Or les deux premières formations sont celles dont les conditions topoclimatiques sont les moins favorables au pergélisol, parce que situées à la limite inférieure du pergélisol discontinu dans la région. Il est donc probable que la température moyenne de ces deux éboulis soit légèrement supérieure à 0°C. L'air qui s'évacue dans le haut de la pente provoque alors une fusion du manteau neigeux, ce qui conduit à terme à l'apparition de cheminées de fonte.

Dans les cas où la température de l'éboulis est négative ou égale à 0°C, la circulation d'air ascendante n'engendrera pas de fonte du manteau neigeux. Il n'y a donc pas d'indice visuel d'un effet de cheminée. Dès lors, le meilleur moyen de l'attester est l'observation des températures du sol parallèlement aux températures de l'air, afin d'y déceler des variations opposées entre les deux variables.

Au Mont Gelé sud, au Petit Mont Rouge, au Mont Dolin est, au Mont Gitsa et au Creux du Boui, la transition entre les températures BTS froides du bas de la pente vers des températures BTS beaucoup plus élevées en direction de l'amont se fait de manière

extrêmement rapide. Or, mis à part l'éboulis du Mont Dolin est, ces éboulis sont les seuls pour lesquels une ventilation ascendante a pu être prouvée, via l'observation de cheminées de fonte ou les oppositions du comportement thermique entre le haut et le bas de la pente. Ce gradient thermique marqué témoigne de la faible distance qui sépare les secteurs d'aspiration et d'évacuation d'air. En ce sens, il constitue un indice du fonctionnement d'un mécanisme de ventilation ascendante au sein d'un éboulis. Cependant, il n'en constitue pas non plus une preuve. En effet, un gradient thermique important a également été observé sur l'éboulis des Yettes Condjà et sur un secteur de l'éboulis des Charmettes, sans que la présence d'un effet de cheminée n'ait pu y être démontré.

3.4.3.2 Profondeur du cheminement de l'air

Dans tous les éboulis étudiés, une circulation d'air ascendante durant l'hiver s'avère possible à probable, voire certaine selon les cas (cf. Tab. 3). Dans le haut de la pente, des températures voisines de 0°C avec des réactions inverses à celles de la température de l'air sont indicatrices d'une circulation d'air profonde. C'est par exemple le cas aux Attelas, au Mont Gelé sud ou encore au Petit Mont Rouge.

Quand les températures qui accompagnent les variations inverses à la température de l'air sont négatives, il est par contre plus difficile de savoir si l'air a transité en profondeur ou non. Si tel est le cas, c'est que le terrain contient des portions où le pergélisol n'est pas saturé. De l'air peut donc y circuler. Or, un éboulis peut être refroidi jusqu'à une profondeur considérable (Delaloye 2004). L'air qui est évacué plus haut peut donc avoir une température négative, même si la température moyenne annuelle de l'éboulis est voisine de 0°C. En l'état des connaissances actuelles, il est impossible de fixer un seuil de températures du sol indicatrices de circulation profonde ou non. Toutefois, on peut émettre l'hypothèse que des températures de -5°C accompagnant des variations inverses à la température de l'air sont synonymes de ventilation à travers les matériaux poreux de surface (couche active) uniquement. Il serait en effet surprenant qu'un air circulant en profondeur ne subisse pas un réchauffement plus marqué lorsqu'il transite à travers la partie haute de l'éboulis. Il est enfin probable que la température que l'on mesure dans la zone d'évacuation soit en partie fonction du temps de transfert de l'air. Un temps de transfert lent permettra en effet un réchauffement de l'air plus marqué qu'un temps de transfert rapide.

Un léger réchauffement du terrain (de l'ordre de 1°C) a été constaté à plusieurs reprises lors de la première période froide de l'hiver 2004-2005 (20-30 janvier) dans les sections basses des éboulis. Si l'hypothèse d'un réchauffement du terrain par un mécanisme de ventilation ascendante au sein de la couche active peut être émise, d'autres facteurs liés à la neige ne doivent pas être exclus. Jusqu'au début de cette période en effet, le manteau neigeux était très peu épais dans les régions d'Arolla et de Verbier. L'arrivée de la neige, qui a coïncidé avec le début de la période de froid, a contribué à une augmentation de l'isolation thermique du terrain. Aurait-ce été suffisant pour induire un réchauffement de la surface du sol ? Est-ce que la métamorphose constructive de la neige liée à l'augmentation du gradient thermique du manteau neigeux aurait pu jouer un rôle dans ce réchauffement ? Ces questions demeurent pour l'heure sans réponse. Elles nécessitent des études plus approfondies.

3.4.3.3 Le rôle de la porosité

L'occurrence et l'efficacité d'un système de ventilation sont étroitement liées à la porosité de l'éboulis. Un sous-sol saturé en glace entravera grandement la circulation profonde de l'air. Nous l'avons vu par exemple sur l'éboulis du versant ouest du Mont

Dolin. En revanche, une sous-saturation en glace permettra à l'air de circuler (ex. Petit Mont Rouge).

L'influence de la granulométrie de surface sur le régime thermique du sol est abondamment discutée dans la littérature (par ex. Mittaz et al. 2000, Herz et al. 2003, Hanson & Hoelzle 2004). Comme c'est le cas pour un éboulis de basse altitude, la localisation des zones d'évacuation d'air va dépendre de la topographie du bedrock, mais également de la granulométrie ou de la porosité du terrain. Si les pores sont colmatés par des fines (micro-gélifractions, fines amenées par du ruissellement, des avalanches ou des laves torrentielles), l'air aura de la peine à y circuler. L'évacuation aura alors lieu ailleurs, là où la porosité est plus importante. C'est ce qui a été observé sur l'éboulis des Attelas (Chap. 3.3.2). La conséquence en est un réchauffement des zones à granulométrie grossière. On pourra alors mesurer des **températures plus froides dans les zones où un sol est présent** (loupes de solifluction par exemple) **que dans des zones à gros blocs**. Le cas de MGi-L1 et MGi-L2 (Mont Gitsa, Fig. 3.125), deux capteurs distants d'un mètre, disposés respectivement dans un sol et dans des blocs, montre le même phénomène. On a là l'illustration du poids que peuvent avoir les échanges thermiques advectifs par rapport aux échanges conductifs/convectifs dans le bilan énergétique final, contrairement à ce qui est souvent avancé (voir par ex. Harris & Pedersen 1998, Gorbunov et al. 2004).

3.4.3.4 Localisation du sur-refroidissement maximal en hiver

Comme nous avons pu le voir avec certains éboulis de basse altitude (ex. Dreveneuse, Bois des Arlettes), les BTS minimales ne sont pas forcément mesurées en pied de pente dans les éboulis de haute altitude. L'exemple le plus explicite est celui du versant est du Mont Dolin, où les BTS les plus froides se situent quelques dizaines de mètres à l'amont du pied de l'éboulis. La même observation peut être faite sur le cône C1 de l'éboulis du Mont Gitsa, sur l'éboulis du versant sud du Mont Gelé ou encore sur l'éboulis du Creux du Boui. Tout comme dans un éboulis froid de basse altitude, le processus d'aspiration atteint son maximum d'efficacité dans un secteur situé à quelques dizaines de mètres du pied de l'éboulis (Fig. 3.164).

En l'état des connaissances actuelles, il est difficile d'apporter une explication à ce phénomène. Tout au plus peut-on se risquer à proposer l'hypothèse suivante: l'efficacité du processus serait en partie fonction de la distance entre le secteur d'évacuation d'air et le secteur d'aspiration. En effet, en s'éloignant (en direction de l'aval) de la zone d'évacuation d'air, la puissance du mécanisme semble diminuer. L'éloignement entre le pied de l'éboulis et le secteur d'évacuation rendrait plus difficile le cheminement ascensionnel de l'air. La baisse de pression serait donc plus faible dans le pied de la pente que quelques dizaines de mètres plus, et donc l'aspiration d'air y serait moins efficace.

3.4.3.5 Modèle de la ventilation ascendante au sein d'un éboulis de haute altitude

Ces considérations permettent d'élaborer un modèle **de la circulation d'air au sein d'un éboulis situé à l'intérieur de la ceinture du pergélisol discontinu** (Fig. 3.164). Tout comme pour un éboulis froid de basse altitude, ce modèle ne fonctionne qu'en cas de conditions atmosphériques froides, lorsque la température de l'air est plus basse que celle de l'éboulis. Il sous-entend également que l'éboulis ne soit pas saturé en glace, ce qui entraverait fortement le déplacement de l'air. Ce modèle correspond à ce qui se passe dans les éboulis des Lapires ou des Attelas par exemple.

- La **zone 1** est celle où l'air est aspiré. Un refroidissement marqué du terrain s'y opère. Le pergélisol qui s'y trouve est le résultat du bilan d'énergie qui cumule les échanges thermiques conductifs/convectifs et advectifs. L'anomalie

thermique négative qui caractérise la partie inférieure des éboulis froids de basse altitude s'explique par le fait que les échanges thermiques advectifs l'emportent sur les échanges thermiques conductifs/convectifs.

- La **zone 2** est le lieu d'évacuation de l'air qui a circulé dans l'éboulis. Cet air peut provenir soit des couches profondes du terrain, soit du niveau actif. L'absence de pergélisol à des altitudes qui lui sont pourtant favorables (ex. Tsena Réfien) montre que le réchauffement du terrain par évacuation d'air "chaud" l'emporte sur le refroidissement du sol par conduction et convection.
- De l'air qui provient des parties profondes de l'éboulis peut aussi s'évacuer dans la **zone 3**. Cependant, les effets conjoints de l'altitude et de la diminution du rayonnement solaire (pied de paroi) favorisent le refroidissement du terrain par des échanges thermiques conductifs/convectifs, qui l'emportent sur les échanges thermiques advectifs. Si le bilan d'énergie est négatif, un pergélisol peut s'y trouver.

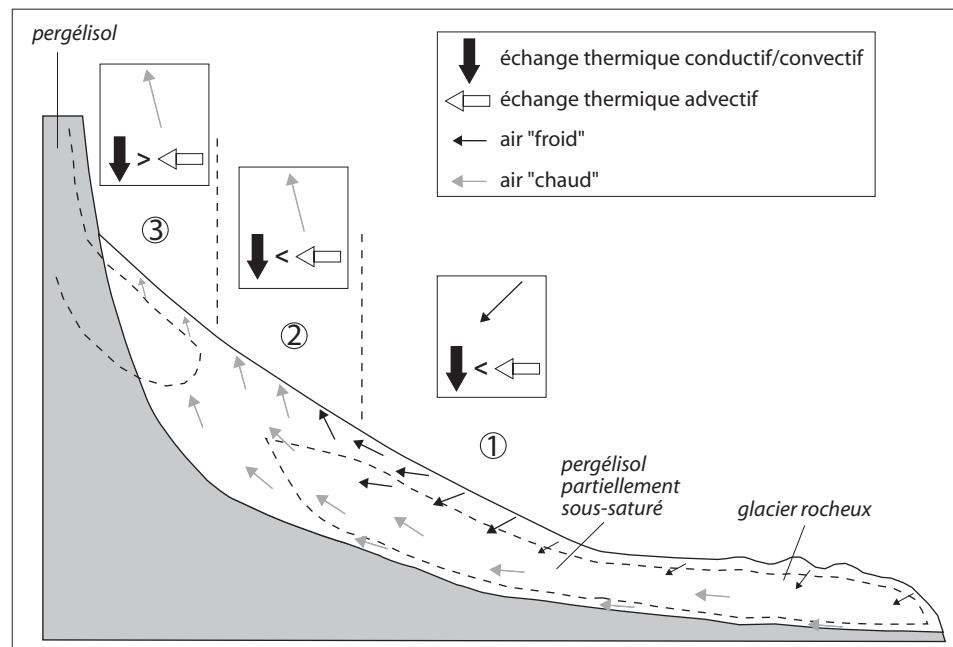


Fig. 3.164. Modèle de la circulation d'air ascendante dans un éboulis situé à l'intérieur de la ceinture du pergélisol discontinu.

3.4.3.6 Réversibilité du système

Si l'existence d'un effet de cheminée hivernal a pu être montrée dans certains cas, envisagée dans d'autres, il n'en va pas de même pour la réversibilité du système. Le bas des formations étudiées étant le plus souvent très poreux, la décharge d'air froid, si elle a lieu, s'opère à travers tous les pores de surface de l'éboulis. L'air est donc fortement diffusé, comme on suppose que cela est le cas au bas de l'éboulis froid du Larzey (cf. 3.2.3). Il est alors très difficile de mesurer une quelconque anomalie thermique négative estivale au bas d'un éboulis d'altitude.

3.4.3.7 Influence de la ventilation interne sur l'occurrence du pergélisol

Le sur-refroidissement hivernal lié à l'aspiration d'air n'engendre pas forcément le développement d'un pergélisol. Des températures de -10°C à la base du manteau neigeux ont ainsi été mesurées en mars 2005 dans la partie inférieure de l'éboulis du versant sud du Mont Gelé, alors que les données géoélectriques sont plutôt indicatrices d'absence de pergélisol.

Si la ventilation interne constitue le principal facteur explicatif de la présence de pergélisol dans un éboulis de basse altitude, la part qu'elle prend dans le bilan énergétique d'un éboulis situé à l'intérieur de la ceinture du pergélisol discontinu est extrêmement difficile à évaluer. Prenons le cas de l'éboulis des Attelas (Chap. 3.3.2). Est-ce que le pergélisol serait présent dans le bas de l'éboulis sans le sur-refroidissement induit par le mécanisme de ventilation qui semble y fonctionner ? Il est, pour l'heure, très difficile d'y répondre. La base de l'éboulis se situant proche de la limite inférieure régionale du pergélisol, définie sur la base de la limite inférieure des glaciers rocheux actifs/inactifs dans la région (Lambiel 1999), les conditions topoclimatiques du site sont peut-être suffisantes pour qu'un pergélisol y existe. Dès lors, l'anomalie thermique négative produite par le mécanisme de ventilation ne ferait que renforcer le refroidissement du terrain. Sans investigations plus approfondies, il est impossible d'en savoir plus. Nous retiendrons que les échanges thermiques advectifs se superposent aux échanges thermiques conductifs et convectifs.

On peut par contre émettre l'hypothèse que la présence d'importantes quantités de glace dans le glacier rocheux "fossile" situé au pied du versant est du Mont Dolin (cf. Chap. 3.3.11) est liée au système de ventilation visiblement actif dans le versant. Les BTS de 2005 ont montré le fort refroidissement que subissaient le bas de l'éboulis ainsi que les racines du glacier rocheux. Or, nous avons vu que la décharge d'air froid estivale avait lieu préférentiellement en pied de pente, voire dans la partie inférieure du glacier rocheux lorsqu'il y en a un (voir par exemple le cas du Gros Chadoua, Chap. 3.2.2). On peut envisager le même phénomène ici, avec pour conséquence une anomalie thermique négative qui maintiendrait des conditions de pergélisol dans le glacier rocheux.

L'importance que semble avoir la ventilation ne doit pas occulter le rôle des échanges thermiques conductifs et convectifs. Le meilleur exemple est probablement celui du Petit Mont Rouge, où se côtoient un protalus rempart dans lequel de la glace est présente et un secteur distant de quelques dizaines de mètres où le pergélisol semble absent. Dans les deux cas, un sur-refroidissement important s'opère durant l'hiver. L'hypothèse la plus vraisemblable pour expliquer la probable absence de pergélisol dans le second secteur est le fait que le rayonnement solaire y est légèrement plus important, du fait de l'exposition sud-est du versant, alors que le protalus est orienté à l'est. Pour aller dans le même sens que Delaloye (2004), on retiendra également de ceci que les BTS seules ne peuvent être utilisées pour détecter le pergélisol, mais plutôt pour identifier des anomalies thermiques du sol.

3.4.4 Le rôle des avalanches

Sans avoir observé systématiquement l'activité avalancheuse, ni les dépôts d'avalanches lors de la période de fonte du manteau neigeux, on peut malgré tout se risquer à dire que si le rôle de la redistribution de la neige par les avalanches sur le régime thermique du sol est certain, celui-ci ne peut en aucun cas expliquer à lui seul l'anomalie thermique négative que l'on observe généralement dans la partie inférieure des éboulis. Ce constat avait d'ailleurs déjà été établi par Lerjen et al. (2003) et Luetschg et al. (2004). D'une part, l'activité avalancheuse est extrêmement variable d'une année à l'autre, en fonction notamment des quantités de neige tombées au cours de l'hiver et de

l'intensité des périodes de redoux printanières (avalanches de fond). D'autre part, il est rare que les dépôts d'avalanches recouvrent l'intégralité de la partie inférieure d'un éboulis. Or les diverses mesures effectuées montrent que les secteurs froids d'un éboulis occupent le plus souvent toute la largeur de l'accumulation sédimentaire. Cette configuration spatiale est donc plutôt liée, comme nous l'avons vu, à une ventilation ascendante hivernale.

3.4.5 Teneur en glace des éboulis

Nous avons vu que les éboulis possédaient visiblement une teneur en glace moindre que les glaciers rocheux, d'où la question légitime de la raison de cette différence.

Delaloye (2004) a montré, via une prospection électrique, que les contenus en glace de l'éboulis du Creux du Van étaient probablement plus importants dans un secteur situé à plusieurs dizaines de mètres du pied de la pente qu'au bas de l'éboulis. Dans le cadre de ce travail de thèse, des observations similaires n'ont été faites que dans l'éboulis des Attelas et, dans une moindre mesure, dans l'éboulis du Petit Mont Rouge. Pour expliquer cette particularité, Delaloye avait émis l'hypothèse d'un assèchement du terrain lors de l'aspiration d'air froid en hiver, air qui, en se réchauffant à travers l'éboulis, entraînerait une évaporation/sublimation de l'humidité/glace de l'éboulis. Cette hypothèse peut être proposée pour les deux cas sus-mentionnés.

Cependant, il faut rester prudent sur les capacités d'un air froid circulant dans un éboulis à provoquer une sublimation de la glace. En effet, du fait d'un nombre d'études limité, des divergences d'opinion existent au sujet de l'importance des différentes variables dans le processus de sublimation (Law & van Dijk 1994). Ainsi, si l'effet du vent est très significatif à l'extérieur, le rôle d'un déplacement d'air à l'intérieur du terrain reste très mal connu. D'autres paramètres comme l'humidité du sol et la taille des grains (mêlés à la glace) sont également à prendre en compte, mais leur effet sur la sublimation est là-aussi très peu connu. Cependant, il est généralement admis que lorsque la température de l'air diminue ou que l'humidité relative augmente, la sublimation diminue.

Certes, une fois que l'air (dont la température au cœur de l'hiver est souvent inférieure à -15°C) a pénétré dans l'éboulis, il se réchauffe. Mais est-ce suffisant pour provoquer une sublimation de la glace ? Par ailleurs, ne pourrait-on pas également envisager que ce processus soit également actif en été, lorsque le système fonctionne dans l'autre sens ? Les premières mesures effectuées dans l'éboulis de Dreveneuse ne permettent pas pour l'heure d'y répondre. On peut cependant émettre l'hypothèse que le courant d'air estival étant plus chaud que le courant d'air hivernal, le processus d'évaporation/sublimation de l'humidité/glace de l'éboulis devrait être plus efficace en été.

Cette délicate question de l'assèchement du terrain par la circulation d'air interne reste donc ouverte. Elle mérite des mesures appropriées, si tant est qu'elles soient techniquement réalisables. Gageons toutefois que la poursuite des mesures entreprises sur l'éboulis de Dreveneuse apporte quelques éclaircissements à la question.

Une autre explication aux faibles teneurs en glace dans un éboulis est peut-être à rechercher simplement dans la déclivité du terrain. L'eau d'infiltration liée à la fonte de la neige et aux précipitations a tendance à s'écouler vers le bas de la pente, cela d'autant plus facilement que la déclivité est importante. En d'autres termes, le stockage de la glace sera facilité lorsque la pente est peu déclive. Cette hypothèse peut être illustrée par l'éboulis des Yettes Condjà par exemple, où la pente est peu prononcée et où de la glace semble présente dans le haut de l'éboulis.

Lorsque les quantités de glace dans un éboulis sont importantes (pergélisol sursaturé), un fluage du pergélisol s'opère. Ce phénomène s'observe dans l'éboulis du Lac des

Vaux et dans celui du versant ouest du Mont Dolin, les deux formations qui présentent vraisemblablement les contenus en glace les plus élevés (excepté l'éboulis des Charmettes) et où l'on observe des protalus ramparts et des bourrelets illustrant un fluage profond. Ce point nous amène au chapitre suivant, qui va s'intéresser aux mouvements de terrain et notamment à la magnitude des mouvements selon les différentes formes géomorphologiques étudiées.

Dynamique des terrains
sédimentaires gelés: relation avec
les caractéristiques du pergélisol
et signification climatique

4 Dynamique des terrains sédimentaires gelés: relation avec les caractéristiques du pergélisol et signification climatique

4.1 Introduction et problématique

Etant donné l'accélération du réchauffement climatique constatée depuis la fin des années 1980 (cf. Fig. 1.4), on peut légitimement s'attendre à une intensification des changements thermiques et géométriques du pergélisol alpin (voir par ex. Haeberli et al. 1993b). Les types d'instabilités affectant les versants sont extrêmement variés (par ex. Matsuoka et al. 1997). Dans le contexte d'un climat de plus en plus chaud, celles qui sont liées à la présence de pergélisol sont susceptibles de subir des changements notoires dans les décennies à venir, tant du point de vue des processus en action que des magnitudes de déplacement. L'analyse des mouvements de terrain en zone périglaciaire est donc essentielle, non seulement en vue de déterminer leur magnitude et leur distribution spatiale, mais également du point de vue des conséquences de l'évolution climatique. La question essentielle à laquelle ce chapitre va tâcher de répondre est la suivante: "*Quelle est la magnitude et la signification climatique des mouvements de terrain mesurés ou observés dans la zone d'étude?*".

4.1.1 Réchauffement du pergélisol

4.1.1.1 Généralités

Depuis les années 1990, la question des conséquences du réchauffement climatique sur le pergélisol est devenue centrale. Afin d'y répondre et de documenter sur le long terme les variations thermiques du pergélisol, divers réseaux d'observation et de monitoring thermique du pergélisol ont été mis sur pied. C'est le cas notamment de PACE (*Permafrost and Climate in Europe*, Harris et al. 2003). Ce réseau regroupe huit forages réalisés selon un transect nord-sud à travers l'Europe, du Spitzberg à la Sierra Nevada espagnole, en passant par la Scandinavie et les Alpes. Au niveau suisse, PERMOS (*Permafrost Monitoring Switzerland*) suit la même philosophie, avec une vingtaine de forages répartis entre les cantons des Grisons, de Berne et du Valais (voir Vonder Mühl et al. 2004).

Les profils de température relevés dans chacun des forages de PACE et de PERMOS montrent tous une incurvation de la partie supérieure du profil en direction du 0°C. Le gradient thermique augmente avec la profondeur. Il est même négatif jusqu'à 30-40 m de profondeur dans plusieurs cas. Ces observations montrent que le pergélisol s'est considérablement éloigné des conditions d'équilibre thermique. Le réchauffement du pergélisol à la surface est estimé à environ 0.5°C à 1.5°C au cours du 20^{ème} siècle (Isaksen et al. 2000a, Harris et al. 2003). La plus longue série de mesures dans les Alpes provient du forage de Murtèl (Grisons). Durant les 15 premières années de mesure (1987-2002), le terrain s'est réchauffé de 0.6°C à 11.6 m et de 0.2°C à 20 m (Harris et al. 2003). Cette apparente augmentation des températures en profondeur n'est cependant pas linéaire. Les variations annuelles sont en effet importantes, du fait de l'extrême variabilité des conditions d'enneigement.

Au niveau des variations saisonnières, une tendance se dégage des différents forages de PERMOS: il faut environ 6 mois pour que les températures de surface soient transmises à 10 mètres de profondeur (Vonder Mühl et al. 2004). A cette profondeur, les fluctuations à court terme des températures de surface sont filtrées. Les courbes adoptent alors des formes plus ou moins sinusoïdales.

4.1.1.2 Le forage des Lapires

Les températures sont enregistrées depuis 1998 dans le forage de l'éboulis des Lapires (cf. chap. 3.3.1.2). Jusqu'à l'été 2003, le dégel ne s'était jamais opéré en dessous de 4 m (Fig. 4.1). Dès cette profondeur, la température demeurait invariablement à 0°C durant toute l'année, signe d'un pergélisol tempéré. L'été caniculaire 2003 a provoqué une fonte à 4 m, avant que le terrain ne gèle à nouveau en hiver. Une fonte plus marquée s'est produite à nouveau l'été suivant. Durant l'hiver 2004-2005, la vague de froid s'est propagée jusqu'à une profondeur de 11 m, alors que les années précédentes, des températures distinctement négatives (inférieures à -0.2°C) n'avaient jamais été enregistrées en dessous de 4 m (Fig. 4.2). Ensuite, au cours de l'été 2005, le dégel est descendu jusqu'à 5 m. On note également que les températures ont été plus élevées à 5 m qu'à 4.5 m, ce qui reste difficile à expliquer (échanges énergétiques advectifs ?). Enfin, malgré la dérive que semble subir le MADD (réchauffement par pallier simultanément à différentes profondeurs), on observe que le pergélisol s'est réchauffé à 19.6 m durant l'été 2005.

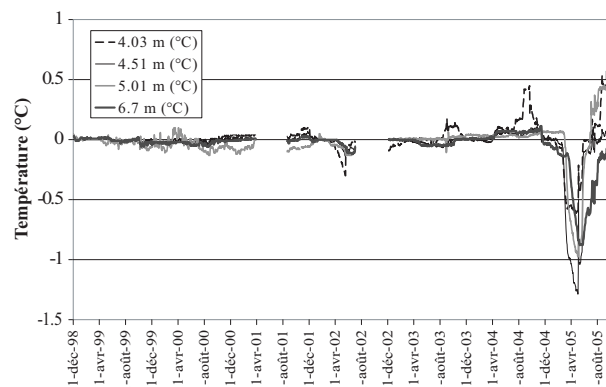


Fig. 4.1. Températures enregistrées entre la base de la couche active et les niveaux supérieurs du pergélisol entre 1998 et 2005 dans le forage des Lapires.

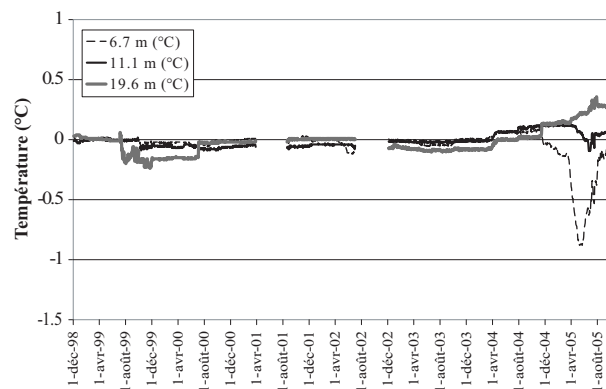


Fig. 4.2. Températures du pergélisol enregistrées entre 1998 et 2005 dans le forage des Lapires. La hausse des températures par palier dès l'hiver 2003-2004 est à mettre sur le compte d'une dérive du MADD (station de mesure automatique) et non sur un réchauffement du terrain.

En résumé, on observe que le profil thermique du pergélisol est resté extrêmement stable entre 1998 et 2003. La vague de chaleur de l'été 2003 a provoqué un épaissement du niveau actif, qui n'a depuis jamais retrouvé son épaisseur initiale. On constate ensuite que le niveau actif s'est épaissi de 1 m entre l'été 2003 et l'été 2005. Enfin les dernières mesures semblent témoigner d'une fonte du pergélisol par le bas, ce qui correspond, selon Haerberli et al. (1993b), à la réaction finale du pergélisol à un changement de la température en surface. Sans vouloir pousser plus loin l'analyse, on retiendra que le pergélisol de l'éboulis des Lapires est en train de se réchauffer à un rythme accéléré.

4.1.2 Fluage du pergélisol

Un nombre considérable d'ouvrages ou de publications traite de la compréhension des processus de déformation du pergélisol alpin (par ex. Haeberli 1985, Barsch 1992, 1996, Burger et al. 1999, Kääb & Vollmer 2000, Arenson 2002, Arenson et al. 2002, Frauenfelder et al. 2004 ou encore Kääb & Reichmuth 2005). Il est communément admis que le fluage du pergélisol résulte de la déformation plastique de la glace contenue dans le pergélisol sursaturé en glace (par ex. Barsch 1992). Arenson (2002) précise que, quand la température du pergélisol est comprise entre 0°C et environ -2°C, la déformation des sédiments gelés est influencée par le contenu en glace, la taille et la distribution des particules minérales, la pression hydrostatique et la température. Cet auteur, ainsi que Kääb et al. (in press), insiste sur l'importance de l'eau contenue dans la matrice gelée. Sa quantité augmente avec l'augmentation de la température, ce qui provoque une diminution des forces de contrainte (*shear strength*) et donc une augmentation de la "susceptibilité au fluage" (*creep susceptibility*). L'eau agirait donc comme un véritable lubrifiant, plus ou moins efficace selon la proportion de particules fines (Ikeda et al. 2003).

Les mesures de déformation dans des forages, si rares soient-elles, montrent par ailleurs qu'une partie importante du mouvement horizontal se concentre dans des zones de cisaillement (par ex. Haeberli et al. 1998, Hoelzle et al. 1998). Arenson et al. (2002) ont observé que la part de la déformation se produisant dans la zone de cisaillement par rapport à la déformation totale variait entre 59% et 67% dans les forages des glaciers rocheux de Murtèl, Muragl et Pontresina-Schafberg. Dans ces trois cas, les zones de cisaillement étaient situées entre 15 et 30 mètres de profondeur.

Selon Arenson et al. (2002), une bonne correspondance existe entre les mesures de déformation dans les forages et celles issues de l'analyse d'images aériennes (photogrammétrie). Cela signifie que l'étude de la dynamique des glaciers rocheux et d'autres terrains sédimentaires gelés à l'aide de mesures de surface donne une bonne approximation du mouvement profond et est donc en ce sens pleinement justifiée. Etant donné le coût élevé d'un forage, la photogrammétrie ou les mesures de terrain ont jusqu'ici été beaucoup plus couramment utilisées (par ex. Francou & Reynaud 1992, Berthling et al. 1998, Sloan & Dyke 1998, Koning & Smith 1999, Kääb et al. 2003, Kaufmann & Ladstädter 2003, Odegard et al. 2003, Kääb & Reichmuth 2005, Roer 2005).

4.1.3 Réaction de la dynamique des glaciers rocheux face au réchauffement du pergélisol et variations saisonnières

De nombreuses études montrent la forte sensibilité de la dynamique des glaciers rocheux face aux variations de la température interne du pergélisol (par ex. Arenson et al. 2002, Ikeda et al. 2003, Kääb et al. in press). Hoelzle et al. (1998) notent par exemple une corrélation positive entre la température du pergélisol du glacier rocheux de Murtèl et les vitesses de surface. Il est d'ailleurs communément admis que les glaciers rocheux "froids" fluent plus lentement que les glaciers rocheux dont la température est proche du point de fusion (par ex. Kääb et al. 2003). Les vitesses mesurées sur les glaciers rocheux du Spitzberg sont ainsi souvent de l'ordre de 5-10 cm/année (par ex. Isaksen et al. 2000b), alors que des valeurs de l'ordre du décimètre au mètre, voire plus, sont régulièrement relevées sur les glaciers rocheux alpins (par ex. Kääb et al. 1997, Lambiel & Delaloye 2004). Lorsque la température du pergélisol n'est pas connue, on utilise les températures de surface, voire la température de l'air. Sur la base d'une étude statistique sur un nombre considérable de glaciers rocheux, Frauenfelder et al. (2003) notent ainsi une bonne corrélation entre MAAT (mean annual

air temperature) et les vitesses de surface, alors que la relation entre la pente des glaciers rocheux et les vitesses est très faible, voire inexistante.

Une accélération des vitesses de déplacement des glaciers rocheux depuis quelques décennies est relevée dans plusieurs études: depuis le début des années 1990 selon Zick (1996) ou Roer et al. (2005), depuis les années 1980 selon Gorbunov & Titkov (1992), ou encore depuis les années 1960 selon Mihajlovic et al. (2003). Il est communément admis que l'augmentation des déformations est liée au réchauffement du pergélisol. Arenson et al. (2002) notent par exemple que la réduction de la résistance au cisaillement, et donc l'accélération, est due à l'élévation de la température du corps gelé. Les accélérations constatées sont répandues aussi bien dans tout l'arc alpin (par ex. Ikeda et al. (2003) dans les Grisons, Avian et al. (2005) dans les Hohe Tauern en Autriche et Bodin (comm. pers.) dans le massif des Ecrins en France) qu'à l'échelle régionale. Dans le Val de Tourtemagne, l'analyse photogrammétrique de 15 glaciers rocheux actifs effectuée par Roer (2005) révèle que ceux-ci ont connus entre les périodes 1975-1993 et 1993-2001 une accélération de 16% à 350% selon les cas. Le glacier rocheux de Tsarmine (Val d'Arolla, cf. chap. 4.2.4) a pour sa part vu ses vitesses doubler entre les périodes 1967-1983 et 1983-1999 (Delaloye et al. 2005b).

Les études sur les variations saisonnières des déformations sont encore rares, malgré le fait qu'elles peuvent être considérables (Haerberli 1985). Le faible nombre de forages dans lesquels celles-ci sont mesurables (à l'aide d'un inclinomètre) en sont une première raison. La difficulté de la réalisation de mesures de terrain durant l'hiver, liée à l'enfouissement des blocs sous la neige, en est une autre. Au vu de ce qui a été présenté ci-dessus, on peut cependant s'attendre à ce que les fluctuations annuelles de la température du pergélisol provoquent des variations de vitesses annuelles (Ikeda et al., 2003). Selon Arenson et al. (2002), dans les cas où le plan de cisaillement est situé au-dessus de l'amplitude annuelle 0°C (ZAA), des différences saisonnières doivent être attendues, avec un décalage qui dépend des propriétés thermiques et donc de la propagation de la chaleur dans le terrain.

Arenson et al. (2002) ont relevé sur le glacier rocheux de Muragl des vitesses 3 fois plus élevées en hiver qu'en été. Les vitesses maximales ont par exemple été mesurées en décembre. Le décalage entre les températures de surface maximales et les vitesses maximales est ainsi de 4 mois. Sur le glacier rocheux des Becs de Bosson (Réchy), des mesures mensuelles au DGPS réalisées entre octobre 2004 et septembre 2005 ont montré que les vitesses furent élevées jusqu'en janvier 2005, avant de subir un fort ralentissement (de 50% à 80% des vitesses estivales) jusqu'en avril-mai (Lambiel et al. 2005, Perruchoud & Delaloye 2005). Ces variations saisonnières semblent contrôlées par les températures de surface avec un décalage de quelques semaines à quelques mois. Cela indique qu'une partie importante du mouvement a lieu dans des couches proches de la surface, bien au-dessus du plan de cisaillement.

Les variations saisonnières de vitesse ne dépendent pas uniquement de la température, mais également de la quantité d'eau sous forme liquide. Les glaciers rocheux dont la lithologie permet une concentration en eau importante proche de la surface déjà – on pense notamment aux caleschistes et aux marnes – peuvent réagir très rapidement à une modification du contenu en eau. Mihajlovic et al. (2003) ont, par exemple, mesuré sur le glacier rocheux de Furggentälti (Gemmi) une accélération pendant la période de fonte du manteau neigeux.

4.1.4 Objectifs et hypothèses de recherche

L'objectif de ce chapitre consiste à évaluer les mouvements de terrain mesurés sur certains sites du point de vue de:

- leur magnitude
- leur relation avec les caractéristiques du pergélisol
- leur signification du point de vue climatique
- leur variations saisonnières

Les formes géomorphologiques pour lesquelles des données concernant les mouvements de terrain sont disponibles sont variées:

- Glaciers rocheux actifs: Yettes Condjà (chap. 4.2.2), Col de Chassoure (chap. 4.2.6), Mont Dolin (chap. 4.2.7);
- Glacier rocheux inactif: Yettes Condjà (chap. 4.2.2);
- Glacier rocheux pseudo-inactif¹: Les Lués Rares (chap. 4.2.5);
- Glacier rocheux réactivé²: Tsarmine (chap. 4.2.4);
- Glacier rocheux en crue³: Pointe du Tsaté (chap. 4.2.8);
- Versant complexe (éboulis, protalus remparts⁴, lobes de gélifluction): Lac des Vaux (chap. 4.2.3);
- Eboulis: Yettes Condjà (chap. 4.2.2), Lac des Vaux (chap. 4.2.3), Mont Dolin (chap.4.2.7);
- Moraine de poussée⁵: Col des Gentianes (chap. 4.2)

Dans le détail, les **quatre objectifs** énoncés ci-dessus vont consister à:

1. ***Déterminer la magnitude des mouvements sur chacun des sites***

La diversité des formes étudiées implique une forte différence dans l'amplitude des mouvements auxquels on peut s'attendre. Il va donc s'agir de quantifier les mouvements de terrain sur des accumulations sédimentaires soumises à des conditions de gel permanent.

2. ***Analyser les mouvements détectés du point de vue des caractéristiques du pergélisol***

La plupart des sites ont fait l'objet de mesures visant à déterminer l'extension spatiale et les caractéristiques du pergélisol. Il va donc s'agir de mettre en relation les mouvements constatés avec les informations obtenues sur la nature du sous-sol, dans le but de comprendre en quoi celle-ci influence le fluage du pergélisol.

3. ***Analyser les mouvements détectés du point de vue climatique***

La dynamique du pergélisol est étroitement liée à sa température interne, qui dépend à son tour fortement des températures atmosphériques. En quoi la magnitude des mouvements et les déstabilisations de terrain constatés illustrent-elles les effets du réchauffement du pergélisol (et du réchauffement

¹ Glacier rocheux dont la morphologie traduit une inactivité (présence de dolines thermokarstiques, abondance de lichens, front végétalisé, etc.), mais dont le déplacement est tout de même significatif.

² Glacier rocheux qui était apparemment (pseudo-)inactif, mais dont les vitesses sont aujourd'hui élevées.

³ Glacier rocheux dont les vitesses sont très élevées (plusieurs m/a) et qui montre de nombreux signes de déstabilisation (niches d'arrachements, nombreux blocs basculés, apparition de la matrice sableuse en surface, etc.).

⁴ "Micro" glacier rocheux, composé d'un seul lobe, généralement de faible épaisseur.

⁵ Sédiments gelés déformés par une avancée glaciaire.

climatique ?) sur la dynamique des terrains sédimentaires gelés en permanence ?

4. *Analyser les variations saisonnières des mouvements*

Comment la dynamique du pergélisol réagit-elle aux variations de la température de surface du terrain ? En particulier, quel est l'impact d'épisodes climatiques sévères sur les vitesses de fluage du pergélisol ? C'est là le dernier objectif auquel va tâcher de répondre cette étude.

Chacun des quatre objectifs énoncés ci-dessus repose sur une **hypothèse** qui lui est propre:

1. A l'intérieur d'un même lobe de glacier rocheux, les vitesses de déplacement sont spatialement bien corrélées entre elles à courte distance. En revanche, elles peuvent varier considérablement d'un lobe à l'autre et encore plus d'une formation à l'autre, même si la distance qui les sépare n'est que de quelques mètres.
2. Les vitesses dépendent de plusieurs facteurs (pente, granulométrie, etc.). C'est cependant la température du pergélisol, la quantité de glace et la quantité d'eau sous forme liquide qui ont le plus de poids dans la magnitude des mouvements.
3. Etant donné le réchauffement du pergélisol au cours du 20^{ème} siècle, nombre de glaciers rocheux et d'autres terrains sédimentaires gelés en permanence ont vu leur vitesse de fluage augmenter. Cette modification de la dynamique peut être observable sur le terrain sous la forme de zones en état de déstabilisation plus ou moins prononcée.
4. Les vitesses horizontales de surface peuvent varier considérablement d'une saison ou d'une année à l'autre en fonction des conditions climatiques qui ont régné durant les mois précédents la période d'observation. Dans les cas de terrains sédimentaires à contenu en glace élevé, les mouvements verticaux réagissent immédiatement à une variation de la température de surface.

Note:

La problématique présentée ci-dessus s'est dessinée relativement tard dans l'élaboration de la thèse. A vrai dire, la question des mouvements de terrain n'avait pas été envisagée dans l'élaboration du projet de thèse. C'est seulement suite à l'obtention de résultats intéressants, voire surprenants, dans le vallon des Yettes Condjà, que l'envie d'explorer plus à fond cette thématique s'est faite ressentir. La mise en évidence de l'accélération des vitesses et le fait que des collègues suisses et européens faisaient les mêmes constatations au même moment ont fini par me convaincre d'intégrer les résultats obtenus dans le travail de thèse. De nombreux résultats ont été obtenus très récemment avec mes collègues de l'Institut de Géographie de l'Université de Fribourg (R. Delaloye) et de l'Institut Universitaire Kurt Bösch (R. Lugon) dans le cadre d'un projet visant à évaluer l'apport d'images InSAR pour la détection de mouvements de terrain en zone de pergélisol (Delaloye et al. 2005b). C'est pour cela que plusieurs résultats présentés ici sont extrêmement récents. Il ne s'agit souvent que de premières observations ou mesures, qui sont évidemment appelées à être poursuivies. Les cas présentés n'en sont pas moins pertinents et permettent de répondre aux questions soulevées ci-dessus.

4.2 Etudes de cas

Neuf études de cas sont présentées. Elles traitent, comme nous l'avons vu, d'objets géomorphologiques variés. Les deux premiers cas étudiés, la moraine du Col des Gentianes et les glaciers rocheux du vallon des Yettes Condjà, sont documentés par un important volume de données. Ils occuperont une partie importante de cette section. Sont ensuite présentés les premiers résultats obtenus et les observations effectuées sur les sept autres cas étudiés.

4.2.1 Moraine de poussée du Col des Gentianes

L'objet d'étude du Col des Gentianes est une moraine de poussée. Avant d'exposer les mouvements de terrain qui y ont lieu, une analyse du régime thermique (documenté par des enregistrements en forage) et des caractéristiques du pergélisol (contenus en glace, extension spatiale) est effectuée.

4.2.1.1 Description du site

Situé à 2894 m, le Col des Gentianes constitue un des nœuds essentiels du domaine skiable des Quatre Vallées (Fig. 1.2). Le col est dominé par le Mont Fort (3328 m), dont le versant nord-ouest est occupé par le glacier de Tortin. De dimensions réduites (un peu plus d'un km²), ce glacier a construit, lors du Petit Age Glaciaire, la partie amont de sa moraine latérale gauche au niveau du Col des Gentianes (Fig. 4.3).

Le secteur est utilisé pour la pratique du ski depuis la fin des années 1970 (Lambiel & Reynard 2003b). Edifiée sur la moraine, la gare de départ du téléphérique du Mont Fort a été construite entre 1977 et 1979. Les problèmes liés à la réalisation d'ouvrages en haute montagne (voir Haerberli 1992) se sont rapidement posés. Lors des travaux d'excavation, de la glace a été observée à partir d'une profondeur de 5 m environ (P. Glassey, comm. orale). La glace se présentait sous forme de grosses lentilles pluri-décimétriques. La poursuite des travaux a nécessité l'utilisation de la dynamite pour excaver le mélange blocs-glace. Pour éviter tout mouvement du bâtiment, 6 pieux de béton de 2,5 m de largeur ont été enfouis dans le terrain gelé jusqu'à une profondeur moyenne de 15 m. Ces observations directes témoignent de la présence de pergélisol dans la moraine du Col des Gentianes.

Une photographie aérienne prise en 1959⁶ permet d'apprécier l'état de la formation sédimentaire avant les interventions humaines. On peut y voir que la moraine est relativement effilée dans sa partie nord, dès les bâtiments. Dans sa partie sud par contre, il s'agit plutôt d'un gros monticule allongé, de forme arrondie et dont l'aspect est différent de celui d'une moraine construite. En fait, on est probablement en présence d'un cas de **moraine de poussée**, telle que décrite par Haerberli (1979), Reynard et al. (2003), Delaloye et al. (2003b,c), Delaloye (2004), Lugon et al. (2004) ou encore Lambiel et al. (2004). La moraine du Col des Gentianes est probablement le résultat du déplacement et de la déformation de matériaux gelés par l'avancée du glacier de Tortin au Petit Age Glaciaire (voire lors d'une avancée précédente). La position initiale et la nature de ce corps sédimentaire gelé n'en restent pas moins difficiles à déterminer. On peut émettre l'hypothèse d'un glacier rocheux qui se serait développé au pied de la paroi nord que l'on peut observer sur la droite de la Fig. 4.3 (à droite de "forage", là où s'accumulent aujourd'hui les blocs sur le glacier) et sur la Fig. 4.5. En se reformant, le glacier aurait entraîné avec lui le corps sédimentaire pour le déposer dans sa position actuelle. Il est vraisemblable que la moraine de poussée occupait également la

⁶ non représentée ici, du fait de la faible qualité de l'image.

dépression du Col (Fig. 4.3), mais qu'elle ait été ensuite entièrement détruite par le glacier qui diffluaît au niveau de cette dépression.



Fig. 4.3. Vue aérienne sur la région du Col des Gentianes. La moraine de poussée commence au col et se termine quelques dizaines de mètres au nord des bâtiments. Photo prise le 20 juillet 2000.



Fig. 4.4. Les bâtiments sont ancrés dans une moraine gelée. A l'aval, de la glace morte affleure sous les sédiments.

La construction des bâtiments a nécessité l'aplanissement du secteur. On a ainsi comblé la dépression située entre la moraine effilée et la roche en place affleurante (visible au premier plan sur la Fig. 4.3). Les matériaux utilisés proviennent de la partie effilée de la moraine, ainsi que de la surface de la moraine de poussée. La forme initiale de la moraine a donc été complètement modifiée. Le restaurant se trouve sur le remblai (Fig.

4.3). Finalement, pour faciliter l'accès au téléphérique pour les skieurs arrivant du glacier, une route a été construite dans le flanc intérieur de la moraine entre le glacier et les bâtiments (Fig. 4.5). Ces travaux de terrassement ont eux aussi mis à jour des lentilles de glace.

Enfin, signalons que l'on peut observer à l'aval des bâtiments des affleurements de glace dans la partie interne de la moraine. Cette glace très pure ne correspond aucunement à un éventuel affleurement de pergélisol, mais bien à de la glace du glacier de Tortin, enfoui dans la moraine à cet endroit (Fig. 4.4). Il s'agit d'une structure fréquente de moraines de poussée latérales (voir Delaloye 2004).

4.2.1.2 Régime thermique du pergélisol : le forage

4.2.1.2.1 Emplacement et observations

La situation idéale de cette moraine de poussée, avec un accès routier, nous a motivé à y effectuer un forage afin de suivre le régime thermique de ce type de terrain encore très peu documenté. L'emplacement du forage devait répondre aux critères suivants:

- se trouver dans un secteur à pergélisol,
- éviter les secteurs présentant des mouvements de terrain latéraux trop importants,
- éviter au maximum les perturbations thermiques latérales,
- se trouver à l'abri des dameuses,
- se trouver à une distance suffisante des bâtiments.

Le choix s'est porté sur le côté amont de la route qui mène au glacier, au pied du talus sommital de la moraine (Fig. 4.5). Si cet emplacement répond aux critères définis, il présente toutefois le désavantage d'être situé dans un terrain dont la morphologie initiale a été perturbée. Les travaux de terrassement effectués durant les années 1980 ont en effet passablement modifié la structure sommitale de la moraine en dégageant les blocs de surface, amincissant ainsi la couverture sédimentaire qui surmonte le pergélisol et provoquant de ce fait un déséquilibre de la couche active et un réchauffement du pergélisol. On peut supposer cependant qu'étant donné l'intervalle de temps entre ces travaux et la réalisation du forage, un nouvel équilibre thermique a pu se faire dans les premiers mètres de la moraine.



Fig. 4.5. Vue sur la moraine de poussée depuis les bâtiments. Le forage a été effectué sur le côté amont de la route qui mène au glacier.

La profondeur du forage est de 21 mètres. Les travaux, effectués en octobre 2002, ont révélés les niveaux suivants (M. Maret, comm. orale):

- 0 m à 4 m: sédiments divers, absence de glace;
- 4 m à 5,5 m : glace massive, pas de blocs, quelques graviers;
- 5,5 m à 21 m: mélange glace – graviers/galets; peu de blocs (les plus grossiers: 30 cm max); le bedrock n'a pas été atteint.

Ces observations correspondent grossièrement à celles effectuées lors des travaux d'excavation de la gare de départ du téléphérique, 25 ans plus tôt.

4.2.1.2.2 Profil thermique et variations saisonnières

Le forage a été équipé avec une station MADD de la maison Etrelec (Renens, VD). Dix capteurs ont été placés à différentes profondeurs (cf. Fig. 4.6 et Fig. 4.7). Un mini-logger UTL-1 documente la température de surface du terrain.

En substance, les données thermiques révèlent que:

- La moraine est gelée en tous cas jusqu'à 20 m.
- La température à 20 m est d'environ -0.5°C. On peut parler de pergélisol quasi-tempéré, au sens défini par Delaloye (2004).
- L'épaisseur du niveau actif est inférieure à 1,5 mètres.⁷
- En dessous de 7 mètres, les variations saisonnières sont très atténuées

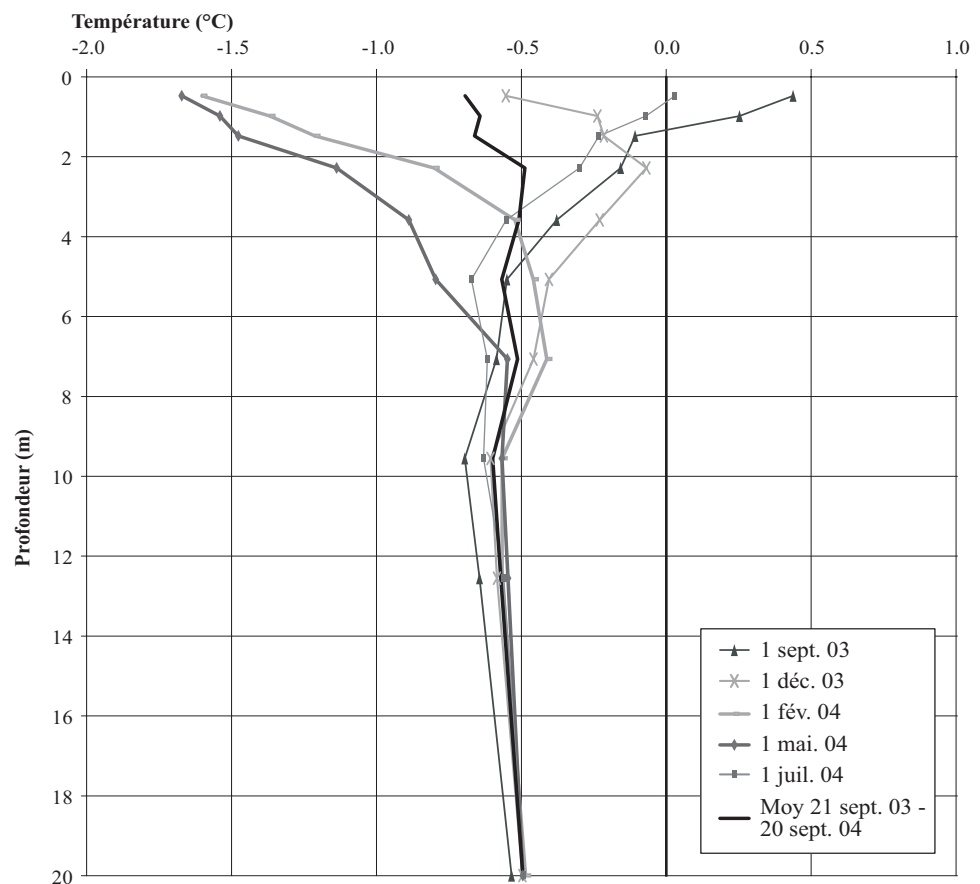


Fig. 4.6. Profil thermique du pergélisol de la moraine du Col des Gentianes.

⁷ ce qui remet en cause les appréciations du foreur selon qui la glace était absente jusqu'à 4 m de profondeur.

Le **profil thermique** de la moraine est en adéquation avec les profils relevés habituellement dans le pergélisol (Fig. 4.6) (voir Harris et al. 2003, Vonder Mühl et al. 2004). En effet, si on observe la température moyenne annuelle, on remarque que le gradient thermique varie avec la profondeur. Il est plus ou moins nul jusque vers 10 mètres de profondeur et devient positif en dessous. Le forage étant peu profond, il n'est pas possible de savoir jusqu'à quelle profondeur le réchauffement du 20^{ème} siècle s'est propagé. Pour les mêmes raisons, il n'est non plus possible de calculer le gradient thermique initial, et donc de reconstituer les températures de surface initiales, c'est-à-dire avant le réchauffement du terrain. On retiendra donc que le pergélisol des Gentianes s'est réchauffé en tous cas jusqu'à 10 mètres de profondeur.

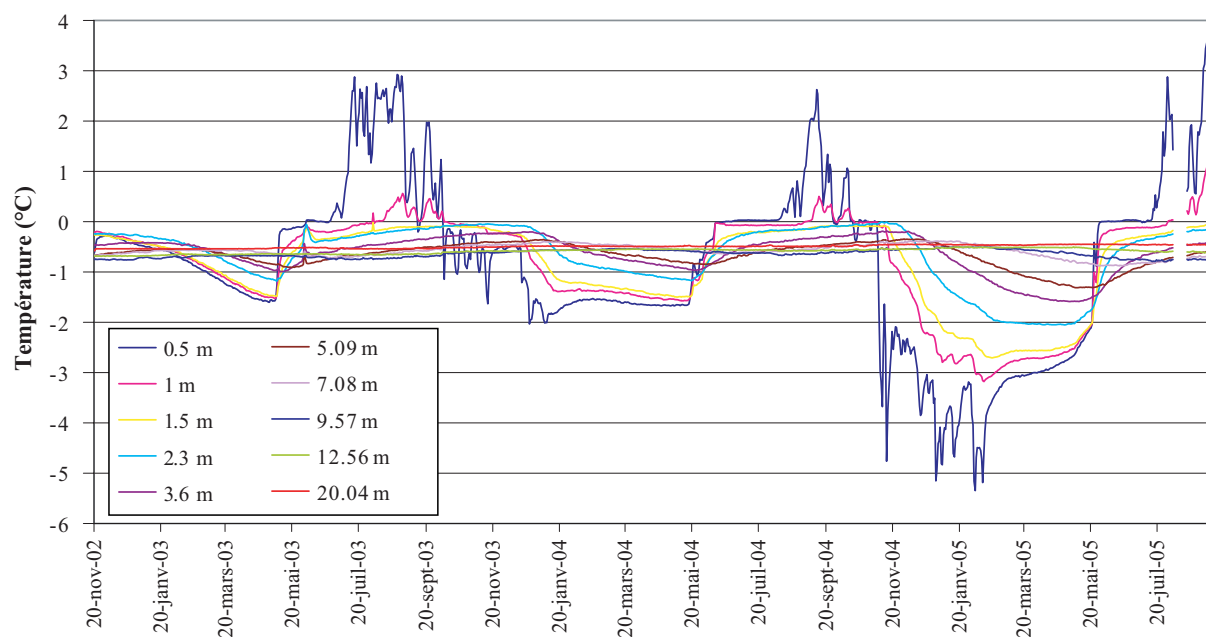


Fig. 4.7. Températures enregistrées dans le forage du Col des Gentianes entre novembre 2002 et août 2005.

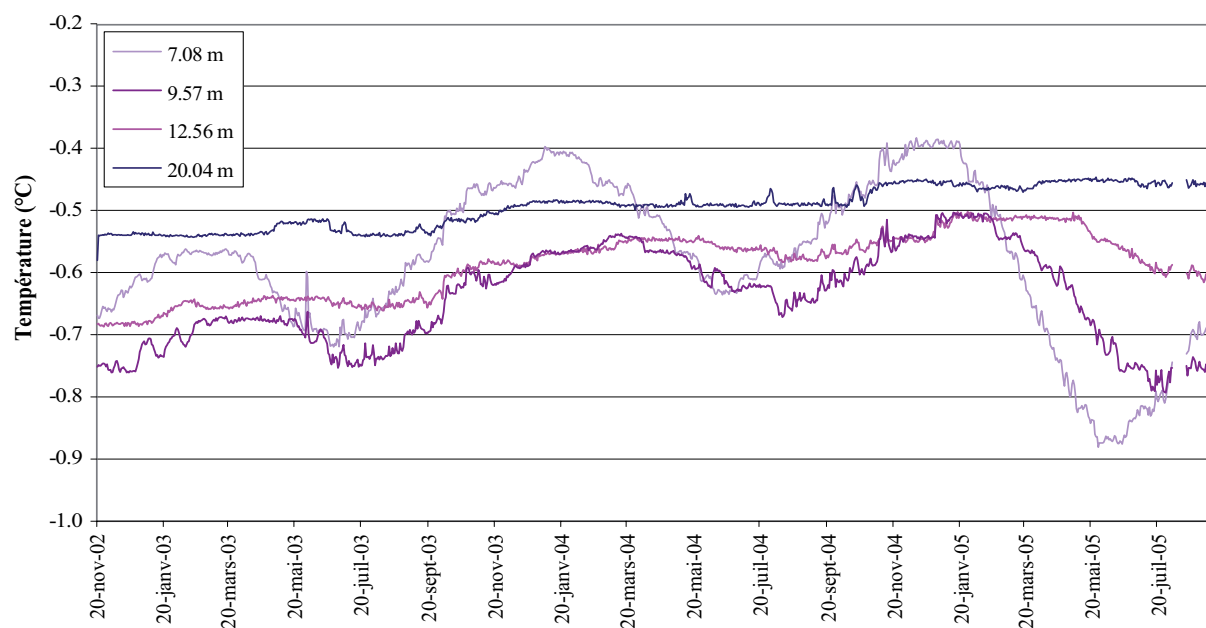


Fig. 4.8. Températures enregistrées dans la partie inférieure du forage du Col des Gentianes entre novembre 2002 et août 2005.

Comme en témoigne le profil thermique (Fig. 4.6), des **variations** sont encore enregistrées à **20 m de profondeur**. L'amplitude annuelle 0 (ZAA) est donc probablement située plus bas. Les fluctuations enregistrées à cette profondeur demeurent toutefois minimales. A 9,5 m, elles n'étaient ainsi que de 0,2°C environ durant l'année hydrologique 2003-2004. C'est seulement au-dessus de 7 m que les variations sont bien marquées.

Le **décalage temporel des variations de température avec la profondeur** s'observe bien sur la Fig. 4.7 durant l'année 2004-2005. La Fig. 4.8 propose un zoom sur les capteurs situés en dessous de 7 m. On observe qu'à 9,5 m, les températures minimales sont enregistrées en août. Il faut donc environ 6 mois pour que le transfert de chaleur s'opère à 10 m de profondeur. Il s'agit de valeurs classiques pour la conduction thermique d'un pergélisol dans un terrain sédimentaire (Vonder Mühl et al. 2004). L'atténuation des variations de surface avec la profondeur et le décalage temporel de ces variations montrent que le régime thermique de la moraine est purement conductif, du moins pour le corps du pergélisol: la transmission d'énergie se fait de manière verticale.

La Fig. 4.8 permet également d'observer l'évolution des températures à 20 m de profondeur. Si la température est globalement stable durant plusieurs mois, on remarque toutefois deux périodes durant lesquelles la température gagne 0.03-0.05°C. Sachant que ces variations sont inférieures à la précision de mesure du capteur, il faut les considérer avec prudence. Seule la poursuite des mesures permettra de vérifier si la moraine est effectivement en train de se réchauffer à cette profondeur.

La conséquence des conditions d'enneigement radicalement différentes des hivers 2002-2003 et 2004-2005 (cf. chap. 1.2.4) sur le **régime thermique de sub-surface** se visualise très bien sur la Fig. 4.7. L'évolution des températures du terrain au cours de ces deux hivers a connu en effet des comportements diamétralement opposés. L'hiver 2003-2004, qui n'a pas été marqué par un quelconque événement particulier, comme ce fut le cas pour les deux autres hivers, montre des températures à 50 cm d'environ -1.6°C (et de -1.9°C au sol, non représenté ici). Ces valeurs sont relativement élevées pour un pergélisol. Elles doivent partiellement s'expliquer par la faible porosité de la surface du terrain, qui limite le refroidissement automnal.

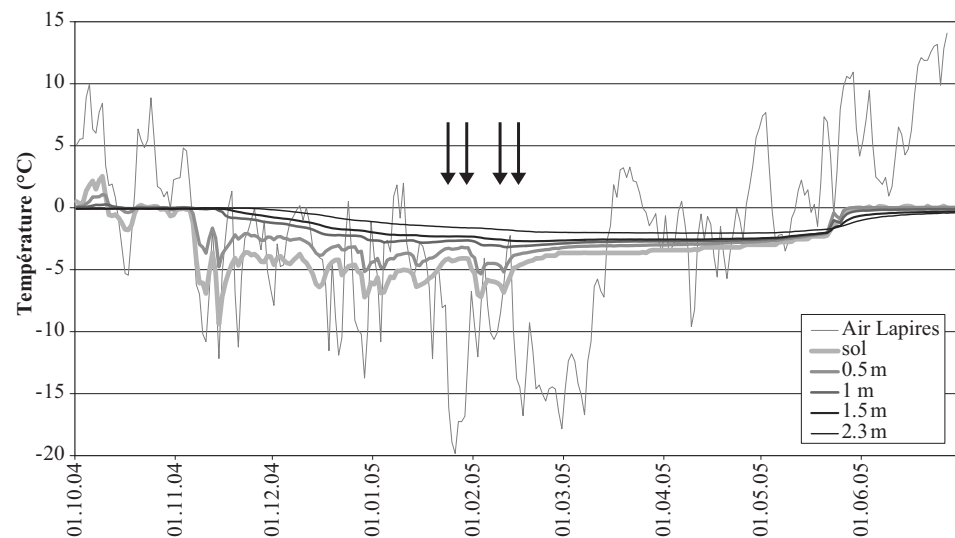


Fig. 4.9. Températures enregistrées dans la partie supérieure du forage du Col des Gentianes durant l'hiver 2004-2005. Les flèches indiquent les moments où la température du niveau actif a réagi de manière inverse à la température de l'air.

Le **comportement thermique du niveau actif durant l'hiver 2004-2005** mérite une analyse (Fig. 4.9). Jusque vers le 20 janvier, l'enneigement est faible. Les températures du sol suivent alors les températures de l'air. Par la suite, durant de la vague de froid de cet hiver (qui débute le 20 janvier), le comportement des températures du terrain se modifie. Lors des variations brutales des températures de l'air, les températures du sol réagissent de manière inverse. En revanche, on observe, au cœur des périodes froides (24-31 janv. et 13 fév.-10 mars), un ralentissement du réchauffement du terrain. On en conclut que l'échange thermique conductif/convectif est alors partiellement remplacé par un échange advectif. Tout indique que la vague de froid de cet hiver a provoqué un déplacement d'air ascendant (effet de cheminée) dans le niveau actif de la moraine. Le forage étant situé une vingtaine de mètres plus haut que le glacier, il est tout à fait envisageable que de l'air puisse s'élever dans le flanc intérieur de la moraine, pour être ensuite évacué sur le dos de celle-ci, donc dans les environs du forage. On note enfin qu'à 1 m ce comportement inverse est tout juste perceptible. C'est donc bien uniquement le niveau actif qui est concerné par cet échange advectif.

4.2.1.3 Propriétés électriques de la moraine et répartition spatiale du pergélisol

Deux sondages géoélectriques ont été effectués aux environs du forage (Fig. 4.10). Tous deux suivent la direction nord-sud de la moraine. Le centre de Ge-S1 se trouve sur la route qui mène au glacier, une trentaine de mètres au nord du forage. Celui de Ge-S2 se situe sur le dos de la moraine, un quinzaine de mètres au nord-ouest du forage.

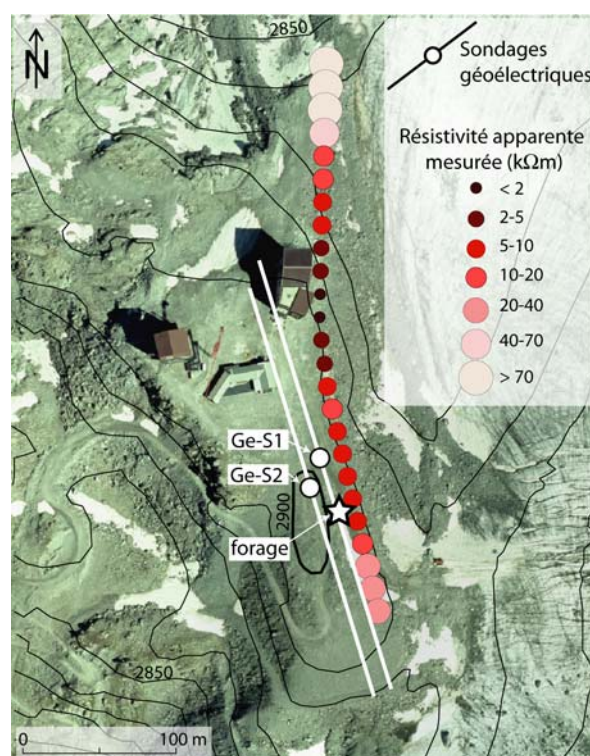


Fig. 4.10. Position des sondages géoélectriques réalisés sur la moraine des Gentianes et résistivités apparentes mesurées (écartement inter-électrode: 15 m). Reproduit avec l'autorisation de Swisstopo (DV023268).

Les deux branches de Ge-S1 ont un aspect similaire (Fig. 4.11). On observe toutefois que le terrain est un peu moins résistant du côté sud (26 kΩm) que du côté nord (65 kΩm). Selon la simulation effectuée, l'épaisseur du corps gelé décroît en direction du nord: de 22 m, elle passe à 12 m. Le plongement des valeurs à partir de OA=60 du côté nord s'explique par le fait qu'à cette distance le courant traverse la zone d'excavation située à proximité de la gare de départ du téléphérique du Mont Fort. Le niveau actif a une épaisseur d'environ 3 mètres.

L'hétérogénéité latérale est également marquée sur Ge-S2. C'est du côté sud cette fois-ci que le pergélisol est le plus résistant (40 kΩm contre 15 kΩm). Les épaisseurs sont à peu de chose près similaires à celles mesurées sur Ge-S1. Les basses résistivités mesurées sur la branche nord s'expliquent par la présence de matériaux de remblai.

En résumé, les résistivités mesurées sur ces deux sondages oscillent entre 15 kΩm et 65 kΩm. Il s'agit d'un pergélisol à faible résistivité ("low resistivity ice"), au sens défini par Haerberli & Vonder Mühl (1996). Au vu de l'état quasi-tempéré du pergélisol et des informations récoltées lors de la réalisation du forage et des travaux de construction des bâtiments, qui indiquaient la présence d'un pergélisol saturé (voire sursaturé), on aurait peut-être pu s'attendre à obtenir des résistivités plus élevées.

Le traîné révèle une amplitude assez élevée dans les résistivités apparentes mesurées (Fig. 4.10). A l'extrême nord, des valeurs supérieures à 70 kΩm ont été mesurées dans un secteur qui contient de la glace morte à faible profondeur. Sur la moraine de poussée elle-même, les valeurs maximales se rencontrent à l'extrême sud (20-40 kΩm). Au nord de ce secteur, les valeurs sont inférieures à 20 kΩm. A proximité immédiate de la gare de départ du téléphérique, elles sont même inférieures à 2 kΩm, illustrant ainsi la résistivité des matériaux de remblai non gelés.

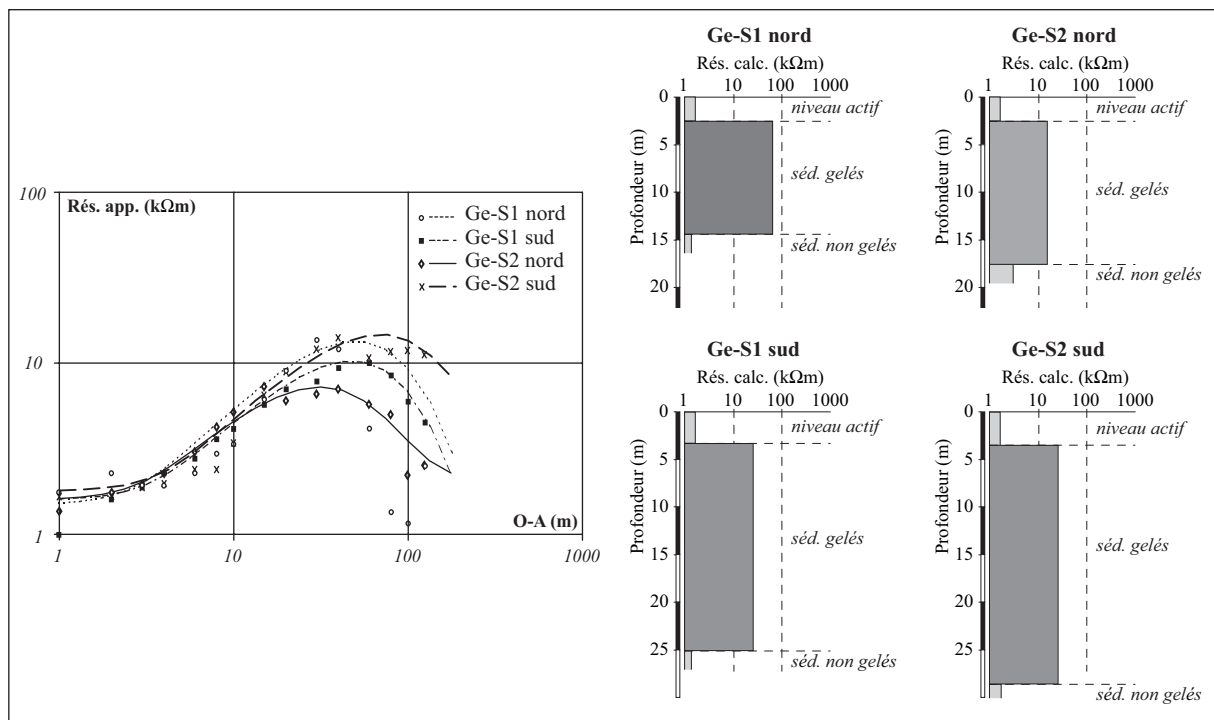


Fig. 4.11. Branches nord et sud des deux sondages géoélectriques réalisés sur la moraine des Gentianes.

4.2.1.4 Mouvements de terrain

4.2.1.4.1 Observations

A la fin des travaux de construction de la gare de départ du téléphérique du Mont Fort, le terrain se trouvait au niveau du sommet des pieux de béton édifés en vue de garantir la stabilité du bâtiment (P. Glassey, com. orale). 25 ans plus tard, certains de ces pieux apparaissent clairement (Fig. 4.12, à gauche). Il est ainsi possible de se rendre sous les fondations de l'édifice. L'affaissement du terrain durant cette période est d'environ 3 m, sans pour autant que le bâtiment n'ait subi de quelconques problèmes de stabilité. Si le réchauffement atmosphérique a probablement joué un rôle dans la fonte d'une partie de

la glace contenue dans la moraine, il ne faut pas non plus négliger le fait que le bâtiment est chauffé et qu'il a lui-aussi pu participer à la fusion de la glace.

D'autres signes d'affaissement sont également visibles sur la moraine. Le restaurant, par exemple, connaît passablement de problèmes. Tout le secteur englobant la partie nord de la route menant au glacier ainsi que la place située à l'est du restaurant montrent d'année en année de nouvelles zones d'affaissement. Enfin, une année après la réalisation du forage, l'armoire qui contient le MADD avait subi un basculement latéral inquiétant (Fig. 4.12, à droite). La fonte de glace au toit du pergélisol en est probablement la cause. En 2004 et 2005, les tassements s'étaient ralentis.



Fig. 4.12. A gauche: vue sur les fondations de la gare de départ du téléphérique du Mont Fort. La distance entre la surface du terrain et la dalle de béton est d'environ 2 mètres. A droite: une année après la réalisation du forage, l'armoire qui contient le MADD avait subi un basculement latéral conséquent. Photo: E. Reynard.

4.2.1.4.2 Mesures de déplacement

En vue d'évaluer les mouvements de terrain affectant la moraine entre les bâtiments et le col (cf. Fig. 4.3), la position d'une septantaine de blocs a été mesurée à la fin septembre 2004 à l'aide d'un GPS Différentiel. Deux autres campagnes de mesures en juillet et septembre 2005 ont permis de déterminer les mouvements saisonniers et annuels du terrain.

La Fig. 4.13 (à gauche) indique que les déplacements mesurés sur la moraine s'opèrent majoritairement en direction du glacier. Les rares mouvements vers l'ouest sont ceux qui sont mesurés sur le glacier et sur le sommet de la moraine. Des directions nord ont également été mesurées au pied de la moraine à proximité des bâtiments. Ils témoignent de la présence du glacier de Tortin sous une carapace de blocs.

Le sens de fluage des matériaux gelés en direction du glacier est typique d'un rétro-mouvement, un type de déformations décrit par Delaloye (2004) et Reynard et al. (2003). Il intervient lorsque le glacier se retire et laisse en déséquilibre le corps sédimentaire gelé qui a été remanié par l'avancée glaciaire. On observe donc dans le cas de la moraine des Gentianes à un lent rééquilibrage de la formation sédimentaire.

Les mouvements ne sont pas homogènes sur la moraine de poussée. On observe que les vitesses les plus élevées sont situées dans le secteur nord, à proximité des bâtiments, dans le flanc interne de la moraine. Elles sont d'environ 20 cm/année. Au niveau de la route, les vitesses sont un peu plus lentes, mais néanmoins bien marquées (5-20 cm/année). A l'aval de ce dernier secteur par contre, les déplacements sont presque insignifiants. La même amplitude de vitesses s'observe avec les mouvements verticaux (Fig. 4.13, à droite). La représentation en cercles proportionnels permet de bien mettre en évidence la différence entre le glacier et la moraine: sur le glacier, les mouvements verticaux sont environ dix fois plus prononcés que sur la moraine.

L'hypothèse la plus plausible pour expliquer les mouvements importants du secteur nord est à rechercher dans la topographie des lieux. En effet, les résistivités électriques ne sont pas assez contrastées pour attribuer les différences de vitesses à d'éventuelles différences de contenus en glace et/ou de températures du pergélisol. Dans le secteur nord, le flanc intérieur de la moraine est très raide (Fig. 4.4). La dénivellation entre la zone aplanie et le glacier est d'une trentaine de mètres. D'après les mesures effectuées par les employés des sociétés qui gèrent les installations du Mont Fort (Téléverbier SA et Télénendaz SA), le glacier perd en moyenne 1 mètre d'épaisseur chaque année. Le retrait de la glace est donc extrêmement brutal, ce qui induit un fort déséquilibre dans la moraine gelée. Ce déséquilibre est moins prononcé du côté sud (à l'aval du forage), car d'une part la dénivellation entre la route et le glacier est moins importante et d'autre part la pente est moins raide.

Enfin, on note des mouvements verticaux importants dans la partie inférieure de la moraine, dans le secteur nord. Ceux-ci témoignent peut-être de la présence de glace morte abandonnée sur le flanc interne de la moraine.

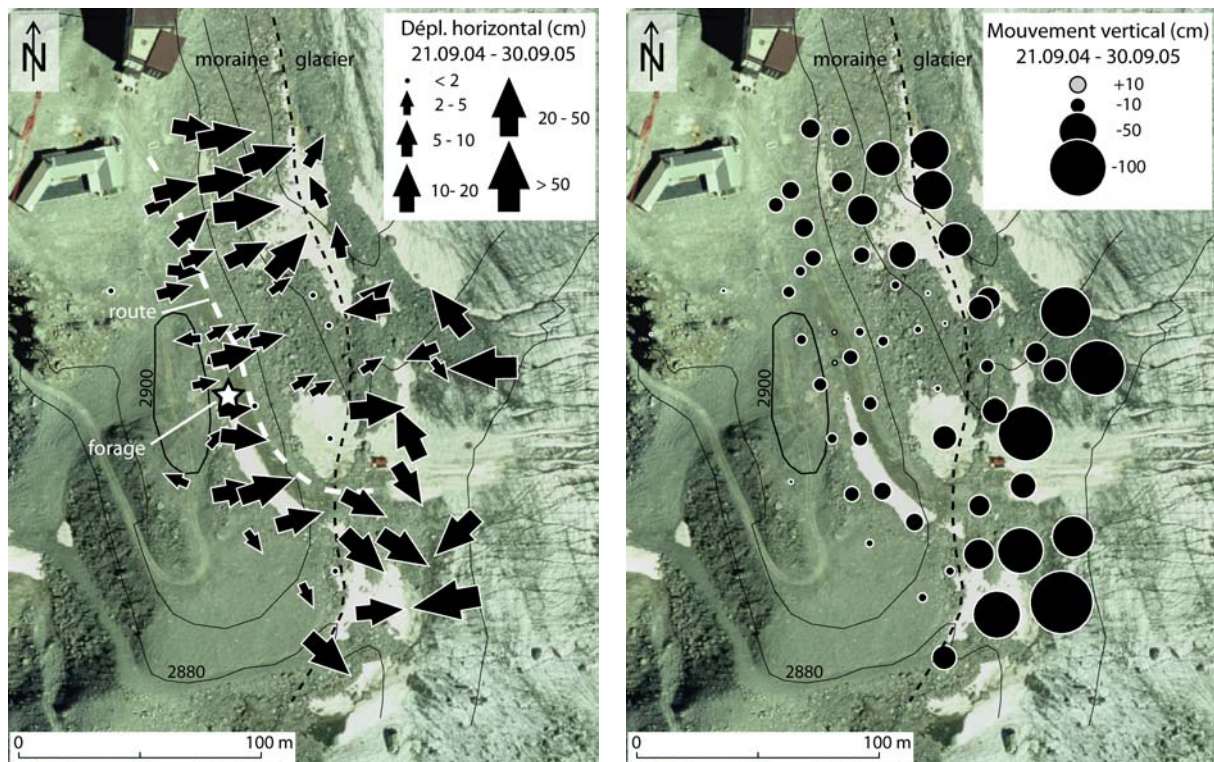


Fig. 4.13. Mouvements de terrain mesurés sur la moraine de poussée et sur la bordure gauche du glacier entre les mois de septembre 2004 et 2005. A gauche, déplacements horizontaux. A droite, mouvements verticaux. Données: Schütz (à paraître). Reproduit avec l'autorisation de Swisstopo (DV023268).

Tab. 4.1. Moyenne saisonnière des mouvements horizontaux et verticaux et proportion des mouvements verticaux par rapport aux mouvements horizontaux.

	Dépl. horiz. hiver	Dépl. vert. hiver	Dépl. horiz. été	Dépl. vert. été
Moyenne (cm)	5.9	-3.9	6.2	-5.7
%		-66.2		-90.9

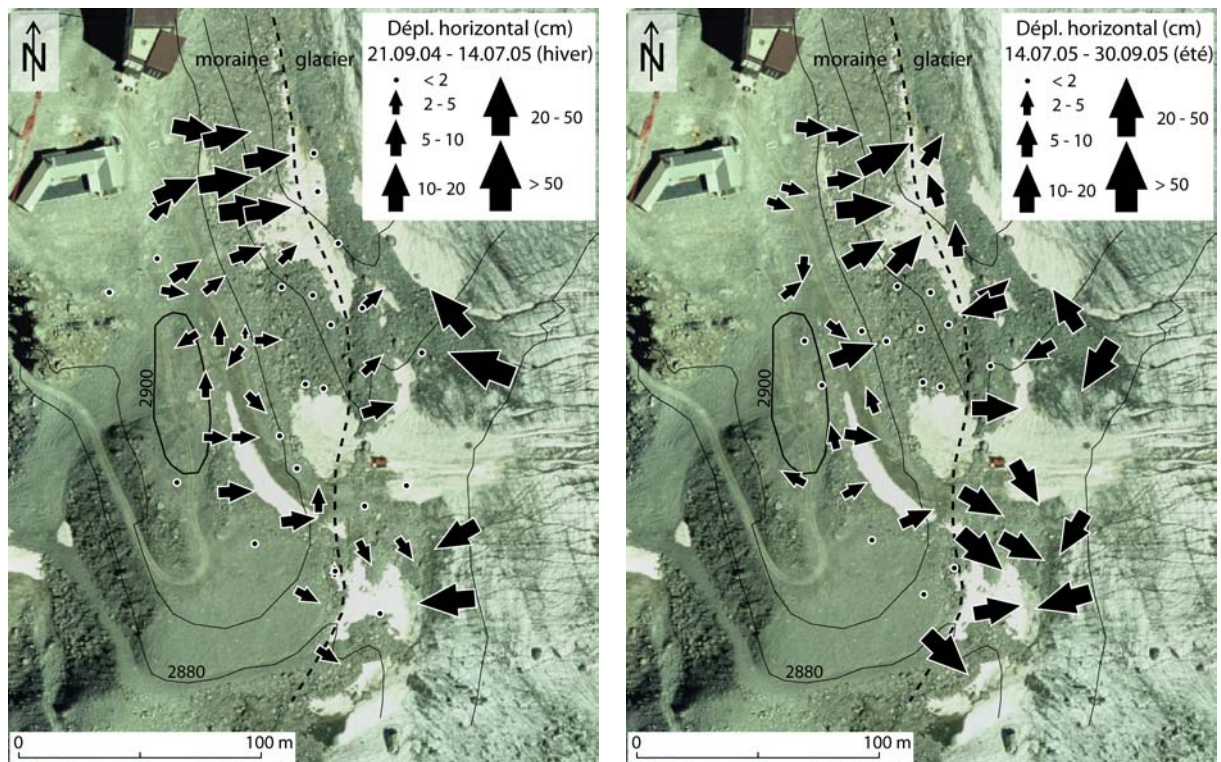


Fig. 4.14. Déplacements horizontaux hivernaux (à gauche) et estivaux (à droite). Données: Schütz (à paraître). Reproduit avec l'autorisation de Swisstopo (DV023268).

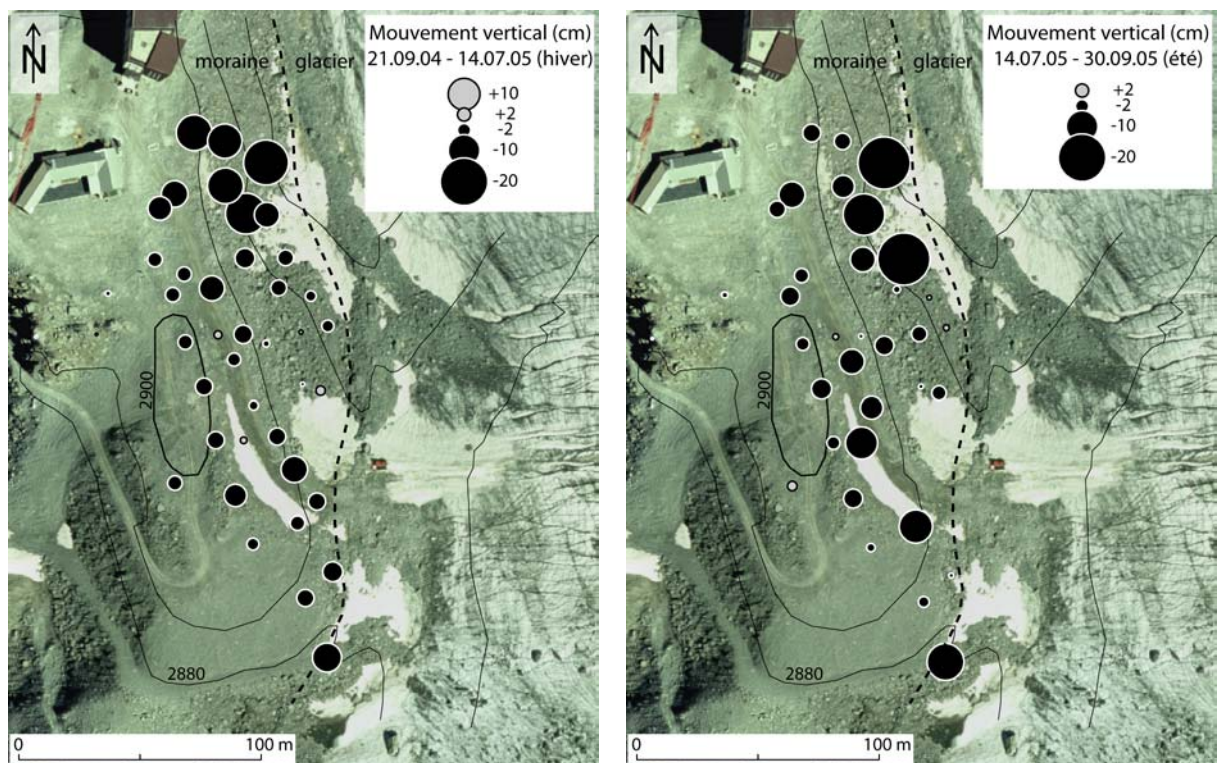


Fig. 4.15. Mouvements verticaux hivernaux (à gauche) et estivaux (à droite). Les mouvements mesurés sur le glacier étant beaucoup plus importants que ceux mesurés sur la moraine, seuls ces derniers ont été représentés. Données: Schütz (à paraître). Reproduit avec l'autorisation de Swisstopo (DV023268).

Une première analyse des **mouvements saisonniers sur la moraine** montre qu'environ 50% du déplacement horizontal total a eu lieu durant la période septembre 2004 – juillet 2005 et l'autre moitié durant la période juillet – septembre 2005. La moyenne pour les deux périodes s'élève à environ 6 cm (Tab. 4.1) Concernant la composante verticale, les mouvements sont passés de -3.9 cm en hiver à -5.7 cm en été. L'intervalle de mesure estival est de 2 mois et demi environ, contre 10 mois environ pour l'intervalle de mesure hivernal. Cela montre que les mouvements ont été beaucoup plus importants durant l'été que durant l'hiver.

En hiver, la magnitude des mouvements verticaux représentait environ 66% de la magnitude des déplacements horizontaux. Ce chiffre est passé à 90% durant l'été (Tab. 4.1). En d'autres termes, les mouvements verticaux ont plus augmenté que les déplacements horizontaux durant l'été. Ce comportement témoigne en toute vraisemblance de la fonte de glace massive présente au toit du pergélisol. Cette fonte est évidemment limitée à la saison estivale.

La Fig. 4.14 et la Fig. 4.15 permettent une analyse spatiale des variations saisonnières. Sur la première, on observe que les déplacements horizontaux ont été relativement identiques entre la période hivernale (au sens large) et la période estivale. En d'autres termes, les portions de la moraine qui ont beaucoup bougé en hiver ont également beaucoup bougé en été. C'est par exemple le cas du secteur nord. À l'inverse, à l'aval du forage, les mouvements ont été très peu prononcés aussi bien en hiver qu'en été. La différence entre les deux périodes tient essentiellement à la vitesse: le terrain s'est déformé environ 3 à 5 fois plus en été qu'en hiver.

Concernant la composante verticale, l'augmentation estivale des mouvements est surtout perceptible sur la route et dans la partie inférieure de la moraine, à l'est du restaurant (Fig. 4.15). Dans le premier cas, l'explication la plus plausible tient à la fonte de glace massive proche de la surface. Dans le second cas, l'augmentation marquée des tassements en été confirme le fait que de la glace morte est probablement présente à cet endroit, comme l'avaient laissé croire les mouvements annuels. À l'amont de ce secteur par contre, on constate que les mouvements verticaux ont été moins importants en été qu'en hiver. Au vu du traîné géoélectrique effectué dans le secteur (Fig. 4.10), il semble que les quantités de glace y soient moindres que dans le secteur sud. Cela pourrait expliquer la relative diminution des mouvements durant la période estivale.

En résumé, les déplacements horizontaux ont été aussi importants durant les 2 mois et demi d'été que durant les 10 mois précédents, ce qui donne des vitesses estivales 3 à 5 fois plus élevées que les vitesses hivernales. Cela s'explique probablement par des mouvements qui se produisent majoritairement à proximité de la surface, du fait de la présence probable de glace massive au toit du pergélisol.

4.2.1.5 Conclusions

Le pergélisol de la moraine de poussée des Gentianes n'est pas particulièrement résistant. L'augmentation relative des mouvements verticaux mesurés pendant l'été montre cependant que des quantités non négligeables de glace doivent se trouver à la base de la couche active, au moins localement. C'est ce qui avait d'ailleurs été observé lors de la réalisation du forage. Les mouvements s'effectuant globalement en direction du glacier sont le signe d'un rééquilibrage du corps sédimentaire déformé et déplacé par la dernière avancée glaciaire (PAG). La dynamique de la moraine semble avant tout dictée par le rééquilibrage du terrain consécutif au retrait du glacier et par la fusion estivale de la glace massive située au toit du pergélisol. Les éventuelles réactions décalées liées à la transmission des conditions thermiques de surface vers la profondeur semblent de ce fait (partiellement) masquées par la réaction immédiate des premiers mètres de la surface. Enfin, la magnitude des mouvements est très disparate sur la

moraine des Gentianes. Pour mieux comprendre sa dynamique, d'autres mesures géophysiques sont nécessaires, notamment à l'aval du forage, où les mouvements sont, de manière surprenante, très faibles.

4.2.2 Glaciers rocheux du Vallon des Yettes Condjà

La dynamique des trois glaciers rocheux et de l'éboulis est du vallon des Yettes Condjà, décrits au chapitre 3.3.4.1, est étudiée depuis 2000. La position d'une centaine de blocs y est mesurée annuellement, vers la mi-septembre, à l'aide d'un GPS Différentiel. En 2005, une campagne de mesures a également été effectuée en juillet, afin d'étudier les variations saisonnières des vitesses.

Avant d'analyser la dynamique des différentes formations sédimentaires du vallon, il convient de présenter les informations électriques et thermiques collectées sur le site depuis 1998 (voir Reynard et al. 1999). Les données concernant le glacier rocheux D et l'éboulis est (voir Fig. 3.82) ayant déjà été présentées au chapitre 3.3.4., il reste à traiter des glaciers rocheux B et C.

4.2.2.1 Caractéristiques du pergélisol

4.2.2.1.1 Données géoélectriques

Les indices témoignant de l'activité du **glacier rocheux B** (rgB) sont nombreux: front très raide où affleurent beaucoup de fines, zones très instables, présence de matériaux fins en surface, etc. Deux sondages géoélectriques parallèles ont été réalisés sur la formation sédimentaire, dans le sens amont-aval: MG-S3 et MG-S4 (Fig. 3.82, Fig. 4.16; cf. Reynard et al. 1999). Les deux sondages ont mis en évidence une couche superficielle de matériaux non gelés - gros blocs surmontant un matériel plus fin - d'une épaisseur d'environ 3 m. La résistivité du niveau situé en dessous est comprise entre 15 et 38 k Ω m. Bien que peu élevées, ces valeurs témoignent de la présence de sédiments gelés dans le glacier rocheux. La forme des courbes l'atteste également. La température du pergélisol doit probablement se situer proche du point de fusion. Étonnamment, le corps gelé semble plus épais dans la partie latérale est (MG-S3) qu'au centre (MG-S4).

Le **glacier rocheux C** (rgC) est formé de deux paliers. La partie supérieure est relativement plane. De la glace affleure au pied des parois qui dominent les racines et se poursuit sous une mince couche de blocs. La partie inférieure présente quelques rides et sillons et se termine par un front raide et instable. Un sondage (MG-S8) a été effectué dans la partie supérieure et un autre (MG-S7), dans la partie inférieure (Fig. 3.82). Le premier montre, sous une couche d'environ 1 mètre de blocs en surface, un niveau de glace dont la résistivité spécifique dépasse 2000 k Ω m (Fig. 4.16). Cette couche, dont l'épaisseur est probablement supérieure à 10 m, correspond à une "plaque" de glace ("*ice patch*", voir Haeberli & Vonder Mühl 1996) ensevelie sous quelques décimètres de blocs. L'effet de surpente visible sur MG-S7 indique que de la glace massive proche de la surface se trouve également dans la partie aval du glacier rocheux. Sa résistivité diminue toutefois considérablement: 400 k Ω m.

Le traîné effectué sur toute la longueur de ce glacier rocheux (Fig. 4.17) confirme cette décroissance régulière de la résistivité de l'amont vers l'aval, ce qui peut être traduit par une diminution du rapport glace/débris. Par contre, l'absence de rupture dans le profil, de même qu'une résistivité apparente stable (env. 100 k Ω m) dans la partie aval, indiquent vraisemblablement que la glace présente dans les niveaux supérieurs du glacier rocheux provient de la plaque de glace située aux racines de la formation sédimentaire.

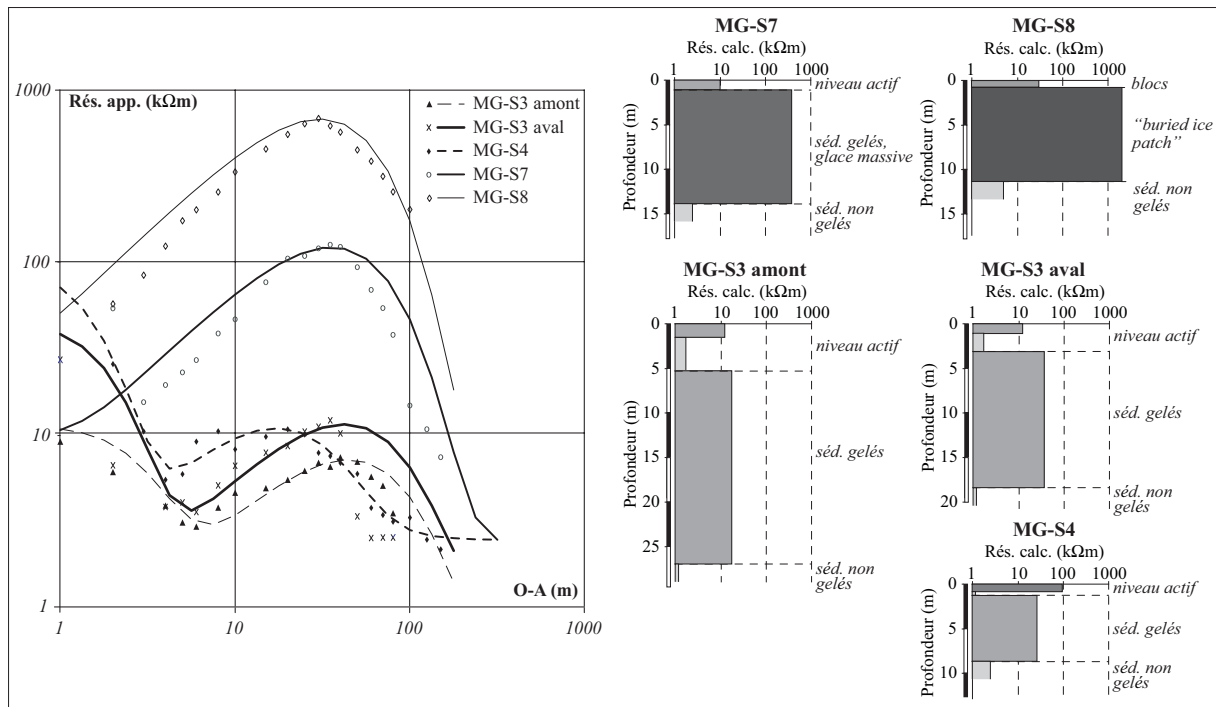


Fig. 4.16. Sondages géoélectriques effectués sur les glaciers rocheux B et C. Position des sondages sur Fig. 3.82.

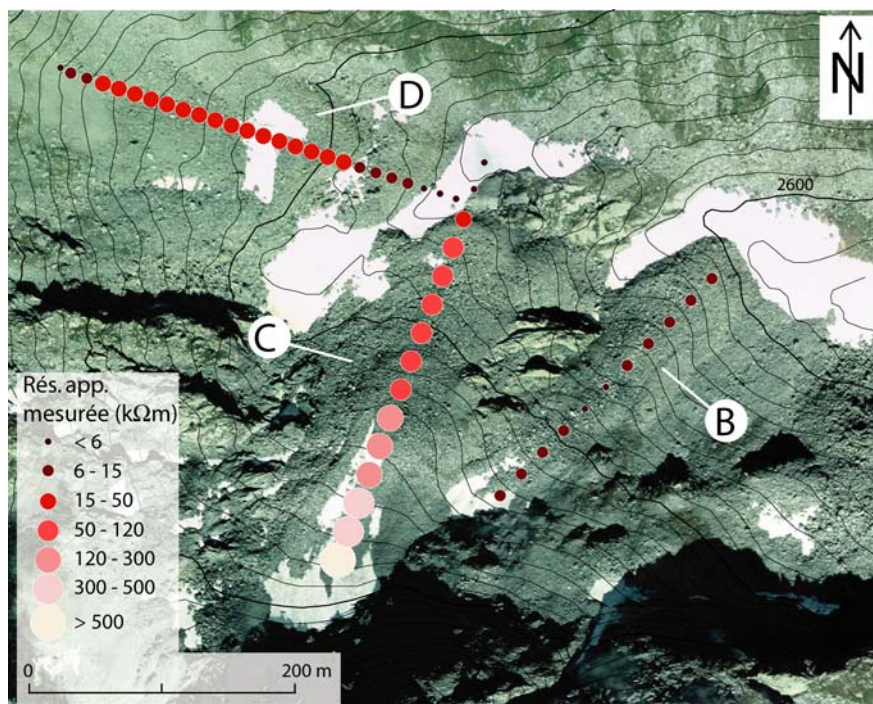


Fig. 4.17. Résistivités apparentes mesurées sur les glaciers rocheux B, C et D. Ecartement inter-électrode: 22,5 m sur B et C; 12,5 m sur D. Reproduit avec l'autorisation de Swisstopo (DV023268).

4.2.2.1.2 Régime thermique de surface

Sept années d'enregistrement de la température de la surface du terrain existent pour les glaciers rocheux B et C, documentés par 3 et resp. 4 mini-loggers UTL-1 (Fig. 4.18, Fig. 4.19, situation sur Fig 3.83).

L'observation des différentes courbes, ainsi que les températures moyennes de mars (Fig. 4.20), montrent que les conditions thermiques sont sensiblement plus froides sur la formation C que sur sa voisine. Les conditions topographiques et d'enneigement pouvant être considérées comme identiques sur les deux glaciers rocheux, la cause de cette différence est à trouver dans la température du pergélisol et/ou dans le régime thermique de la couche active. Etant donné les résistivités mesurées dans les deux formations, il est fort probable que le corps gelé du glacier rocheux C soit plus froid que celui du glacier rocheux B, ce qui pourrait expliquer ces températures légèrement plus froides. L'analyse du régime thermique de la couche active va nous occuper dans les quelques lignes suivantes.

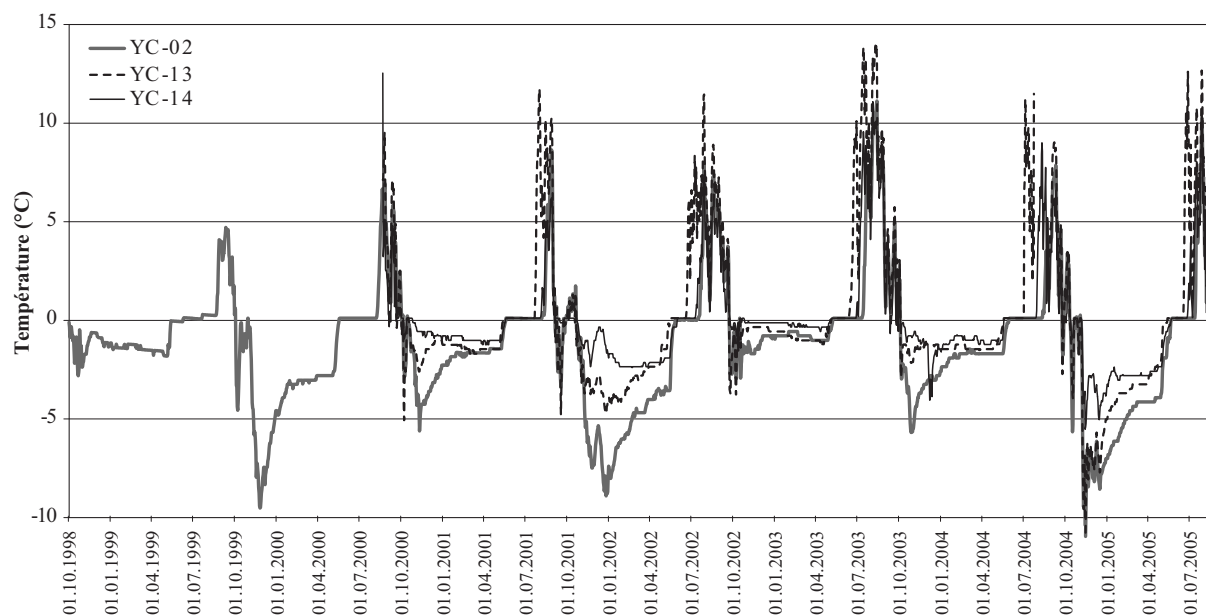


Fig. 4.18. Températures enregistrées sur le glacier rocheux B depuis 1998. Localisation des capteurs sur Fig. 3.82.

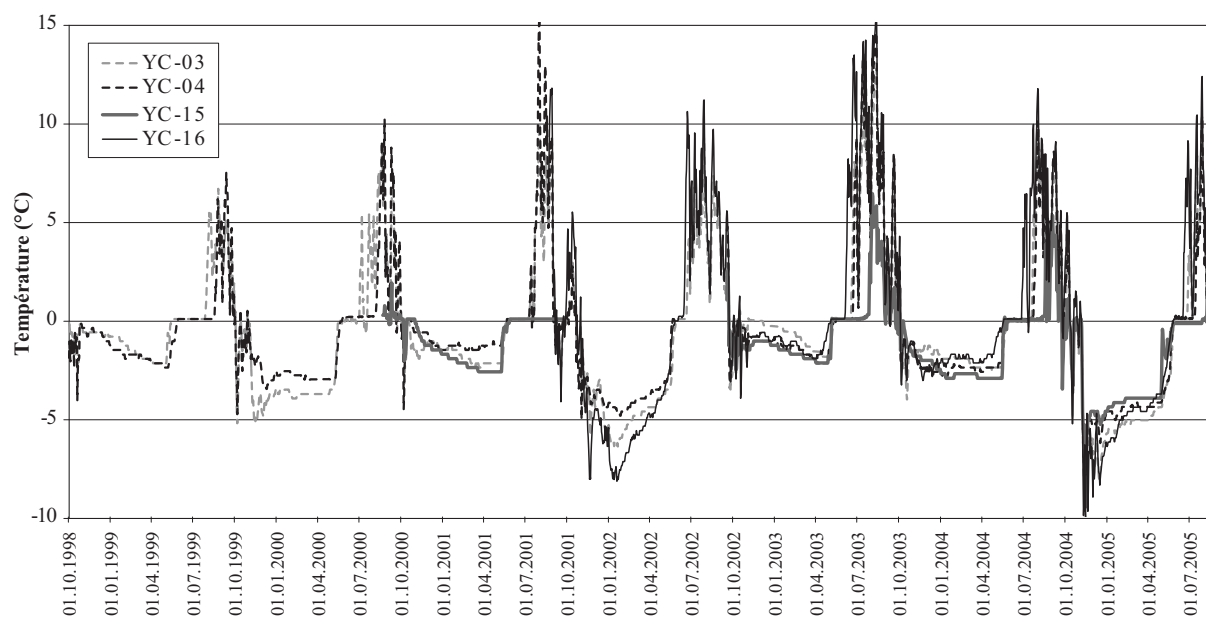


Fig. 4.19. Températures enregistrées sur le glacier rocheux C depuis 1998. Localisation des capteurs sur Fig. 3.82.

La comparaison des Fig. 4.18 et Fig. 4.19 montre que les températures à la surface de rgC sont légèrement plus homogènes que celles mesurées sur rgB. Ce fut par exemple le cas durant l'hiver 2004-2005. Sur rgC, les températures hivernales ne varient guère d'un emplacement à l'autre. Sur rgB par contre, on note un réchauffement des températures en direction de l'amont (voir aussi Fig. 4.20). Cette caractéristique rappelle la configuration thermique observée en général sur un éboulis (cf. chap. 3.3).

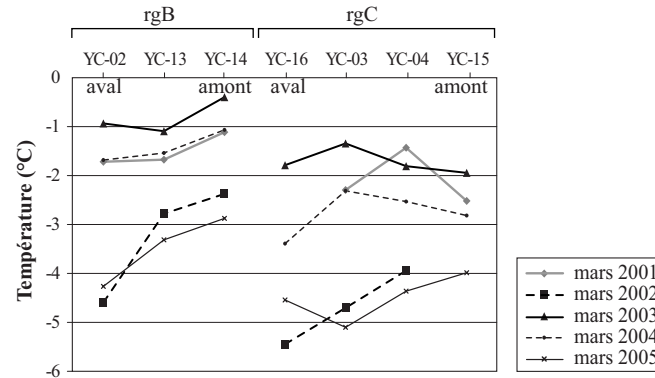


Fig. 4.20. Températures moyennes de mars 2001 à mars 2005 enregistrées sur les glaciers rocheux B et C. Les données sont présentées selon un profil aval-amont. Localisation des capteurs sur Fig. 3.82.

Relevons par ailleurs le cas intéressant du comportement thermique de YC-16 (cf. Fig 3.82), où trois capteurs ont été disposés dans la couche de blocs très aérée, à des profondeurs de 10 cm, 50 cm et 80 cm durant l'hiver 2003-2004 (Fig. 4.21). On observe premièrement que les températures sont systématiquement plus élevées à 80 cm qu'à 10 cm et qu'une atténuation des variations de surface s'opère en profondeur. Cela indique, de manière surprenante, que le régime thermique de la couche de blocs n'est pas convectif, mais conductif. Deuxièmement, les températures dans la couche active réagissent de manière inverse à la température de l'air: lors des pics de froid, la couche active se réchauffe, cela durant tout l'hiver. Des échanges d'air advectifs se superposent donc aux échanges conductifs. Une expérience similaire avait été conduite par Delaloye (2004) sur le glacier rocheux inactif de l'Alpage de Mille. Les résultats obtenus diffèrent fortement de ceux des Yettes Condjà. En effet, dans le cas de Mille, la température est restée homogène dans toute l'épaisseur de blocs, signe que des mouvements d'air convectifs s'y opèrent. Pourquoi dès lors la convection ne fonctionne pas dans le cas qui nous occupe ici ? Si cette question demeure pour l'heure sans réponse, elle soulève si besoin était la complexité des échanges énergétiques au sein de la couche active (voir par ex. Mittaz et al. 2002, Hanson & Hoelzle 2004).

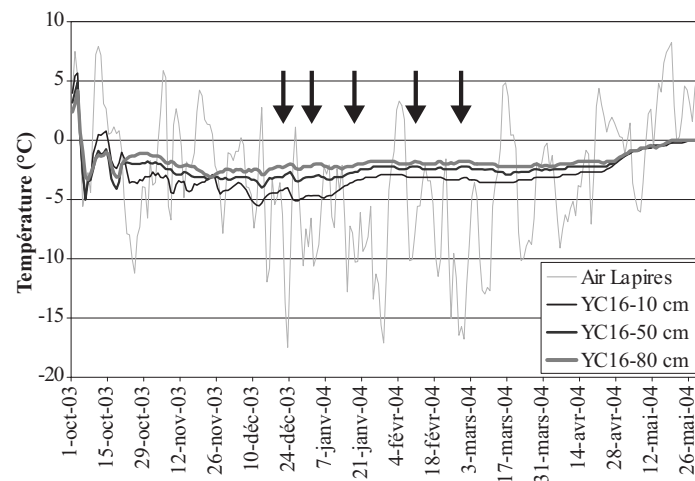


Fig. 4.21. Températures enregistrées dans la partie supérieure du niveau actif au niveau de YC-16 (glacier rocheux C). Les flèches pointent sur le comportement opposé de la température de l'air et de celle du niveau actif.

4.2.2.1.3 Conclusion

Les mesures effectuées sur les glaciers rocheux B et C témoignent de différences conséquentes entre les caractéristiques du pergélisol des deux formations, notamment du point de vue des contenus en glace et de l'origine de cette glace. La carte des résistivités apparentes l'illustre parfaitement (Fig. 4.17). Si aucune donnée ne permet l'analyse du régime thermique du corps du pergélisol, les enregistrements de surface, associés aux informations géoélectriques, laissent toutefois penser que le pergélisol de rgB est plus "chaud" que celui de rgC. On peut donc s'attendre à ce que les vitesses de déplacement de rgB soient plus élevées que celles de rgC.

4.2.2.2 Vitesses annuelles

Des vitesses de déplacement très variables ont été mesurées entre 2000 et 2001 sur les quatre terrains sédimentaires étudiés (Fig. 4.22) (Lambiel et al. 2003, Lambiel & Delaloye 2004). Le glacier rocheux D (cf. chap. 3.3.4.3) dévoile des vitesses annuelles généralement nulles, confirmant de ce fait l'inactivité initialement supposée. Aucune variation significative n'a été décelée après 2001. L'éboulis est (cf. chap. 3.3.4.2) ne subit lui aussi que des déformations mineures, malgré la présence de sédiments gelés en profondeur.

Le véritable intérêt du site se trouve dans les différences spectaculaires de vitesses qui caractérisent les glaciers rocheux B et C. Les mouvements les plus marqués sont mesurés sur rgB, où les vitesses horizontales de surface ont atteint, entre 2000 et 2001, 135 cm/année dans la partie centrale de la formation. Seules les racines montrent des vitesses inférieures à 50 cm/année. RgC est lui aussi affecté par des mouvements, mais d'une magnitude beaucoup plus réduite. C'est dans sa partie droite, à proximité du front, que les vitesses sont les plus élevées (35 cm/année), tandis que la rive gauche et la partie supérieure demeurent plus stables.

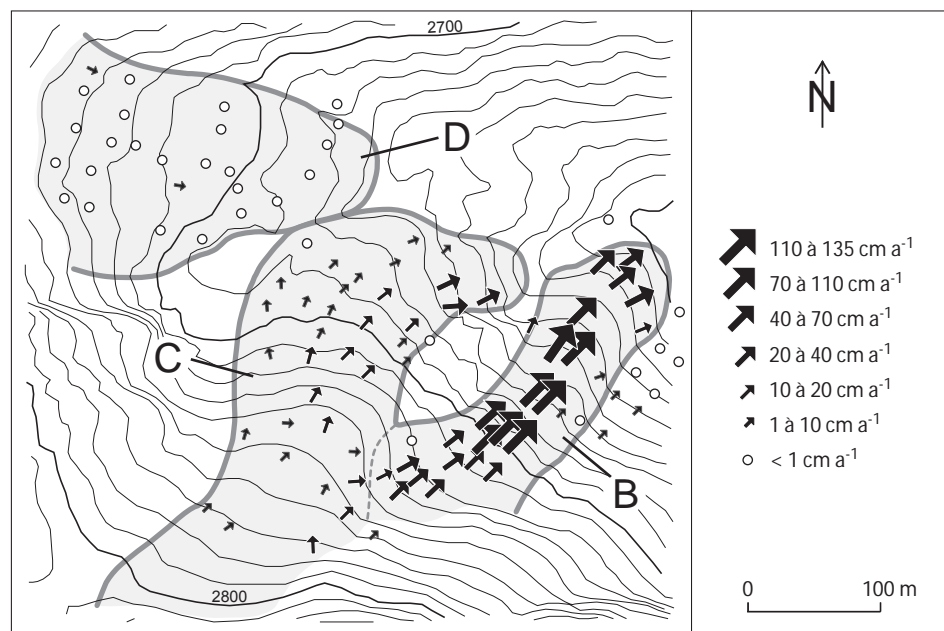


Fig. 4.22. Vitesses horizontales de surface 2000-2001 sur les 3 glaciers rocheux et l'éboulis du vallon des Yettes Condjà.

La comparaison de ces résultats avec ceux obtenus par la géoélectrique montre que **le glacier rocheux B possède les résistivités électriques les plus basses et les vitesses les plus élevées**. A l'opposé, rgC montre des résistivités beaucoup plus élevées et des vitesses nettement plus faibles.

4.2.2.3 Accélération du glacier rocheux B ?

Si les conditions topographiques de rgB sont certainement favorables à un déplacement rapide (la formation flue dans un versant raide (pente à 27°) et régulier), elles ne sont vraisemblablement pas suffisantes pour expliquer les importantes différences de mouvement entre les deux glaciers rocheux.

Comme il est reporté par plusieurs auteurs (par ex. Arenson et al. 2002, Ikeda et al. 2003, Kääb et al. 2003), les glaciers rocheux ayant des températures proches du point de fusion fluent plus vite que les glaciers rocheux plus froids. Les résistivités modérées, et donc les températures relativement élevées du pergélisol, pourraient dès lors expliquer les vitesses rapides mesurées sur le glacier rocheux B.

En considérant la longueur de la formation (environ 300 m), ces vitesses élevées (en moyenne 100 cm/année) indiqueraient, si la vitesse était constante, que ce glacier rocheux aurait pu se former en seulement 300 ans. Or, il est généralement admis que les glaciers rocheux actifs ont le plus souvent un âge pluri-millénaire (voir par ex. Haerberli et al. 1999b ou Frauenfelder et al. 2004). Il est donc vraisemblable, dans le cas de rgB, que non seulement les vitesses ne sont pas constantes dans le temps, mais surtout qu'elles se sont accélérées.

Plusieurs indices géomorphologiques attestent cette accélération supposée. Les racines dévoilent par exemple un replat très marqué, qui semble indiquer que la production de débris rocheux n'arrive pas à compenser l'accélération des mouvements (Fig. 4.23). L'extrémité aval de ce replat domine la section la plus raide du glacier rocheux. Au sommet de la pente, on observe ce qui s'apparente à une véritable niche d'arrachement, avec fissures ouvertes (crevasses) et affleurement de la matrice fine. En dessous, les blocs sont extrêmement instables et sont souvent recouverts de sédiments fins (Fig. 4.24). C'est d'ailleurs à cet endroit que les vitesses maximales sont mesurées. Des **signes de déstabilisation** similaires s'observent également plus bas, vers 2640 m, mais de manière moins prononcée. Au vu de ces indices, l'accélération de rgB semble récente, comme cela a été observé sur de nombreux glaciers rocheux alpins (voir par ex. Ikeda et al. 2003, Avian et al. 2005, Roer et al. 2005).

En observant le glacier rocheux dans son ensemble, on remarque que le secteur déstabilisé à l'aval des racines correspond à une zone très peu épaisse (Fig. 4.25). Au pied de la pente raide, la formation s'épaissit ensuite considérablement. C'est à l'amont du front que l'épaisseur est maximale (une quinzaine de mètres). Manifestement, une extension considérable est en train de se produire dans la partie supérieure du corps sédimentaire, alors que c'est la compression qui domine dans le secteur frontal. L'apport en débris rocheux n'arrive pas à compenser l'évacuation du matériel vers l'aval, d'où l'amincissement constaté. Les mêmes observations ont été effectuées par Ikeda et al. (2003). On peut avancer l'hypothèse que le glacier rocheux se déconnecte peu à peu de sa zone d'alimentation, ce qui, à terme, devrait provoquer son inactivité.



Fig. 4.23. Vue sur les racines du glacier rocheux B, caractérisées par replat à la base des parois.



Fig. 4.24. Signes d'instabilités très marqués sur le glacier rocheux B, au sommet de la pente raide (localisation sur Fig. 4.25). On distingue sur les trois photos la présence de fines à la surface du glacier rocheux. Au centre de la photo de droite apparaît une crevasse, signe d'une perturbation de la dynamique du glacier rocheux.

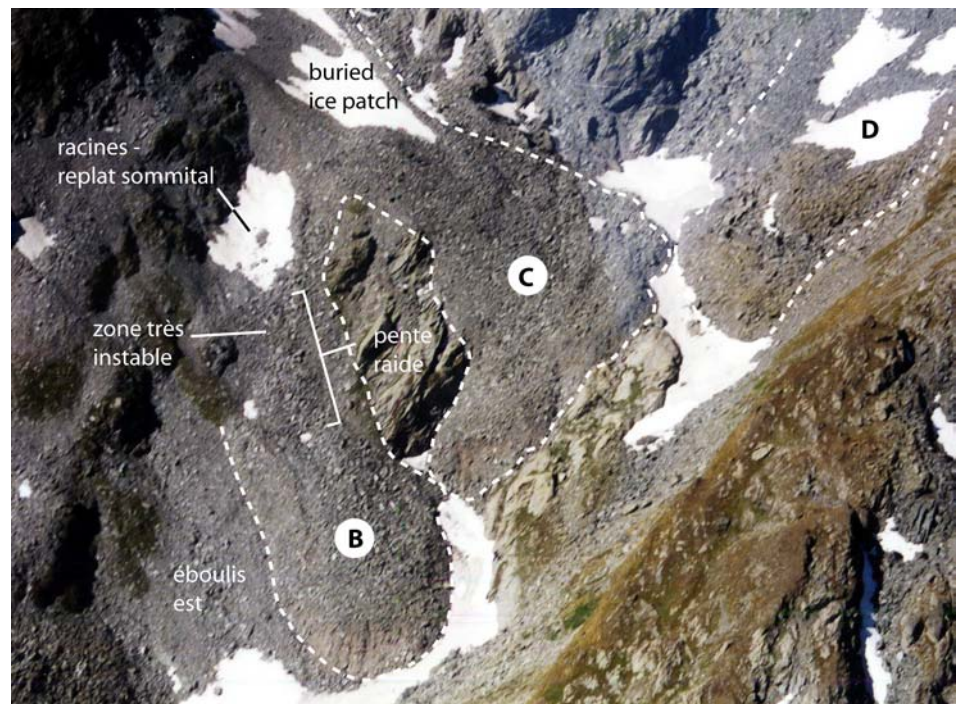


Fig. 4.25. Vue aérienne sur les trois glaciers rocheux du vallon des Yettes Condjà.

Les zones de compression et d'extension peuvent être déterminées à partir d'une série de points distribués plus ou moins régulièrement sur une surface donnée (Lambiel & Delaloye 2004). Un réseau de triangles peut être établi, chaque sommet correspondant à la coordonnée 3D du point mesuré. Une diminution, respectivement une augmentation de l'aire du triangle après une deuxième campagne de mesure témoigne d'un flux compressif, respectivement extensif. Cette information peut être représentée sur une carte en attribuant au centre du triangle la variation de la surface calculée en % et en interpolant l'information.

Les zones de compression et d'extension identifiées sur le glacier rocheux B correspondent à celles que l'on peut tirer de l'observation géomorphologique (Fig. 4.26). Tout le replat sommital et la pente raide sont en extension. La zone instable identifiée vers 2640 m se trouve elle aussi au cœur d'un secteur extensif. Enfin, une compression se produit au pied de chacune de ces deux zones d'étirement, au pied de la pente raide et dans la partie frontale.

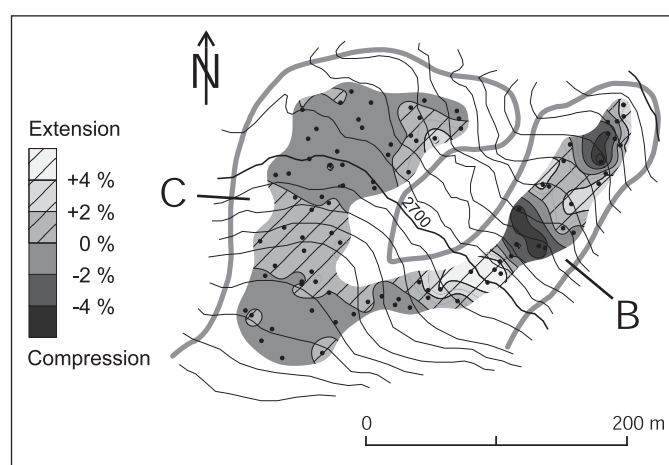


Fig. 4.26. Zones de compression et d'extension calculées sur les glaciers rocheux B et C. Variation en % de l'aire des triangles entre 2000 et 2003.

L'extension de la partie sommitale du glacier rocheux est un phénomène habituel. En effet, d'après Haeblerli & Vonder Mühl (1996), les racines sont en général le lieu d'une extension longitudinale et d'un amincissement vertical du glacier rocheux. C'est plutôt l'ampleur du phénomène qui est à retenir.

4.2.2.4 Glacier rocheux C: une dynamique plus calme

Les vitesses plus lentes mesurées sur le glacier rocheux C sont à mettre en relation avec les températures du pergélisol probablement plus froides que dans rgB. La topographie irrégulière du bedrock semble également moins favorable à des mouvements rapides que celle qui prévaut au niveau de rgB. On peut également émettre l'hypothèse que la présence de la plaque de glace aux racines joue un rôle non négligeable dans la dynamique de la formation sédimentaire. Au vu des résistivités électriques mesurées, celle-ci semble en effet se prolonger dans la partie centrale du glacier rocheux. Les racines et la partie centrale du glacier rocheux sont de ce fait fortement liées entre elles par ce corps de glace massive, ce qui pourrait limiter la déconnexion à l'aval des racines (c'est-à-dire à l'aval de la plaque de glace enterrée), comme c'est le cas sur rgB. Aucune zone instable n'est d'ailleurs observable sur rgC.

Cette dynamique plus faible se retrouve au niveau de la configuration des zones de compression et d'extension (Fig. 4.26). Si celles-ci sont en accord avec la topographie, avec extension dans la pente raide à l'aval des racines et compression sur le replat inférieur, là où l'on observe des rides concentriques (Fig. 4.27), leur amplitude est clairement moins marquée que sur rgB.



Fig. 4.27. Rides de compression sur le glacier rocheux C.

4.2.2.5 Variations annuelles

Cinq années de mesure ont permis l'analyse des variations de vitesses annuelles (Fig. 4.28, Fig. 4.29, Fig. 4.30, Tab. 4.2). Les mesures n'ayant pu être effectuées en 2002 (neige précoce), les mouvements 2001-2003 sont divisés par deux pour le calcul des variations entre cette période et la précédente, respectivement la suivante.

4.2.2.5.1 Résultats

Entre les périodes 2000-2001 et 2001-2003, les vitesses horizontales de surface ont clairement augmenté sur rgC (en moyenne 50%), alors que sur rgB la hausse n'était que de 10% (Fig. 4.28).

L'évolution des vitesses entre 2001-2003 et 2003-2004 prend une toute autre tournure. Sur rgC, les vitesses augmentent toujours, mais de manière moins prononcée qu'entre les deux premières périodes. C'est sur rgB que le changement est le plus radical. Les vitesses augmentent cette fois-ci de 80%, avec des déplacements maximaux de 250 cm/année.

Après une accélération continue depuis 2000, la tendance s'inverse brutalement entre les périodes 2003-2004 et 2004-2005. Sur les deux glaciers rocheux, un ralentissement notable s'opère, de l'ordre de 50% sur rgB et 35% sur rgC. Entre 2004 et 2005, les vitesses reviennent au niveau de celles qui prévalaient entre 2000 et 2001 (Fig. 4.31).

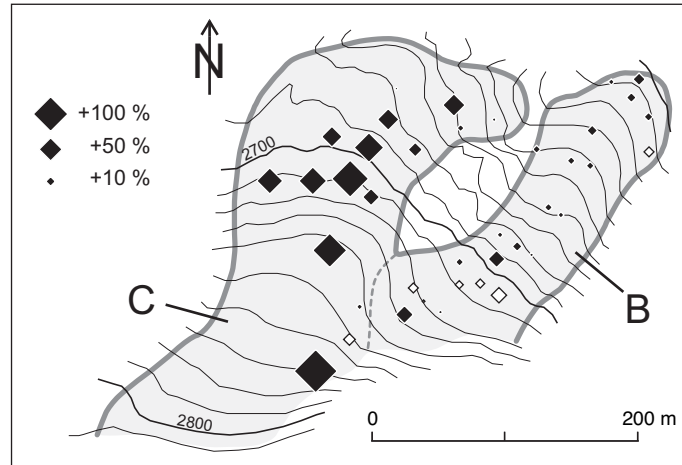


Fig. 4.28. Variations en % des vitesses horizontales de surface entre les périodes 2000-2001 / 2001-2003.

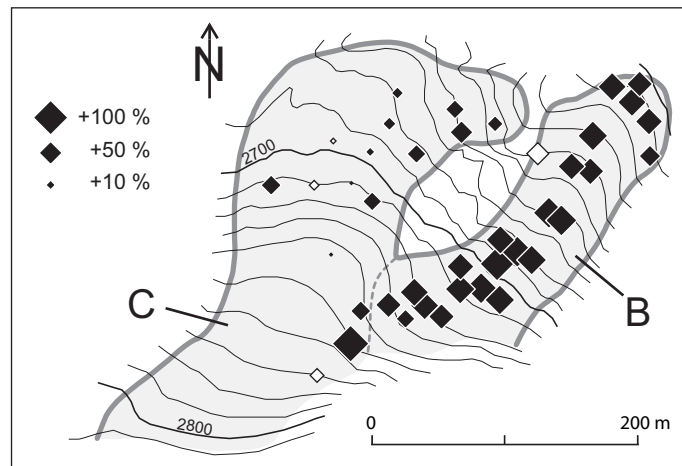


Fig. 4.29. Variations en % des vitesses horizontales de surface entre les périodes 2001-2003 / 2003-2004.

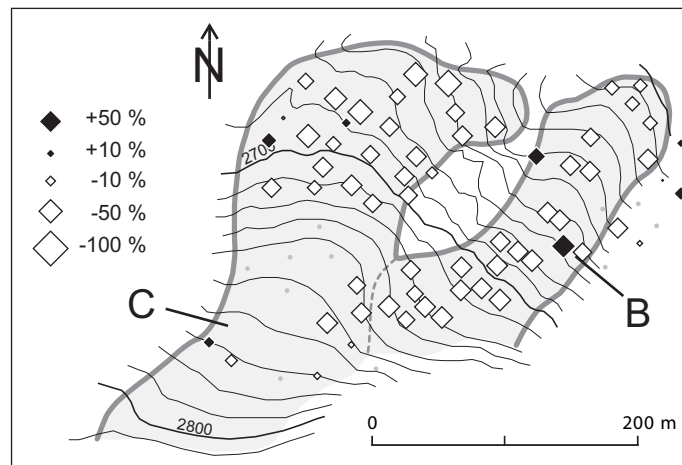


Fig. 4.30. Variations en % des vitesses horizontales de surface entre les périodes 2003-2004 / 2004-2005.

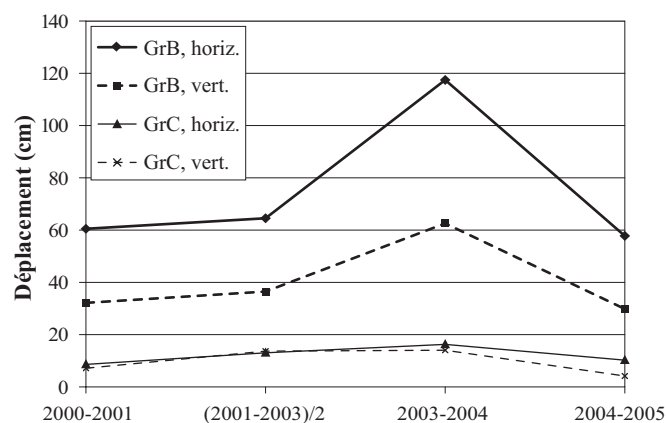


Fig. 4.31. Déplacements horizontaux et verticaux moyens sur les glaciers rocheux B et C.

Tab. 4.2. Mouvements horizontaux et verticaux annuels moyens sur les glaciers rocheux B et C et proportion de la composante verticale par rapport à la composante horizontale.

		d 00-01 1y	d 01-03 1y	d 03-04 1y	d 04-05 1y
rgB	Horiz. (cm)	60.5	64.5	117.5	57.8
	Vert. (cm)	-32.2	-36.5	-62.6	-29.8
	Vert. par rapport à Horiz. (%)	53.1	56.6	53.3	51.6
	<hr/>				
rgC	Horiz. (cm)	8.6	13.0	16.3	10.2
	Vert. (cm)	-7.1	-13.7	-14.0	-4.4
	Vert. par rapport à Horiz. (%)	82.9	105.0	86.2	43
	<hr/>				

4.2.2.5.2 Interprétation

La Fig. 4.32 montre qu'entre les périodes 2000-2001 et 2001-2003, la perte d'altitude sur rgC a été plus importante que le déplacement horizontal, spécialement au niveau des racines du glacier rocheux, où de la glace massive est présente à quelques dizaines de centimètres de profondeur. Sur le Tab. 4.2, on peut voir que le mouvement vertical moyen entre 2001 et 2004 correspond à une valeur comprise entre 83% et 105% du mouvement horizontal. En terme de déclivité de la pente, cela correspond grosso modo à une pente de 40 degrés, ce qui est nettement supérieur à la déclivité du glacier rocheux. Seule une fonte de glace massive, au toit du pergélisol et au niveau de la plaque de glace, peut dès lors expliquer ce phénomène. La fonte la plus importante a eu lieu lors de la période 2001-2003. Or celle-ci inclut la vague de chaleur de l'été 2003. L'augmentation importante des mouvements sur rgC (Fig. 4.28) est donc à mettre en relation avec les températures anormalement élevées qui ont régné en 2003. Il s'agit d'une réaction immédiate, liée aux grosses concentrations de glace à la base de la couche de blocs superficiels.

La réaction directe du glacier rocheux B à la canicule a été beaucoup moins marquée, ce qui s'explique d'une part par le fait que le toit du pergélisol ne contient pas de glace massive et que d'autre part l'épaisseur de la couche active était plus ou moins en équilibre avec les conditions climatiques de la période 2000-2005, ce qui n'était pas le cas sur rgC.

Ajoutons que l'hiver 2002-2003 doux (du point de vue du pergélisol) a probablement eu un impact sur l'augmentation des vitesses de surface, mais sa contribution demeure extrêmement difficile à évaluer.

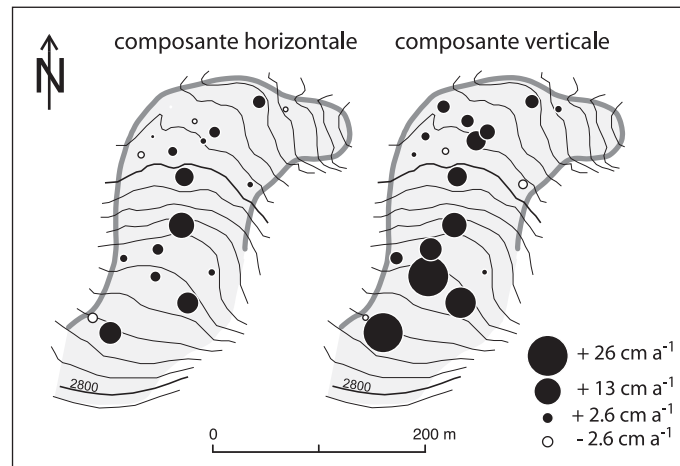


Fig. 4.32. Variation de la composante horizontale (à gauche) et verticale (à droite) entre les périodes 2000-2001 et 2001-2003 aux points de rgC dont la vitesse horizontale de surface est inférieure à 5 cm. Pour la composante verticale, les valeurs positives doivent être interprétées comme une augmentation de la perte d'altitude.

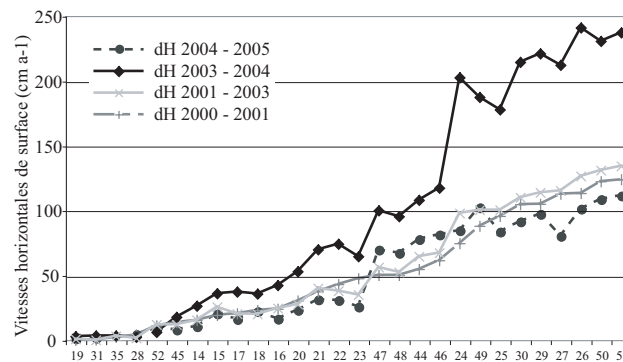


Fig. 4.33. Vitesses horizontales de surface sur chaque point du glacier rocheux B lors des 4 campagnes de mesure.

L'effet de la canicule sur le glacier rocheux B s'est fait ressentir quelques mois plus tard, après que le corps du pergélisol ait enregistré le signal de surface. C'est la seule façon d'expliquer l'accélération si marquée entre les périodes 2001-2003 et 2003-2004 (Fig. 4.29 et Fig. 4.33).

L'accélération sur rgC s'est poursuivie, mais elle n'a pas atteint l'ampleur de celle qui affecté rgB. A nouveau, la cause de cette différence est à rechercher dans la température du pergélisol. En effet, une glace tempérée se déforme plus rapidement qu'une glace froide (Frauenfelder et al. 2003). La température étant probablement plus basse dans rgC que dans rgB, la vague de chaleur de l'été 2003 aura eu moins d'influence sur la déformation de rgC que sur rgB. Ainsi, si la réaction à la canicule s'est faite ressentir immédiatement à la base du niveau actif, les effets en profondeur sont demeurés beaucoup plus modérés.

Nous avons vu que la dernière période de mesure marque globalement un retour aux vitesses de 2000-2001. Sur rgC cependant, on observe une diminution considérable des mouvements verticaux. Ils sont ainsi passés de -14 cm en 2003-2004 à -4.4 cm en 2004-2005 (Tab. 4.2). Les mouvements verticaux ne correspondirent alors plus qu'à 43% des déplacements horizontaux. Cette valeur était deux fois plus élevée (86%) une année auparavant. Pendant ce temps, les déplacements horizontaux ont beaucoup moins diminué (Fig. 4.31). L'explication de ce phénomène passe par l'analyse des données saisonnières disponibles pour cette dernière période.

4.2.2.6 Variations saisonnières

La campagne de mesures effectuée au début juillet 2005 permet la mise en évidence des mouvements saisonniers hivernaux (au sens large du terme: sept. 2004 – juil. 2005) et estivaux (juil. 2005 – août 2005) (voir aussi Lambiel 2005).

La Fig. 4.34 représente les vitesses horizontales annuelles calculées sur la base des mouvements saisonniers. On observe que sur rgB, les vitesses hivernales sont plus élevées que les vitesses estivales. Sur rgC, c'est le contraire qui se dessine, cette impression étant cependant renforcée par le comportement de quelques points situés aux racines, là où de la glace est présente à proximité de la surface. A titre de comparaison, les mouvements estivaux ne participent aux mouvements annuels pour cette période qu'à hauteur de 13% pour rgB, contre 33% pour rgC.

La Fig. 4.35 montre que la température moyenne annuelle de la surface du sol (MAGST) n'a quasiment jamais cessé de diminuer entre octobre 2003 et juillet 2005. Or, les vitesses hivernales 2004-2005 de rgB ont été similaires aux vitesses des années précédentes. Le fait qu'elles n'aient pas subi de ralentissement s'explique probablement par le décalage dans la transmission des températures de surface vers la profondeur. Par contre, le ralentissement marqué de rgB durant l'été 2005 répond très probablement à la diminution continue de MAGST depuis l'automne 2003. L'hiver très froid 2004-2005 a sans doute aussi sa part de responsabilité dans le ralentissement des vitesses. Celle-ci est cependant impossible à évaluer en l'absence de séries de données plus rapprochées.

Au vu de ces mesures, on peut supposer que la température du pergélisol du glacier rocheux B est légèrement inférieure à 0°C (pergélisol quasi-tempéré). En effet, le ZAA (Zero Annual Amplitude) d'un pergélisol tempéré correspond grosso modo à la base de la couche active. Comme on peut le voir avec les données du forage des Lapires avant 2005 (cf. chap. 3.3.1.2), aucune variation de la température ne fut enregistrée à 10 mètres de profondeur. Les variations de la température du pergélisol étant nulles, les variations de la dynamique doivent être également limitées. On peut donc supposer qu'un épisode climatique sévère n'aura que peu d'influence sur la dynamique de ce type de pergélisol. Ceci est loin d'être le cas pour rgB.

Pour expliquer la forte diminution des mouvements verticaux sur le glacier rocheux C (Fig. 4.31), on peut émettre l'hypothèse que le refroidissement hivernal très marqué a eu un impact saisonnier durable sur la base du niveau actif de la formation sédimentaire. La réserve de froid conséquente qui se serait formée aurait permis une accréation de glace supérieure à celle qui se produit lors d'une année "normale": le terrain étant particulièrement froid, une quantité considérable d'eau de fonte nivale a pu regeler à la base de la couche active. C'est peut-être ce qui a contribué aux mouvements verticaux modérés mesurés pour la période 2004-2005.

Il n'en reste pas moins que la dynamique de rgC est avant tout dictée par les conditions climatiques estivales. Au final, on observe en effet que les vitesses horizontales estivales sont légèrement supérieures aux vitesses horizontales hivernales (Fig. 4.34, à droite). Par leur réaction estivale immédiate (fonte), les niveaux de glace massive proche de la surface masquent totalement la réaction secondaire qui se produit en profondeur suite à un événement climatique extrême comme ceux de l'été 2003 ou de l'hiver 2004-2005.

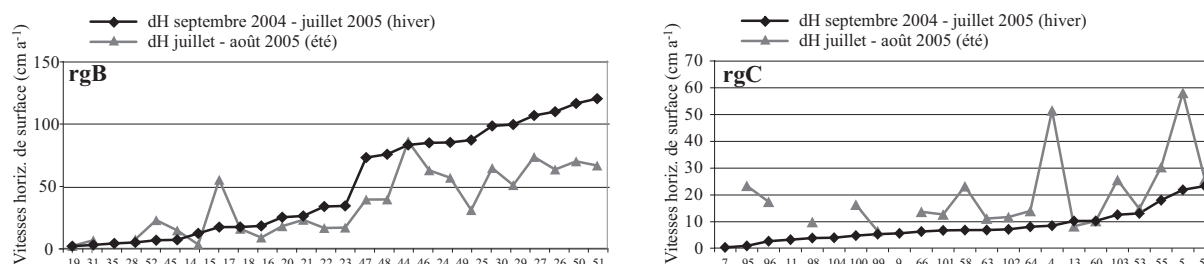


Fig. 4.34. Vitesses horizontales de surface annuelles durant l'hiver 2004-2005 et durant l'été 2005 sur les glaciers rocheux B (à gauche) et C (à droite).

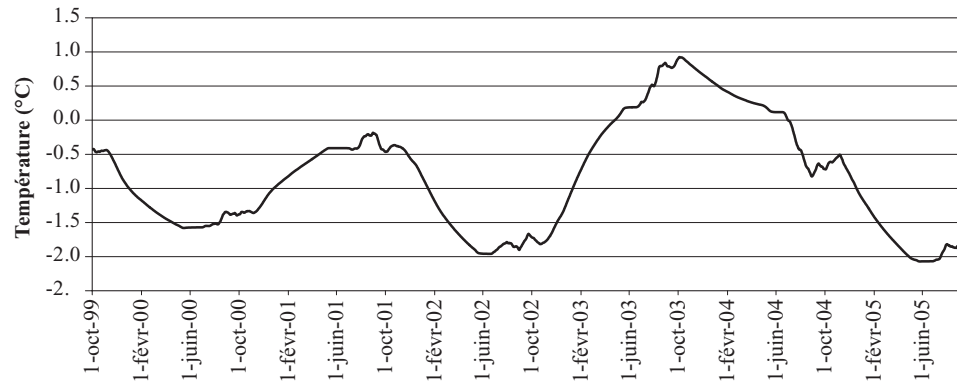


Fig. 4.35. Evolution de MAGST (moyenne de YC-02, YC-03 et YC-04; localisation sur Fig 3.83) sur les glaciers rocheux des Yettes Condjà entre 1999 et 2005.

4.2.2.7 Conclusions

Quatre grandes conclusions peuvent être tirées des résultats obtenus sur les glaciers rocheux B et C du vallon des Yettes Condjà.

- La dynamique extrêmement différente des deux glaciers rocheux est essentiellement liée à des caractéristiques du pergélisol (contenus en glace, température) très différentes d'une formation à l'autre.
- Le glacier rocheux B réagit avec quelques mois de retard à un épisode climatique particulier. Les effets de l'hiver froid 2004-2005 se sont probablement faits ressentir l'été suivant. L'absence de données saisonnières ne permet pas de se prononcer avec précision sur le temps de réaction de la dynamique du glacier rocheux à la canicule de l'été 2003. On sait simplement que l'accélération s'est produite durant l'année 2003-2004. Il est toutefois probable que la modification des vitesses se soit déjà produite durant l'hiver 2003-2004. Ces résultats témoignent de la grande influence des variations climatiques courtes sur la dynamique des glaciers rocheux. En ce sens, ils sont en accord avec Hoelzle et al. (1998), selon qui *"the velocity fluctuations are probably mainly caused by variations in permafrost temperatures"*.
- Du fait de la présence de glace massive proche de la surface du glacier rocheux C, un épisode climatique chaud provoque la fusion quasi immédiate d'une partie de cette glace. Il est alors difficile de lire une éventuelle réponse de la dynamique du glacier rocheux en profondeur, ce d'autant plus que les vitesses du glacier rocheux sont lentes.
- Les nombreux indices géomorphologiques, les vitesses élevées et la sensibilité (en termes de dynamique) à un épisode climatique sévère indiquent que le glacier rocheux B s'est probablement accéléré depuis une vingtaine d'années. Cette hypothèse est tout à fait plausible au vu des études récentes publiées sur le sujet (par ex. Roer et al. 2005).

4.2.3 Eboulis fluant du Lac des Vaux

4.2.3.1 Observations

Le complexe sédimentaire occupant le versant nord-ouest du Mont Gelé, déjà décrit au chapitre 3.3.3.1, montre des signes évidents d'instabilités. Nous avons vu qu'un pergélisol occupe une grande partie du versant avec des quantités de glace probablement très variables d'un endroit à l'autre. Trois lobes morphologiquement très différents se côtoient dans la partie sud-ouest du versant. Le lobe A s'apparente à une grosse loupe de géelifluction, alors que le lobe C correspond à un protalus rempart, avec un front très bien marqué. Sur ces deux lobes, aucune trace de déstabilisation récente n'est visible.

Il en va tout autrement avec le lobe B, qui possède lui aussi les caractéristiques morphologiques d'un protalus rempart. Le front, très raide et instable, se termine en pointe, conférant ainsi au lobe une forme particulièrement allongée. Entre 2750 et 2770 m, la pente est raide et instable. Elle s'apparente à une véritable niche d'arrachement (Fig. 4.36). En dessous, le lobe est bombé, très instable. Le capteur LV-L15, positionné dans ce secteur a d'ailleurs été retrouvé avec grande peine en été 2004: la topographie de surface avait été complètement remaniée. Ces observations témoignent d'une possible déstabilisation récente du lobe.



Fig. 4.36. Vue sur les lobes B et C du versant nord-ouest du Mont Gelé. La niche d'arrachement du lobe B domine une zone bombée et très instable.

4.2.3.2 Mouvements estivaux

73 blocs ont été marqués le 12 août 2005. Une deuxième campagne de mesures effectuée deux mois plus tard, le 14 octobre, a permis d'obtenir une première information chiffrée sur les mouvements de terrain dans le versant nord-ouest du Mont Gelé.

4.2.3.2.1 Résultats

Les résultats obtenus dévoilent de profondes disparités dans les vitesses des trois lobes (Fig. 4.37). Le lobe B ressort immédiatement, avec des mouvements nettement plus élevés que partout ailleurs. Les déplacements mesurés sont supérieurs à 20 cm, voire à 40 cm dans quelques cas, ce qui correspond à des vitesses annuelles de l'ordre de 2 m/année. Ces vitesses sont considérables. Aux racines du lobe, les vitesses sont aussi relativement élevées.

Le lobe C dévoile lui aussi des déplacements significatifs, de l'ordre de 5-20 cm. Sur le lobe A, les déplacements sont très variables, mais ne dépassent jamais les 5-10 cm. En de nombreux endroits, ils sont nuls ou peu significatifs. Entre ce lobe et le lobe B, une zone très raide, lieu d'une forte instabilité, révèle sans surprise des déplacements aussi

élevés que sur le lobe B. Dans l'éboulis qui domine ce secteur et le lobe A, le terrain bouge également, de quelques cm par année au vu des mesures effectuées. Enfin, aucun mouvement n'a été détecté durant cette période aux racines du glacier rocheux (pied du versant).

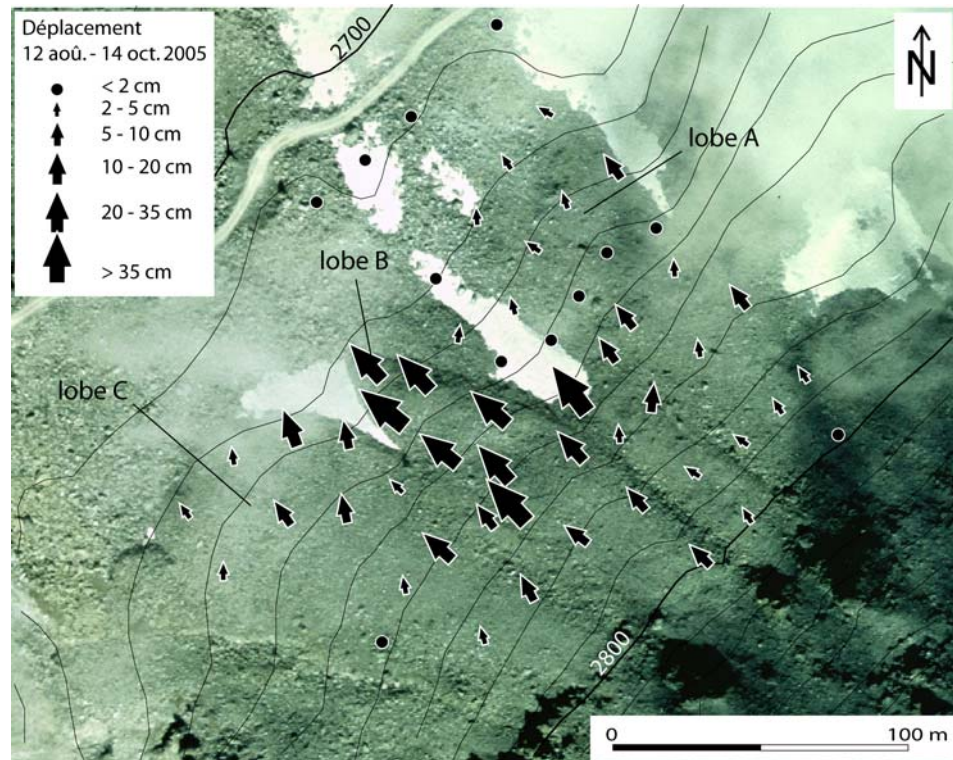


Fig. 4.37. Déplacements horizontaux entre le 12 août et le 14 octobre 2005 dans le versant nord-ouest du Mont Gelé. Reproduit avec l'autorisation de Swisstopo (DV023268).

4.2.3.2.2 Interprétation

Les résultats obtenus sont sans réelle surprise. Ils correspondent aux évidences géomorphologiques du site. Des mouvements de terrain ont été détectés dans les trois lobes, ainsi que dans la partie supérieure de l'éboulis. Là où aucun signe de déstabilisation récente n'existe, les déplacements sont modérés. Ils sont par contre très élevés dans les zones instables observées sur le lobe B et la niche d'arrachement qui jouxte ce lobe du côté nord-est.

La topographie du lobe B, avec la succession niche d'arrachement raide – replat/dépression – partie bombée – front raide et instable montre que l'évacuation du matériel est plus rapide que l'apport en débris. Comme c'est le cas pour le glacier rocheux B aux Yettes Condjà, il semble que la partie inférieure du lobe soit en train de se déconnecter de ses racines. Là aussi, la déstabilisation du corps sédimentaire doit être relativement récente.

Du point de vue du pergélisol, c'est dans le lobe B que les résistivités électriques sont les plus élevées (cf. chap. 3.3.3.3). Les mini-loggers ont par ailleurs révélé des températures plus froides sur le lobe B que sur le lobe A. La MAGST est en effet de -0.25°C et -0.45°C pour les capteurs LV-L14 et LV-L15 (lobe B) et de $+0.6^{\circ}\text{C}$ pour les capteurs LV-L7 et LV-L10 (lobe A). C'est donc la formation qui présente les plus forts contenus en glace, et peut-être les températures internes les plus froides, qui montre les déformations les plus marquées. Pour expliquer les vitesses plus faibles sur le lobe C, on peut envisager l'hypothèse que celui-ci a déjà connu sa période de crise et les

quantités de glace ne seraient aujourd'hui plus suffisamment importantes pour permettre des mouvements rapides. Cela ne constitue toutefois qu'une hypothèse.

4.2.4 Glacier rocheux de Tsarmine

4.2.4.1 Description du site

La rive droite du Val d'Arolla, très escarpée, présente une extension verticale de près de 2000 mètres (voir Morand 2000, Lambiel et al. 2004 ou encore Cheseaux 2005). Toutes les formes dominantes de la zone périglaciaire alpine y sont présentes: glaciers rocheux, éboulis, bastions morainiques, moraines de poussée, etc. (Fig. 4.38). A cela s'ajoutent de nombreuses instabilités de terrain, comme de vastes tassements rocheux et de nombreux chenaux de laves torrentielles.



Fig. 4.38. Vue sur le versant de Tsarmine, en rive droite du Val d'Arolla.

Le cas d'étude présenté ici concerne ledit glacier rocheux de Tsarmine, qui prend source au pied de la face nord-ouest de la Blanche de Perroc (3651 m) 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. Les lichens sont abondants dans la moitié inférieure de la formation, sporadiques dans la moitié supérieure. Le secteur central est relativement déprimé, laissant ainsi apparaître deux crêtes latérales. La masse sédimentaire se termine à une altitude de 2480 m par un front très raide et très instable qui contraste fortement avec les blocs à lichens de la surface (Fig. 4.39 A). Les nombreux blocs qui s'en détachent s'accumulent sur une épaisseur de plusieurs mètres dans un couloir escarpé (Fig. 4.39).

En dépit d'une abondante colonisation par les lichens, 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 (Fig. 4.40 A), présence de

matériel terreux en surface (Fig. 4.40 B), etc. Ces indices, ajoutés à l'instabilité notoire du front, témoignent non seulement de l'activité du glacier rocheux de Tsarmine, mais également de sa probable récente accélération.

Une zone de "cisaillement" semble se dessiner dans les flancs latéraux du glacier rocheux (Fig. 4.41). On observe en effet à la transition front latéral – dos du glacier rocheux une bande allongée où les lichens sont totalement absents, alors qu'ils abondent sur le dos du glacier rocheux et dans le front. Cette bande, large de quelques mètres, marque probablement la limite entre les "crêtes" latérales stables du glacier rocheux et la zone en mouvement au centre de la formation.



Fig. 4.39. Différentes vues du front instable du glacier rocheux de Tsarmine. Photos A et B: G. Cheseaux.

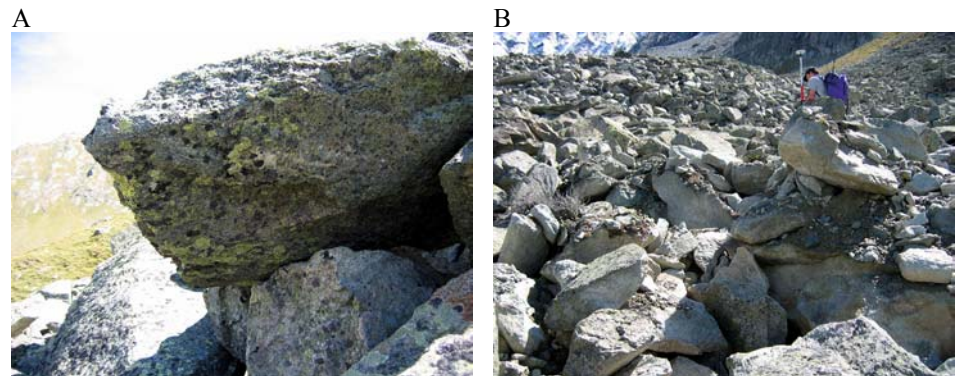


Fig. 4.40. Indices d'une déstabilisation récente du glacier rocheux de Tsarmine. A: lichen sur la face non exposée d'un bloc. B: présence de matrice fine à la surface des blocs.

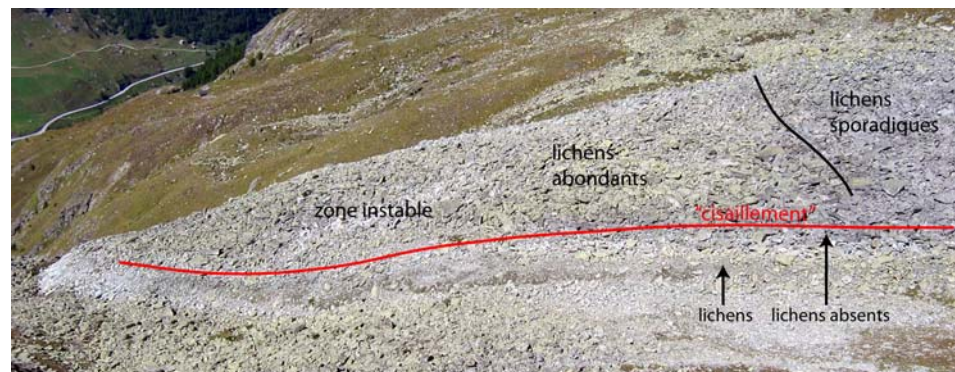


Fig. 4.41. Zone de "cisaillement" à la transition dos du glacier rocheux - front latéral gauche. Les lichens y sont absents.

4.2.4.2 Caractéristiques du pergélisol

Cinq sondages et un trainé géoélectriques ont été réalisés sur le glacier rocheux (Fig. 4.42). Les valeurs élevées de la première couche des sondages reflètent la porosité très marquée du niveau actif: 20 à 300 k Ω m (Fig. 4.43). Ces blocs de surface reposent sur un niveau moins aéré présentant des valeurs inférieures à 10 k Ω m, 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 60 k Ω m. Ces valeurs relativement basses sont probablement synonymes d'un pergélisol tempéré à quasi-tempéré. Aux racines, la résistivité augmente légèrement.

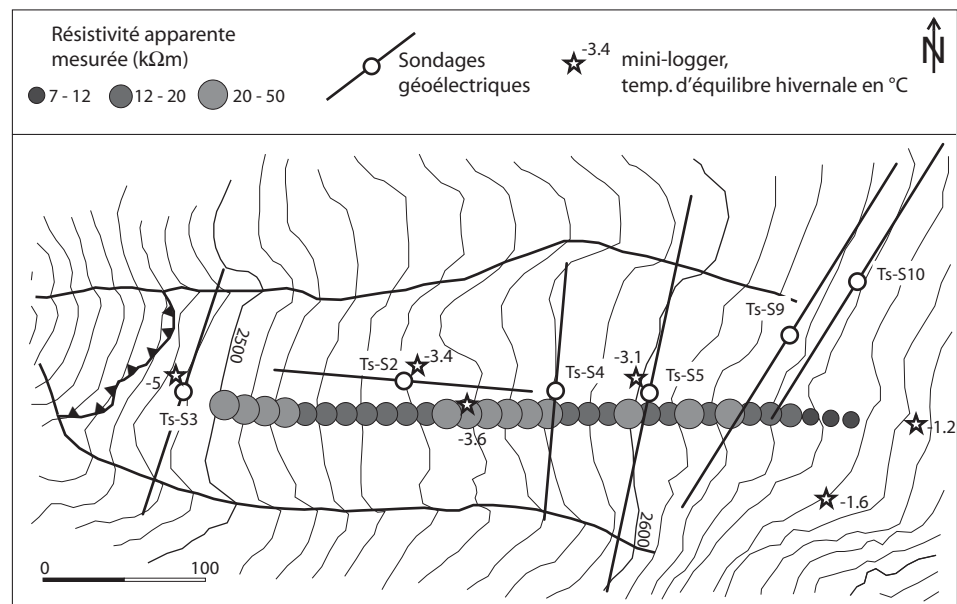


Fig. 4.42. Localisation des sondages géoélectriques, résistivités apparentes mesurées par trainé (écartement inter-électrode de 12,5 m) et position des mini-loggers avec la température d'équilibre hivernale 2003-2004.

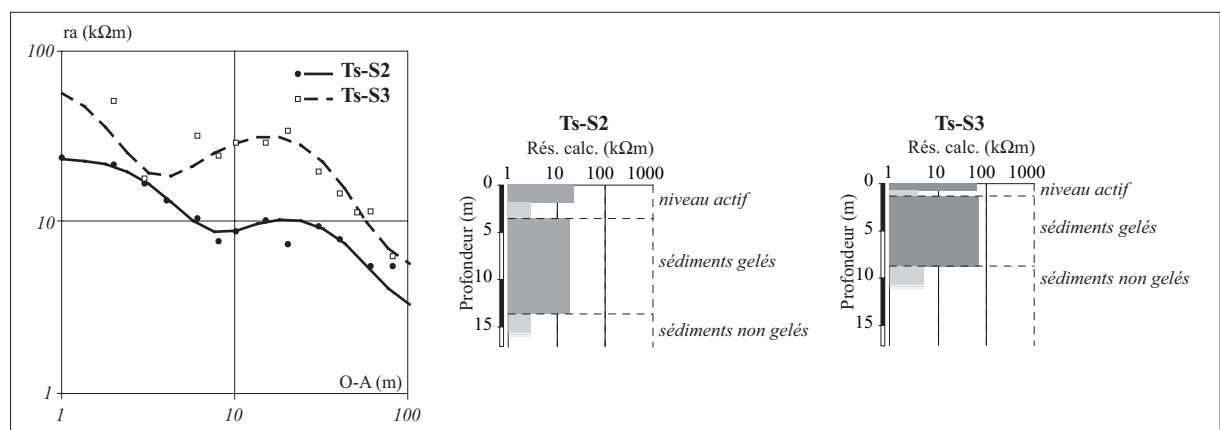


Fig. 4.43. Représentation de deux sondages réalisés sur le glacier rocheux de Tsarminé. Les autres courbes ont des valeurs comprises entre celles de Ts-S2 et Ts-S3.

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 trainé géoélectrique (Fig. 4.42), 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-S2 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 différents capteurs de température disposés entre 2003 et 2004 sur le glacier rocheux révèlent des températures d'équilibre hivernales relativement basses, en accord avec les conditions de pergélisol qui règnent sur le site et avec la structure très aérée de la partie supérieure du niveau actif. Les températures s'élèvent par contre dans l'éboulis qui domine les racines du glacier rocheux (voir aussi chap. 3.3.12).

4.2.4.3 Estimation des mouvements sur la base de documents cartographiques et photographiques

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 1:10'000, effectué sur la base d'orthophotos) atteste l'existence de mouvements au sein de la formation (Fig. 4.44). Six gros blocs dessinés par le cartographe en 1983 sont aisément repérables sur l'orthophoto de 1999 (flèches blanches). 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 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 2 mètres par année. Ces valeurs sont considérables par rapport à celles reportées habituellement dans la littérature.

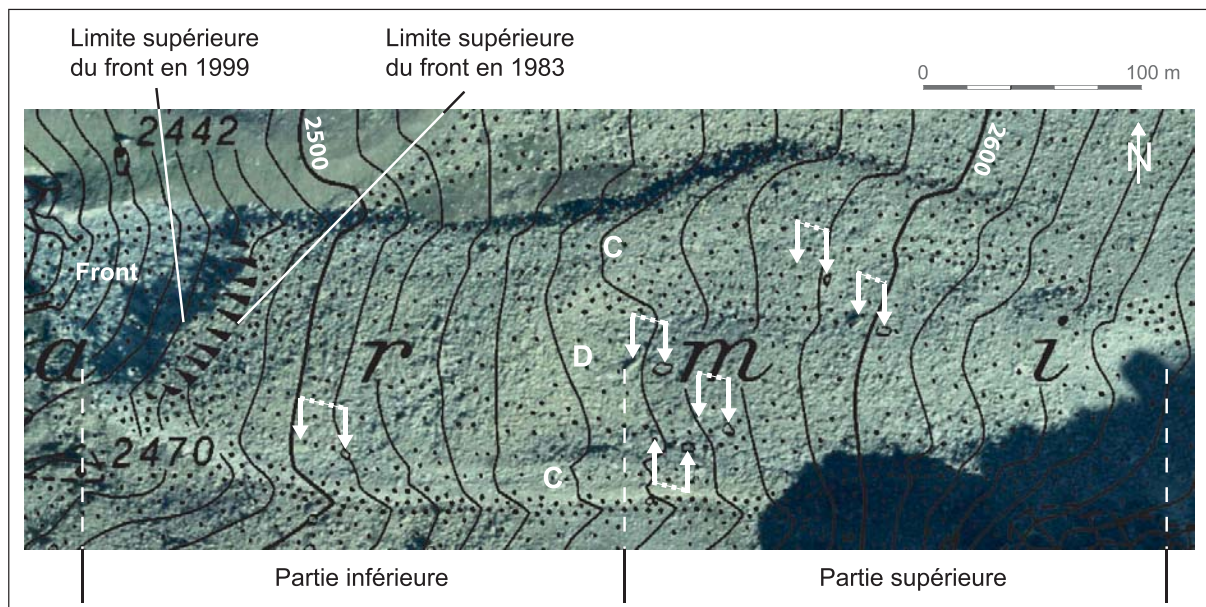


Fig. 4.44. Vue verticale sur le glacier rocheux de Tsarminne. L'extrait du plan d'ensemble de 1983 (fond topographique) a été superposé à l'orthophoto de 1999. Les flèches blanches reliées par un trait tillé pointent sur les positions de blocs visibles sur les deux documents. C = crêtes latérales, D = dépression centrale. Reproduit avec l'autorisation de Swisstopo (DV023268). Plan d'ensemble © 2004 Canton du Valais.

Une première analyse photogrammétrique présentée dans le rapport de Delaloye et al. (2005b)⁸, révèle qu'entre les périodes 1967-1983 et 1983-1999, les vitesses auraient plus que doublé. L'accélération du glacier rocheux, pressentie au vu des nombreuses instabilités observées, est ainsi confirmée. Au vu de la densité de la colonisation des blocs par les lichens, le terme "réactivation" peut même être proposé, sachant toutefois que le glacier rocheux de Tsarminne n'a probablement jamais été complètement inactif.

4.2.4.4 Vitesses annuelles

En collaboration avec l'Institut de Géographie de l'Université de Fribourg, un suivi des mouvements du glacier rocheux à l'aide d'un GPS Différentiel a été initié en octobre 2004. Les mesures ont été répétées au début du mois de juillet 2005 et à la fin du mois d'août de la même année.

Les vitesses annuelles calculées sur la base de la période 4 octobre 2004 – 24 août 2005 sont, dans une majorité des cas, comprises entre 100 et 200 cm par année. Les valeurs maximales atteignent 220 cm/année. La moitié inférieure du glacier rocheux, à l'aval de la dépression, dévoile des vitesses légèrement supérieures (env. 170 cm/année) à celles de la partie amont (env. 140 cm/année).

Ces vitesses confirment l'estimation effectuée à l'aide des documents cartographiques et photographiques: le déplacement annuel du glacier rocheux de Tsarminne est bien de 1 à 2 mètres.



Fig. 4.45. Vitesses horizontales de surface sur le glacier rocheux de Tsarminne, calculées selon les déplacements d'octobre 2004 à août 2005. Reproduit avec l'autorisation de Swisstopo (DV023268).

4.2.4.5 Variations saisonnières

La campagne de mesures de juillet 2005 permet une analyse plus fine de la dynamique du glacier rocheux de Tsarminne en identifiant d'éventuelles variations saisonnières.

Les vitesses de l'hiver 2004-2005 (Fig. 4.46) ont été légèrement plus élevées que les vitesses calculées sur la base de la période octobre 2004 – août 2005. A l'inverse, on constate que les vitesses estivales sont sensiblement plus lentes (Fig. 4.47). La comparaison des valeurs hivernales et estivales montre un ralentissement de 22% entre les deux périodes. Ce ralentissement est général sur l'ensemble du glacier rocheux, mais très irrégulier (Fig. 4.48).

Des vitesses estivales plus lentes que les vitesses hivernales ne sont peut-être que liées à la dynamique du glacier rocheux, comme c'est le cas pour le glacier rocheux de Muragl aux Grisons (Arenson et al. 2002). Cependant, on peut supposer que le refroidissement de MAGST quasi continu depuis la fin de l'année 2003 (cf. Fig. 4.35) et l'hiver très

⁸ Analyse effectuée sur des photographies aériennes de l'Office fédéral de topographie.

froid 2004-2005 ont également joué un rôle dans le ralentissement des vitesses durant l'été 2005.

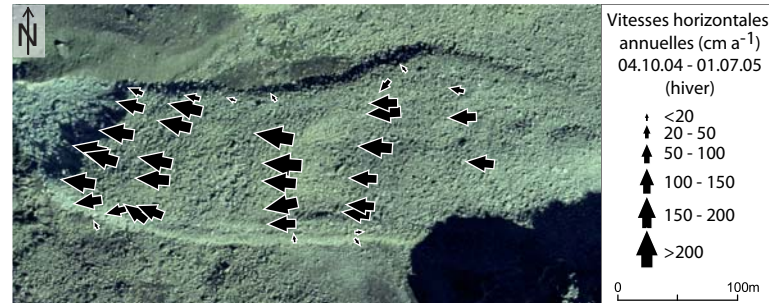


Fig. 4.46. Vitesses horizontales annuelles, calculées selon les déplacements d'octobre 2004 à juillet 2005 (= vitesses hivernales). Reproduit avec l'autorisation de Swisstopo (DV023268).



Fig. 4.47. Vitesses horizontales annuelles, calculées selon les déplacements de juillet à août 2005 (= vitesses estivales). Reproduit avec l'autorisation de Swisstopo (DV023268).

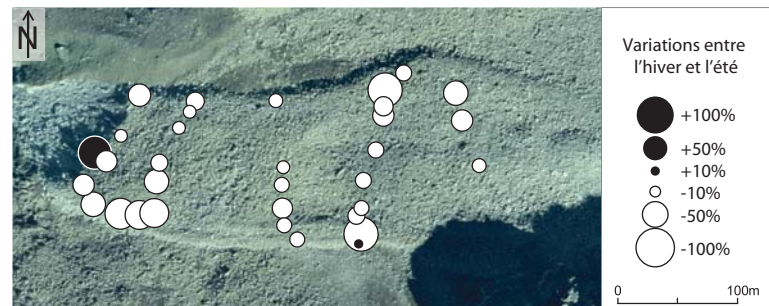


Fig. 4.48. Variation en % des vitesses entre la période hivernale et la période estivale. Reproduit avec l'autorisation de Swisstopo (DV023268).

4.2.4.6 Conclusions

L'abondance des lichens dans la moitié inférieure du glacier rocheux indique que le flux extensif du corps sédimentaire est resté faible durant une longue période (voir Haeblerli et al. 1979). Parallèlement, l'absence de rides et de sillons témoignent de l'absence de compression. Le mouvement du glacier rocheux est donc relativement homogène.

Toutefois, les signes d'instabilités observables dans la partie aval du glacier rocheux semblent indiquer qu'un changement dans la dynamique du glacier rocheux a dû intervenir récemment. Les mesures de déplacement effectuées confirment les vitesses élevées que l'on pouvait suspecter au vu de ces observations. Une accélération du glacier rocheux s'est en toute vraisemblance produite récemment. Cela semble confirmé par les premiers résultats d'une étude photogrammétrique.

Les résistivités électriques modérées du corps gelé correspondent à ce que l'on peut s'attendre à trouver dans un glacier rocheux situé à la limite inférieure du pergélisol discontinu. Le pergélisol de la formation sédimentaire est donc probablement tempéré à quasi-tempéré. On retrouve à nouveau les similitudes avec le glacier rocheux B des Yettes Condjà, avec l'association d'un pergélisol tempéré avec des vitesses élevées. L'absence de glace massive au toit du pergélisol supprime l'effet de masquage que sa fonte (ou sa formation) provoque lors d'épisodes climatiques particulièrement chauds (ou froids). La réaction décalée, parce que s'opérant majoritairement en profondeur, s'observe donc particulièrement bien dans ce type de glaciers rocheux.

4.2.5 Glacier rocheux des Lués Rares

Situé dans le vallon de Tortin (Nendaz), à quelques encablures de l'éboulis des Lapires, le glacier rocheux des Lués Rares se trouve à l'extrême limite inférieure du pergélisol dans la région (Lambiel 1999) (Fig 1.2). L'altitude de son front à 2370 m en fait le glacier rocheux de la catégorie actif/inactif le plus bas de la région Bagnes-Hérémence (Fig. 4.49, à gauche).



Fig. 4.49. Vues frontale (à gauche, photo: R. Delaloye) et latérale (à droite) du glacier rocheux des Lués Rares.

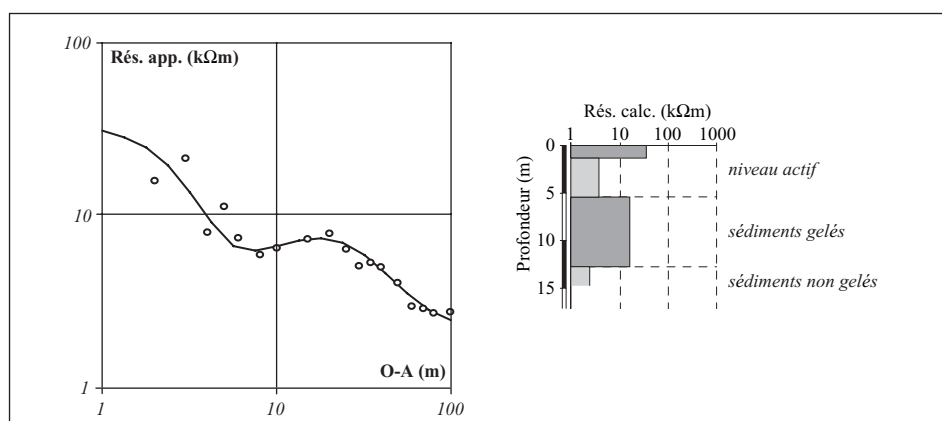


Fig. 4.50. Branche aval du sondage géoélectrique effectué sur le glacier rocheux des Lués Rares.

4.2.5.1 *Caractéristiques du pergélisol*

Durant l'été 1998, un sondage géoélectrique a été effectué dans le sens de fluage du glacier rocheux (Fig. 4.49, à droite). La branche aval du sondage montre qu'un niveau résistant se trouve à environ 5 m de profondeur, sur une épaisseur de 7 m (Fig. 4.50). Sa résistivité est de 15 kΩm. Ce niveau est interprété comme un pergélisol tempéré.

4.2.5.2 *Indices géomorphologiques de mouvements*

La moitié supérieure du glacier rocheux est partagée entre blocs à lichens et surfaces végétalisées. La pelouse alpine est absente de la moitié inférieure, où dominent les blocs à lichens. Le profil en long de la formation sédimentaire n'est pas rectiligne. Vers 2410 m, une pente raide sépare les sections amont et aval. Celle-ci s'apparente à une niche d'arrachement à partir de laquelle flue la portion aval du glacier rocheux. Niche d'arrachement – dépression – bombement frontal: on retrouve les caractéristiques observées sur le glacier rocheux B des Yettes Condjà et le lobe B de l'éboulis du Lac des Vaux. Aux Lués Rares également, la partie aval du glacier rocheux semble se déconnecter de la partie amont.

L'aspect du front contraste fortement avec la partie aval de la formation, caractérisée par une abondance de lichens. La pente est très raide et complètement déstabilisée (Fig. 4.51). La matrice fine affleure en de nombreux endroits, des blocs à lichens se trouvent en porte à faux au sommet et dans le front, plusieurs blocs fraîchement éboulés jonchent le pied du talus, des arbustes qui avaient poussé dans le front se retrouvent déracinés, etc. Tous ces indices témoignent d'une déstabilisation récente de la partie aval du glacier rocheux.



Fig. 4.51. Deux vues du front du glacier rocheux des Lués Rares complètement déstabilisé.

4.2.5.3 *Estimation des mouvements sur la base de documents cartographiques et photographiques*

L'exercice de superposition de documents photographiques et topographiques tentée pour le cas de Tsarmine est reconduite ici (Fig. 4.52). Le resserrement des courbes de niveau dans le secteur frontal permet d'identifier le sommet du front en 1983. Sur l'orthophoto de 1999, le sommet du front est également facilement identifiable. Le déplacement estimé s'élève à une quinzaine de mètres, ce qui équivaut à des vitesses d'environ 1 m/année. Cette valeur paraît élevée par rapport au déplacement que l'on pourrait s'attendre à trouver sur un tel glacier rocheux. Il peut s'expliquer en partie par le manque de précision de la méthode utilisée. En tous les cas, la comparaison des deux

documents atteste d'un déplacement conséquent de la partie frontale du glacier rocheux durant les 16 années concernées. L'analyse d'images InSAR (satellite differential Synthetic Aperture Radar interferometry) datant de 1995 et de 1999 confirme que les mouvements sur ce glacier rocheux sont importants (Delaloye et al. 2005b). Au vu de l'état actuel du front, il semble peu probable que le mouvement se soit ralenti.

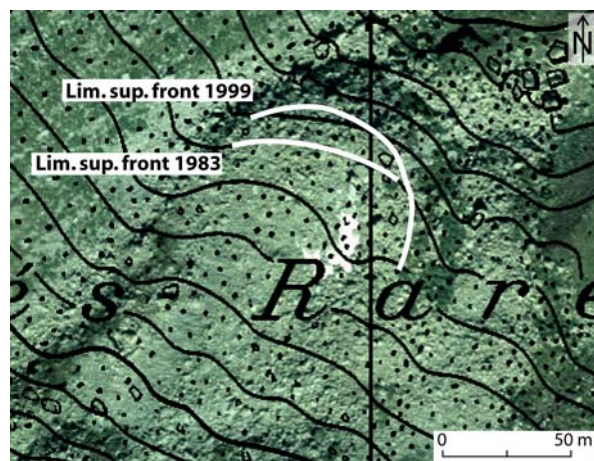


Fig. 4.52. Vue verticale sur le glacier rocheux des Lués Rares. L'extrait du plan d'ensemble de 1983 (fond topographique) a été superposé à l'orthophoto de 1999. Les 2 lignes blanches soulignent la position du front aux 2 dates sus-mentionnées. Reproduit avec l'autorisation de Swisstopo (DV023268). Plan d'ensemble © 2004 Canton du Valais.

Par ses caractéristiques tant morphologiques (blocs à lichen en surface, front très instable) qu'électriques (résistivités relativement basses), le glacier rocheux des Lués Rares rappelle celui de Tsarmine, lui aussi situé à la limite inférieure du pergélisol discontinu. Une accélération, voire une réactivation consécutive à l'élévation des températures atmosphériques depuis la fin des années 1980 est ici aussi à suspecter.

4.2.6 Glacier rocheux du Col de Chassoure

4.2.6.1 Description du site et observations

Une petite combe occupe le flanc nord-ouest de la Pointe des Lapires et se termine au Col de Chassoure, à l'altitude de 2739 m (Fig. 1.2). La combe est occupée aux deux tiers par un glacier rocheux composé de blocs souvent gigantesques (jusqu'à 10 m). La topographie de surface s'apparente à une succession d'ondulations de l'amont vers l'aval. L'aspect du glacier rocheux est généralement bombé. Quelques larges dépressions indiquent toutefois que des quantités non négligeables de glace ont déjà dû fondre. Dans la moitié supérieure du glacier rocheux, les lichens sont absents. Dans la moitié inférieure, ils recouvrent presque intégralement les blocs, mis à part en un ou deux secteurs bien délimités, où l'instabilité est manifestement plus marquée qu'ailleurs. Le contraste est saisissant avec le front latéral gauche, où les lichens sont totalement absents (Fig. 4.53). On en conclut que des mouvements doivent affecter le glacier rocheux. La stabilité des blocs de surface et l'abondance des lichens indiquent toutefois que le mouvement du glacier rocheux doit être relativement homogène et les vitesses lentes.

4.2.6.2 Mouvements estivaux

Les mouvements estivaux entre le 12 août et le 14 octobre 2005 sont connus pour 14 des 35 points mesurés sur le glacier rocheux. Les déplacements horizontaux sont très faibles, voire nuls. Un mouvement maximal de 3,5 cm a été mesuré au cours de ces deux mois. En valeurs annuelles, cela peut représenter une trentaine de centimètres. Le faible nombre de points mesurés et la période restreinte empêchent d'aller trop loin dans les conclusions que l'on pourrait en tirer.

On peut quand même proposer une hypothèse pour expliquer ces vitesses relativement lentes. Celles-ci pourraient être dues à un pergélisol froid. En effet, de par sa position au niveau d'un col, ce glacier rocheux est particulièrement exposé au vent. L'enneigement y est ainsi très limité et de multiples blocs émergent du manteau neigeux durant la période hivernale. Cela contribue probablement à fortement refroidir le corps sédimentaire. Par ailleurs, la taille des blocs, et donc la porosité élevée du niveau actif, garantit vraisemblablement des températures estivales relativement froides.



Fig. 4.53. Le glacier rocheux du Col de Chassoure vu depuis le col. Les lichens sont totalement absents du front. Ils colonisent par contre abondamment les blocs du dos de la formation.

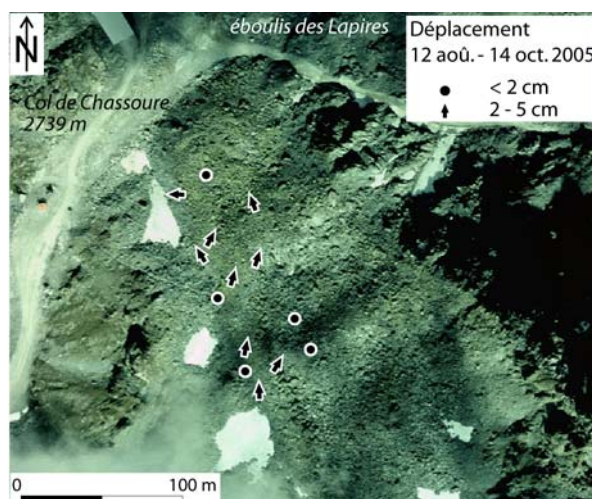


Fig. 4.54. Déplacements horizontaux entre le 12 août et le 14 octobre 2005 sur le glacier rocheux du Col de Chassoure. Reproduit avec l'autorisation de Swisstopo (DV023268).

Le contraste marqué dans la présence des lichens entre le dos du glacier rocheux et le front latéral rappelle les observations effectuées à Tsarminé (cf. 4.2.4.1). La différence tient au fait qu'ici le front est totalement dépourvu de lichens et qu'il n'y a pas de véritables signes d'instabilité. On est donc potentiellement dans le cas d'un déplacement homogène, avec un possible plan de cisaillement situé quelques part dans le front, probablement dans sa partie inférieure.

4.2.7 Glacier rocheux du Mont Dolin

4.2.7.1 Observations

Comme nous l'avons déjà vu au chapitre 3.3.10, le versant ouest du Mont Dolin est marqué par de nombreux signes de mouvements. Le glacier rocheux présente plusieurs rides qui ne semblent pas correspondre à une compression longitudinale. Dans la partie

nord par exemple, la granulométrie change complètement lorsque l'on passe d'une ride à l'autre (Fig. 4.55). Cela indique que les matériaux qui constituent chaque ride proviennent de zones d'alimentation différentes. Les mouvements doivent donc être parallèles aux rides de flux. La partie plus raide du complexe, au-dessus de 2780 m, est affectée par des mouvements dont la profondeur semble varier considérablement d'un secteur à l'autre. La zone à gros blocs située dans la partie nord de l'éboulis alimente visiblement une grande partie du glacier rocheux. Les mouvements y sont probablement profonds. Au sud de cette zone, là où les matériaux sont plus fins, la morphologie semble témoigner d'un mouvement plus superficiel qui fait penser à de la gélifluction.



Fig. 4.55. Différences de granulométrie entre les rides du glacier rocheux du Mont Dolin.

4.2.7.2 Mesures de déplacements

En collaboration avec l'Institut de Géographie de l'Université de Fribourg, trois campagnes de mesures ont été effectuées sur le complexe sédimentaire: le 14 septembre 2004, le 28 juin 2005 et le 29 août 2005. Les vitesses annuelles mesurées sont relativement modestes: elles ne dépassent pas 12 cm/année (Fig. 4.56). Les vitesses maximales sont atteintes dans la zone à gros blocs, c'est-à-dire aux racines du glacier rocheux. Des mouvements (relativement) importants ont été mesurés également dans la partie de l'éboulis où le matériel est beaucoup moins grossier, là où la pente est raide. Sur le glacier rocheux lui-même, les vitesses sont globalement comprises entre 2 et 4 cm/année. Elles sont même nulles en certains endroits.

On retiendra pour l'instant que deux facteurs principaux déterminent les vitesses de déplacement. Le premier concerne les quantités de glace contenues dans le sous-sol. Les mouvements rapides identifiés dans le secteur nord correspondent en effet à une zone où ont été mesurées des résistivités élevées (cf. Fig. 3.129). Dans le secteur situé au sud du précédent, c'est la topographie qui joue un rôle prépondérant. Les résistivités y sont en effet peu élevées. Sur le glacier rocheux, la pente est très faible et les résistivités élevées (Gardaz 1997). Tant le facteur topographique que l'existence d'un pergélisol éventuellement froid pourraient expliquer les vitesses lentes qui y sont mesurées. En l'état, il n'est pas possible d'en savoir plus.

Les directions prises par les vecteurs confirment l'hypothèse selon laquelle le mouvement est parallèle aux rides de flux. Les rides du secteur nord font toutefois office d'exception, les blocs se déplaçant en direction de l'ouest alors que les rides ont une direction NNE-SSW. Une compression longitudinale est probablement active dans ce secteur, ce qui contredit l'hypothèse formulée sur la base des observations de terrain. L'explication provient peut-être de la disparition de la paroi à l'amont des rides, celle-ci ayant été entièrement érodée. L'alimentation en blocs étant terminée, le fluage des matériaux a dû considérablement diminuer (cf. Olyphant 1987). Aujourd'hui, les

mouvements très faibles en direction de l'ouest sont probablement liés à la forte poussée du secteur à gros blocs. Enfin, sur le tracé du télési, les mouvements sont également orientés vers l'ouest, alors que la pente descend en direction du sud.

En résumé, les mouvements du complexe sédimentaire dessinent un arc de cercle entre l'éboulis et la moitié est du glacier rocheux. Ils prennent par contre une direction rectiligne en direction de l'ouest sur la moitié ouest du glacier rocheux.

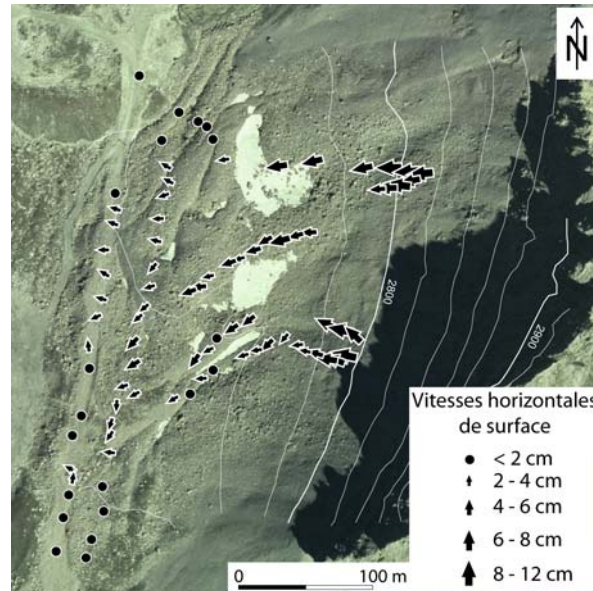


Fig. 4.56. Vitesses horizontales annuelles mesurées sur le complexe éboulis – glacier rocheux du Mont Dolin. Mesures effectuées le 14 sept. 2004 et le 29 août 2005. Données: Perruchoud (à paraître). Reproduit avec l'autorisation de Swisstopo (DV023268).

Les déplacements mesurés étant plutôt modérés, il n'a pas été possible d'analyser quantitativement les variations saisonnières. On peut toutefois se risquer à une estimation. 86% du déplacement total s'est effectué durant la période hivernale (14 sept. 2004 – 28 juin 2005). Or le nombre de jours de la période hivernale correspond à 82% du nombre de jours total. Cela signifie que le taux de déplacement hivernal a en tous cas été aussi important que le taux de déplacement estival. En d'autres termes, les déplacements estivaux n'ont en tous cas pas été plus importants que les déplacements hivernaux.

4.2.8 Glacier rocheux de la Pointe du Tsaté

Le versant situé au nord-est de la crête Pointe du Tsaté – Pointe du Bandon (Val de Moiry, Fig. 1.1) constitue une large accumulation sédimentaire exclusivement minérale, qui vient se terminer vers 2700 m. La lithologie est constituée des calcschistes du Tsaté. En conséquence, le terrain est très "gras" et la portion de fines dès la surface importante. L'intégralité du versant semble en mouvement, les processus allant de la gélifluction au fluage profond de matériaux gelés.

Deux glaciers rocheux montrant des signes évidents d'une récente déstabilisation se côtoient. C'est particulièrement le cas pour Mo-001 (Fig. 4.57). En 1988, la surface du glacier rocheux était relativement plane, sans grosses irrégularités. Onze ans plus tard, les changements sont importants; on note l'apparition de plusieurs niches d'arrachement sur le dos de la formation. De véritables glissements de terrain, très bien visibles sur l'orthophoto de 1999, se développent sur le glacier rocheux.

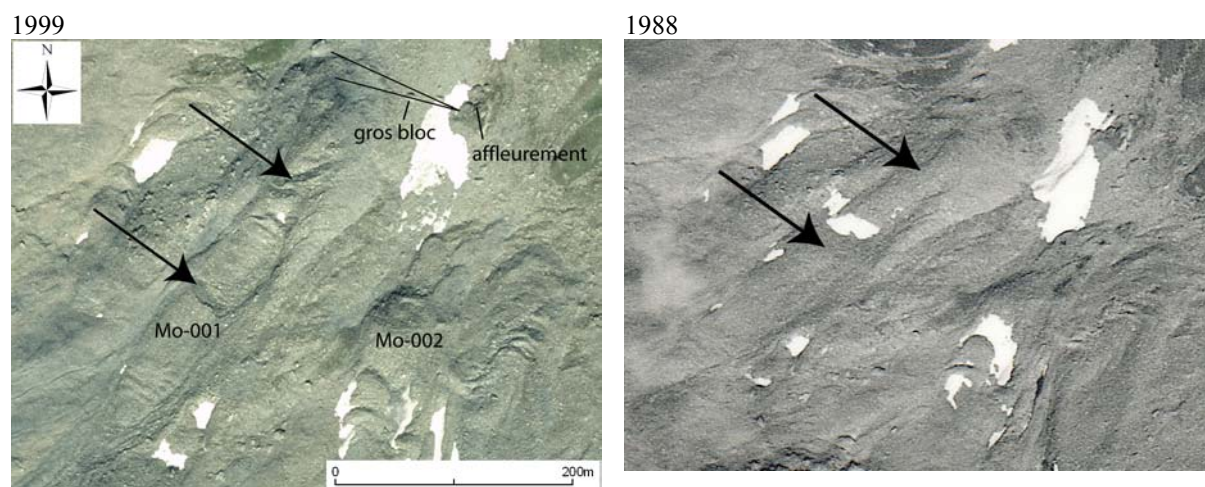


Fig. 4.57. Les deux glaciers rocheux (Mo-001 et Mo-002) du versant nord-est de la Pointe du Tsaté, en 1999 (orthophoto, à gauche) et en 1988 (photo aérienne non rectifiée, à droite). Les flèches pointent sur des niches d'arrachement qui n'existaient pas encore en 1988. Reproduit avec l'autorisation de Swisstopo (DV023268).



Fig. 4.58. Niches d'arrachement à la surface du glacier rocheux (août 2005).

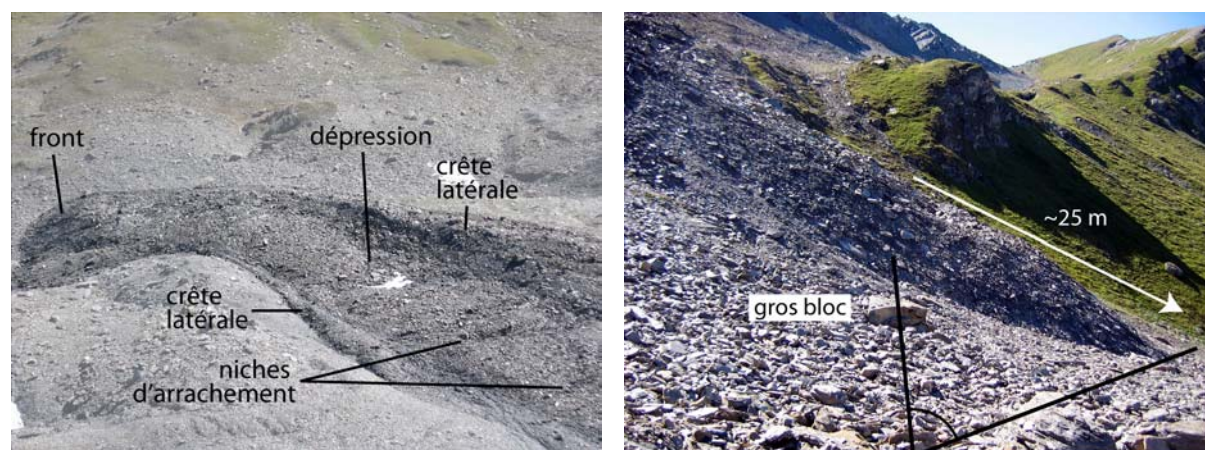


Fig. 4.59. Vue sur la partie inférieure du glacier rocheux (à gauche). Les crêtes latérales entourant le glissement central ressortent particulièrement bien. A droite, vue latérale sur le front du glacier rocheux (Delaloye et al. 2005b). L'angle dessiné passe par la base du front et un gros bloc aisément repérable sur l'orthophoto de 1999 (cf. Fig. 4.57, à gauche).

Les observations de terrain révèlent l'existence de niches secondaires, où apparaît clairement la matrice fine (Fig. 4.58). Le terrain y est très humide. L'imperméabilité liée à la grande quantité de fines (argiles) engendre des écoulements d'eau à proximité de la

surface. Au bas des niches s'accumulent des amas de matériaux. De part et d'autre de cette zone centrale, où a lieu l'activité maximale, des crêtes latérales se sont formées, dénotant des mouvements de moins grande ampleur (Fig. 4.59). Il se dégage de ces observations une impression de chaos: le glacier rocheux est complètement déstabilisé.

On distingue sur l'orthophoto de 1999 un gros bloc situé entre le front du glacier rocheux, du côté est, et un affleurement rocheux (Fig. 4.57, à gauche). Le bloc est presque aligné sur le segment qui relie la base du front et l'affleurement. L'observation in situ en 2005 a révélé que le bloc n'est plus du tout dans l'alignement précité (Fig. 4.59, à droite). Ce n'est pas lui qui a bougé, mais bien le glacier rocheux, dont le front semble se trouver 20 à 30 m plus bas qu'en 1999. Un déplacement annuel de 4-5 mètres peut dès lors être raisonnablement envisagé.

Cette hypothèse est confirmée par l'analyse d'images InSAR (satellite differential Synthetic Aperture Radar interferometry), qui montrent que des modifications de la topographie du glacier rocheux se produisaient en 1997 à des vitesses supérieures à 1 cm/jour (Delaloye et al. 2005a,b).

Au vu de ces différentes observations, on peut affirmer que le glacier rocheux du Tsaté se trouve actuellement dans une période de crise majeure. Les photographies aériennes montrent que la déstabilisation complète de sa partie centrale est récente. On peut donc parler de crue. A ce titre, le terme "surging rock glacier" a été proposé par Delaloye et al. (2005a,b). Bien que peu courant, un tel phénomène a déjà été observé ailleurs. C'est le cas notamment du glacier rocheux du Petit Vélan (Val d'Entremont, VS), dont les vitesses annuelles calculées sur la base de mouvements estivaux s'élèvent à 7 m/année (Delaloye et al. 2005b). Des cas de glaciers rocheux en complète déstabilisation sont également décrits par Avian et al. (2005) et Roer et al. (2005).

Un suivi des vitesses du glacier rocheux du Tsaté a été initié en août 2005. 125 points ont été marqués et mesurés à l'aide d'un GPS Différentiel.

4.3 Conclusions

Au terme de ces analyses de cas, il convient de tirer les conclusions suivantes, en reprenant chacun des quatre objectifs définis au chapitre 4.1.

4.3.1 Magnitude des mouvements

Des formes très diverses ont été étudiées: glaciers rocheux actifs, glacier rocheux en crue, glaciers rocheux "réactivés", protalus remparts, éboulis fluants, éboulis réguliers ou encore moraine de poussée. Les vitesses maximales ont été mesurées sur le glacier rocheux B du vallon des Yettes Condjà (Chap. 4.2.2). Elles sont de l'ordre de 250 cm/année (vitesses 2003-2004). Les estimations basées sur l'analyse d'images InSAR (satellite differential Synthetic Aperture Radar interferometry) indiquent que le glacier rocheux de la Pointe du Tsaté semble se déplacer à une vitesse de 4-5 m/année (Chap. 4.2.8). D'après les mêmes images, le glacier rocheux "inactif" des Lués Rares connaîtrait des vitesses de quelques décimètres par année (Chap. 4.2.5). Dans chacun de ces trois exemples, **les vitesses sont plus élevées que celles auxquelles on aurait pu s'attendre**. Nous avons vu que de nombreux signes d'instabilité sont discernables à la surface de ces trois glaciers rocheux. Ce phénomène sera discuté au chapitre 4.3.3.

Signalons également que la présence de lichens n'est pas indicatrice d'une absence de mouvements actuels. Plusieurs glaciers rocheux présentent une colonisation par les lichens plus ou moins avancée. Ces glaciers rocheux n'en sont pas moins affectés par des mouvements, parfois même rapides. La présence de lichens sur ces glaciers rocheux

est donc soit le signe d'un mouvement uniforme (absence de compression et d'extension), soit celui d'une relative inactivité (longue de plusieurs décennies à plusieurs siècles), aujourd'hui révolue.

4.3.2 Influence des caractéristiques du pergélisol sur la magnitude des mouvements

Le cas des Yettes Condjà illustre parfaitement l'influence de la nature du sous-sol sur les vitesses de déplacement des glaciers rocheux. Les résistivités électriques mesurées sur le glacier rocheux B (rgB) sont environ 10 fois moins élevées que celles mesurées sur le glacier rocheux C (rgC). Parallèlement, les vitesses horizontales de surface sont environ 7 fois plus élevées sur rgB que sur rgC. **Tant les contenus en glace que les températures internes du pergélisol doivent y jouer un rôle prépondérant**, les vitesses élevées de rgB s'expliquant par un pergélisol tempéré à quasi tempéré, contrairement à rgC, dans lequel la teneur en glace élevée maintiendrait des températures plus froides. L'étude du versant nord-ouest du Mont Gelé (complexe du Lac des Vaux, Chap. 4.2.3) montre cependant qu'un contenu en glace minimum est requis pour que les déplacements soient importants. C'est en effet sur le lobe B, où ont été mesurées les résistivités les plus élevées et les conditions thermiques de surface les plus froides que les vitesses sont les plus élevées. La même remarque peut être faite pour la moraine des Gentianes (Chap. 4.2.1): si les mouvements sont significatifs, c'est probablement parce que les contenus en glace sont relativement importants et que, parallèlement, le pergélisol n'est pas spécialement froid.

4.3.3 Réponse de la dynamique des glaciers rocheux au réchauffement du pergélisol

Plusieurs cas présentés dans cette étude dévoilent de nombreux signes de déstabilisation récente. Ceux-ci sont résumés dans le Tab. 4.3. Tous présentent un front très instable, avec une pente située entre 45° et 50°. Dans trois cas, on observe clairement, en surface du glacier rocheux, une ou plusieurs niches d'arrachement d'où fluent des volumes importants de matériaux, qui s'accumulent ensuite dans la partie inférieure de la formation. Le profil en long s'apparente alors à celui d'un glissement de terrain. Des "crevasses" marquent souvent le sommet de la niche d'arrachement. Ces indices témoignent d'une déconnexion de la partie aval du glacier rocheux de sa partie amont ou de ses racines. Ces zones de déstabilisation sont soulignées par un chaos dans l'agencement des matériaux: blocs très instables, lichens sur les faces non exposées, présence de matrice fine à la surface des blocs, etc.

Tab. 4.3. Les 5 glaciers rocheux présentant des signes d'accélération. Niche(s) = présence d'une ou de plusieurs niches d'arrachement sur le dos du glacier rocheux avec paquet de matériaux flués à l'aval. Crevasses = présence de fissures à la surface du glacier rocheux. Fines = présence de fines à la surface de blocs basculés. Temp. pg = température présumée du pergélisol.

	Alt. front	Exp.	Aspect front	Niche(s)	Crevasses	Fines	Lichens	Temp. pg
Yettes Condjà, rgB	2600	NE	très instable	oui	oui	oui	éparses	quasi-tempéré ?
Lac des Vaux, lobe B	2730	NW	très instable	oui	non	non	non	quasi-tempéré ?
Pointe du Tsaté	2700	NE	très instable	plusieurs	oui	oui	non	quasi-tempéré ?
Tsarmine	2460	W	très instable	non	oui	oui	abondants	quasi-tempéré ?
Lués Rares	2370	NE	très instable	non	non	non	abondants	tempéré ?

On peut séparer les 5 glaciers rocheux observés en deux groupes. Le premier concerne les glaciers rocheux des Yettes Condjà (rgB), du Lac des Vaux (lobe B) et de la pointe du Tsaté. Ceux-ci sont clairement situés au-dessus de la limite inférieure régionale du pergélisol. Leur état thermique est vraisemblablement tempéré à quasi-tempéré. L'analyse des variations saisonnières réalisée pour rgB penche plutôt en faveur d'un pergélisol quasi-tempéré. Ces glaciers rocheux sont à classer dans la catégorie "actif". Les indices de déstabilisation récente montrent qu'ils subissent une accélération générale à des degrés divers. Les images InSAR et les estimations effectuées sur la base d'images aériennes et d'observations de terrain montrent que le glacier rocheux de la Pointe du Tsaté connaît actuellement des vitesses de l'ordre de 4-5 mètres par année. On peut dès lors parler de glacier rocheux *en crue*. Les vitesses mesurées sur les deux autres formations sont elles aussi élevées, mais demeurent néanmoins plus proches de valeurs habituellement connues (1-2 m/année). Au vu de ces vitesses et des profonds signes d'instabilités observés, tout porte à croire que ces trois glaciers rocheux connaissent actuellement une période de crise majeure. Les vitesses élevées mesurées sont en effet liées à la déconnexion de la partie aval du corps sédimentaire de ses racines. À terme, les mouvements devraient se ralentir, pour finalement s'arrêter, d'une part faute d'alimentation en matériaux rocheux (cf. Olyphant 1987) et d'autre part consécutivement à la fonte de la glace. La topographie devrait également jouer un rôle important dans la régulation des mouvements: lorsque le glacier rocheux atteindra un secteur moins déclive, la vitesse diminuera en principe d'elle-même.

La morphologie de ces trois formations en phase de déstabilisation profonde rappelle beaucoup celle de certains glaciers rocheux fossiles. On observe, en effet, sur les deux cas présentés à la Fig. 4.60 une portion amont complètement déprimée, bordée de chaque côté par une crête longitudinale. Au bas de la pente, le glacier rocheux est bombé. L'hypothèse la plus probable pour expliquer cette morphologie est que toute la partie amont a flué (ou glissé) à l'aval d'une niche d'arrachement pour s'accumuler dans la partie frontale. L'analogie avec les glaciers rocheux actifs étudiés est évidente. La crise que ces formations sédimentaires connaissent pourrait bien correspondre à un "dernier souffle", qui sera suivi par une phase d'inactivité, voire de fossilisation si les conditions climatiques persistaient dans la tendance actuelle.



Fig. 4.60. Vue sur deux glaciers rocheux fossiles, en rive gauche du Lac de Cleuson (Val de Nendaz, à gauche) et dans le versant sud du Diablon (Moiry, à droite), avec la partie amont déprimée, bordée de crêtes latérales, et la partie aval bombée, où se sont accumulés les matériaux.

Le deuxième groupe est composé des glaciers rocheux de Tsarmine et des Lués Rares. Leur point commun tient à leur position à la limite inférieure du pergélisol discontinu et à l'abondance des lichens colonisant leur surface. Manifestement, ces deux formations devaient connaître, il y a quelques décennies, une activité bien moindre qu'aujourd'hui. Les vitesses mesurées (à Tsarmine), les images InSAR et les nombreux signes de

déstabilisation observés montrent que les mouvements de ces deux glaciers rocheux sont conséquents. Dans ces deux cas également, **une accélération (voire une réactivation?) s'est produite récemment.**

Toutes les données thermiques issues des forages montrent que le pergélisol s'est réchauffé au cours du 20^{ème} siècle. Parallèlement, plusieurs études ont récemment montré que nombre de glaciers rocheux subissent actuellement une accélération (par ex. Ikeda et al. 2003, Avian et al. 2005). Certaines de ces études montrent que l'accélération est particulièrement marquée depuis le début des années 1990 (par ex. Roer et al. 2005). D'après les études photogrammétriques réalisées sur le glacier rocheux de Tsarmine (Delaloye et al. 2005b), la formation sédimentaire a vu ses vitesses doubler entre les périodes 1967-1983 et 1983-1999. Or, la fin des années 1980 coïncide avec une hausse marquée des températures atmosphériques. Si **l'accélération des glaciers rocheux est à mettre en relation avec le réchauffement du pergélisol**, il est tentant d'associer l'augmentation des mouvements de terrain depuis le début des années 1990 avec l'élévation marquée des températures atmosphériques depuis la même période. Il ne faut cependant pas négliger d'autres paramètres. En effet, une modification des conditions d'enneigement, et donc du régime thermique de surface, pourrait également avoir provoqué, pour partie, une modification des vitesses de déplacement des glaciers rocheux.

4.3.4 Variations saisonnières des mouvements

Des mesures de la variation saisonnière des mouvements sont disponibles pour les glaciers rocheux des Yettes Condjà B et C (Chap. 4.2.2), pour le glacier rocheux de Tsarmine (Chap. 4.2.4), pour le complexe éboulis – glacier rocheux du Mont Dolin (Chap. 4.2.7) et pour la moraine de poussée des Gentianes (Chap. 4.2.1).

Les vitesses de rgB ont doublé suite à l'été caniculaire 2003. Malgré le fait que seules des données annuelles sont disponibles pour la période 2003-2004, on peut supposer que la réaction s'est faite ressentir durant l'hiver 2003-2004. Sur ce même glacier rocheux, ainsi que sur celui de Tsarmine, les vitesses ont considérablement diminué durant l'été 2005. On peut supposer que les raisons à ce ralentissement saisonnier se trouvent partiellement dans la dynamique particulière des deux glaciers rocheux. Cependant, il est vraisemblable que ce ralentissement réponde également au refroidissement marqué de MAGST depuis la fin de l'année 2003 (cf. Fig. 4.35) et à l'hiver froid 2004-2005. L'absence de séries de mesures plus rapprochées ne permet pas pour l'instant de se prononcer plus avant sur la part de chacun de ces facteurs.

On peut déduire de ces variations saisonnières que la température du pergélisol de ces deux glaciers rocheux est probablement légèrement inférieure à 0°C. En effet, dans le cas d'un pergélisol tempéré (température = 0°C), les variations de la température de surface ne sont pas enregistrées en profondeur, pour des raisons liées à la chaleur latente de fusion de la glace. C'est ce que montre le forage des Lapires (cf. Chap. 4.1.1.2). On peut donc supposer que les variations saisonnières des vitesses demeurent très faibles sur un glacier rocheux contenant un pergélisol tempéré. Or, elles sont manifestes sur les glaciers rocheux des Yettes Condjà (B) et de Tsarmine. Dès lors, on peut émettre l'hypothèse que ces deux glaciers rocheux connaissent des variations saisonnières de température, ce qui implique un état thermique quasi-tempéré et non pas tempéré.

Le glacier rocheux C des Yettes Condjà réagit différemment à un épisode climatique sévère. L'effet de la canicule de l'été 2003 s'est ainsi fait ressentir immédiatement, par fusion de glace massive présente à la base de la couche active. Cette réaction immédiate masque partiellement, voire complètement, une éventuelle réaction décalée des

mouvements profonds. Le même comportement semble se produire dans la moraine de poussée du Col des Gentianes. Cependant, l'hétérogénéité du contenu en glace de la moraine empêche l'obtention d'un signal très clair. Des mesures de déplacement et des mesures géoélectriques complémentaires sont nécessaires pour mieux comprendre la dynamique de cette formation sédimentaire.

Enfin, la mise en évidence de variations saisonnières nécessite des mouvements relativement élevés. On l'a vu avec le cas du Mont Dolin, où une grande partie des déplacements estivaux mesurés correspondent à la marge d'erreur de la méthode. Dans le cas de vitesses élevées, des mesures mensuelles sont souhaitables en vue d'analyser avec plus de précision les temps de réaction de la dynamique du pergélisol face à un épisode climatique sévère.

Conclusion

5 Conclusion générale et perspectives de recherches futures

L'étude de la distribution du pergélisol dans les terrains sédimentaires à forte déclivité, en particulier les éboulis, et l'évaluation de la magnitude et de la signification climatique des mouvements affectant les glaciers rocheux constituent le double objectif fixé au début de ce travail de thèse. La réalisation de chacun de ces deux objectifs est passée par de nombreuses études de cas, qui ont donné lieu à une synthèse des principaux enseignements à retenir (Chap. 3.4 et 4.3). Je reprends ici ces enseignements, en les replaçant dans le contexte général de l'étude, à savoir le pergélisol dans un climat de plus en plus chaud.

5.1 Le pergélisol dans les éboulis

Dans le cadre de cette étude, la répartition spatiale du pergélisol a été étudiée dans une quinzaine d'éboulis, situés pour la plupart dans les régions du Mont Gelé (Verbier-Nendaz) et des Fontanesses (Arolla). D'expositions diverses, les pentes étudiées étaient généralement situées à l'intérieur de la ceinture du pergélisol discontinu (généralement au-dessus de 2500 m). Au préalable, l'étude de quatre éboulis de basse altitude a été effectuée, dans le but de comprendre au mieux le mécanisme de ventilation interne responsable de l'anomalie thermique négative que l'on observe systématiquement dans la partie inférieure de ces accumulations sédimentaires. En particulier, l'équipement du site de Dreveneuse (Chap. 3.2.1) a permis de préciser le fonctionnement de l'effet de cheminée et de vérifier plusieurs hypothèses énoncées par Delaloye (2004) dans le cadre de sa thèse. Il est à relever que même si des résistivités électriques élevées ont été mesurées dans la partie inférieure de chacun de ces quatre éboulis, dans aucun cas la présence de pergélisol n'a pu y être prouvée.

5.1.1 Distribution du pergélisol dans les éboulis d'altitude

La présence de pergélisol est fortement suspectée, voire attestée, dans la majorité des éboulis d'altitude étudiés. Parallèlement, une occupation complète de l'éboulis par du pergélisol n'a pu être montrée que dans le cas des Charmettes (Chap. 3.3.15), éboulis dans lequel de la glace massive (liée peut-être à l'enfouissement d'un névé) semble présente dans une large proportion de la pente. Dans tous les autres cas, le pergélisol se distribue de manière discontinue.

Malgré les différences de morphologie rencontrées, il ressort des mesures effectuées que **le pergélisol occupe en premier lieu la partie inférieure des pentes**. C'est dans ce secteur en effet qu'ont été systématiquement mesurées les résistivités électriques maximales et les températures BTS minimales.

Dans la partie amont des pentes, le pergélisol est très souvent absent. Toutefois, il n'est pas rare d'observer un **refroidissement des températures du sol dans les sections sommitales des éboulis**, là où le rayonnement solaire diminue fortement. **La présence de pergélisol y est possible.** Dans les sites étudiés, l'altitude inférieure de ce secteur est généralement de 2700 à 2800 m.

Cette distribution particulière du pergélisol constitue un modèle, dont l'adéquation avec la réalité du terrain semble d'autant meilleure que la taille de l'éboulis est réduite et sa morphologie homogène. Dans les grands éboulis à la morphologie complexe, comme par exemple celui des Lapires (Chap. 3.3.1), la distribution du pergélisol est beaucoup

plus fragmentée. La logique spatiale de sa répartition correspond toutefois au modèle présenté.

5.1.2 Part et implication de la ventilation dans la distribution du pergélisol et dans son maintien

Un des buts de l'étude était l'évaluation du fonctionnement de systèmes de ventilation au sein des éboulis de la zone périglaciaire alpine. **Les observations et les mesures effectuées ont clairement pu mettre en évidence un effet de cheminée très actif au sein de certains éboulis.** Ce fut le cas dans les deux formations les plus basses, à savoir celles du Mont Gelé sud et du Creux du Boui, où la présence de pergélisol semble improbable (Mont Gelé sud, Chap. 3.3.5) à possible (Creux du Boui, Chap. 3.3.14). Une ventilation très active a également été identifiée dans deux formations au bas desquelles la présence de pergélisol est attestée par la géoélectrique et par des évidences géomorphologiques (Petit Mont Rouge, Chap. 3.3.7 et Mont Gitsa, Chap. 3.3.9). Dans les autres cas, des indices existent, à des degrés divers. L'effet de la redistribution de la neige par les avalanches n'a pas été étudié en détail. Les observations de terrain montrent cependant que si ce facteur joue sans doute un rôle non négligeable dans le bilan thermique du sol, il ne peut en tous les cas pas expliquer à lui seul l'anomalie thermique négative régulièrement observée dans la partie inférieure des éboulis.

Des hausses de la température du sol ont été régulièrement observées lors de certaines vagues de froid hivernales, pas uniquement dans le haut des pentes, ce qui semble désormais être la règle, mais également dans la partie aval des éboulis. Ce phénomène a pu être particulièrement bien observé dans les premiers mètres des forages des Lapires (Fig. 3.52) et du Col des Gentianes (Fig. 4.9), lors des deux périodes froides de l'hiver 2004-2005. De nombreuses courbes enregistrées au sol l'ont également montré, comme par exemple celles provenant de l'éboulis des Attelas (Fig. 3.68). Ce réchauffement du bas des éboulis lorsque que la température atmosphérique chute est surprenant. Il pourrait être lié à un mécanisme de ventilation ascendante restreint au niveau actif, qui serait perceptible uniquement par temps très froid. Les modifications du manteau neigeux (épaisseur, densité, gradient thermique, etc.) pourraient également jouer un rôle dans les modifications des conditions thermiques du sol.

Le fait que des conditions de pergélisol existent plus de 1000 mètres en dessous de la limite régionale du pergélisol discontinu dans certains éboulis froids de basse altitude montre que sa présence à ces altitudes n'est pas liée à des paramètres climatiques (MAAT notamment), mais à un sur-refroidissement induit par une ventilation interne extrêmement efficace. **Un système de ventilation actif dans une accumulation sédimentaire peut donc participer au maintien du pergélisol, même en cas d'évolution climatique défavorable.** La présence de glace dans le glacier rocheux "fossile" du versant est du Mont Dolin (Chap. 3.3.11) est peut-être la conséquence d'un sur-refroidissement de la formation sédimentaire par des circulations d'air profondes. On peut dès lors émettre l'hypothèse que, du fait de la ventilation interne qui peut s'y produire, le pergélisol identifié dans les parties inférieures des éboulis étudiés pourrait, à terme, se maintenir plus longtemps qu'un pergélisol dont l'existence est purement dictée par des échanges thermiques conductifs et convectifs. On peut même aller plus loin, comme l'avait fait Delaloye (2004), et supposer qu'une élévation des températures de l'air pourrait induire une fusion partielle de la glace, menant à la sous-saturation du pergélisol, ce qui pourrait augmenter l'efficacité de la ventilation et donc le sur-refroidissement du terrain. Ceci demeure toutefois purement hypothétique. Par contre, **la présence de pergélisol dans la partie haute d'un éboulis n'étant, en principe, pas liée à un mécanisme d'advection d'air, son évolution future devrait avant tout être dictée par des facteurs climatiques (évolution de MAAT).**

5.1.3 Conséquences pour la modélisation de la distribution du pergélisol

L'expérience acquise lors des nombreuses mesures effectuées montre que l'on peut passer très rapidement d'un secteur gelé à un secteur non gelé, sans que l'on en comprenne exactement la cause. Compte tenu de la complexité des paramètres qui déterminent le bilan d'énergie d'un éboulis ventilé, il semble à l'heure actuelle illusoire d'espérer pouvoir simuler correctement la distribution du pergélisol dans ce type de terrain à l'échelle locale. Il n'en demeure pas moins que **l'opposition amont-aval qui affecte les éboulis, en terme de répartition du pergélisol, doit absolument être prise en compte dans les essais futurs de simulation du pergélisol à l'échelle régionale.**

Une conséquence majeure des circulations d'air internes est que **l'on peut trouver du pergélisol à des altitudes qui lui sont défavorables et que l'on peut, parallèlement, ne pas en trouver à des altitudes qui lui sont favorables.** Cette répartition particulière du pergélisol correspond à ce que Delaloye (2004) appelle une répartition *atypique* du pergélisol. Etant donné le nombre important de situations de ce type, on peut remettre en cause la pertinence de ce qualificatif. En effet, au vu des résultats obtenus, la présence de pergélisol dans le bas d'un éboulis et son absence dans la partie supérieure semblent plus typiques qu'atypiques.

5.1.4 Perspectives de recherches futures et questions ouvertes

Tout au long de ce travail, de nombreuses incertitudes ont parfois accompagné les résultats obtenus et bien souvent, les mesures effectuées ont soulevé diverses questions, auxquelles les recherches futures devraient s'attacher à répondre.

- La distribution du pergélisol a pu être évaluée d'une manière satisfaisante dans une grande partie des éboulis étudiés. Des zones d'ombre demeurent toutefois, notamment dans les cas où **la couche active très aérée masque partiellement ou complètement un éventuel niveau résistant sous-jacent**, comme ce fut le cas à Tsena Réfien (Chap. 3.3.8) et au Mont Gitsa (Chap. 3.3.9). Dans ces cas, un complément à l'aide de la **sismique réfraction** ou d'autres méthodes (électromagnétiques par exemple) est souhaitable.
- **Dans les éboulis calcaires**, on peut supposer que **la karstification du dépôt sédimentaire peut augmenter sensiblement la porosité de l'éboulis**, en dissolvant partiellement ou complètement les fines qui constituent la matrice du sédiment. Cette porosité peut avoir le même effet sur une courbe de sondage géoélectrique qu'un niveau gelé, comme nous avons pu le voir avec la prospection électrique effectuée à Dreveneuse (Chap. 3.2.1). Dans quelle mesure les résistivités élevées mesurées au Larzey (Chap. 3.2.3), au Creux du Boui (Chap. 3.3.14) ou encore au Mont Dolin est (Chap. 3.3.11) ne sont-elles pas liées elles-aussi à la porosité de l'éboulis ? Là aussi, des mesures de **sismique réfraction** devraient être entreprises.
- La **circulation d'air ascendante au sein des éboulis d'altitude** n'a été mise en évidence que via des mesures thermiques de surface. En ce sens, les données récoltées ne constituent bien souvent que des indices et non des preuves du fonctionnement du système. L'étude approfondie du régime thermique de un ou deux éboulis d'altitude, comme nous l'avons entreprise à Dreveneuse, serait hautement souhaitable. A la manière de l'étude menée sur l'éboulis de la Flüela (cf. Luetschg et al. 2004), cela nécessite la réalisation de plusieurs **forages**, auxquels il faudrait ajouter la mesure de paramètres comme la vitesse et l'humidité du courant d'air, par exemple.

- A l'instar des tentatives de Hoelzle et al. (2001) et de Mittaz et al. (2002), **la détermination de la part des échanges énergétiques advectifs dans le bilan énergétique du sol devrait être envisagée**, même si on sait que cela demeure extrêmement difficile à réaliser.
- **Le sur-refroidissement hivernal** très efficace provoqué par la ventilation ascendante dans des éboulis comme celui du Creux du Boui engendre probablement la formation de **quantités de glace importantes** durant la période de fonte du manteau neigeux. **Cette glace se maintient-elle tout au long de l'année ou au contraire font-elle durant l'été**, comme il semble que cela soit le cas 700 m plus bas dans l'éboulis de Dreveneuse ? Un **forage**, ou à défaut un **monitoring électrique**, serait souhaitable dans ce type de terrain.
- La difficile question de l'efficacité des **mécanismes d'évaporation et de sublimation dans la partie basse des éboulis** mériterait que l'on s'y intéresse d'avantage, étant donné le fait que ces processus tiennent probablement un rôle important dans l'explication de la teneur en glace des éboulis.
- Les **variations secondaires de la température du sol au cours de l'hiver n'ont (de loin) pas toujours été comprises**. C'est le cas notamment des hausses de températures constatées dans le bas des éboulis au moment même où la température atmosphérique chutait. Ces réactions inverses sont-elles le signe d'advection d'air qui transite au sein de la couche active ou sont-elles dues à des modifications des caractéristiques du manteau neigeux ? Ces questions doivent être étudiées plus en détail. Plus largement, elles impliquent **l'étude approfondie des caractéristiques thermiques de la couche active**, comme l'ont entrepris par exemple Herz et al. (2003) ou Hanson & Hoelzle (2004).

5.2 Dynamique des terrains sédimentaires gelés

5.2.1 Enseignements principaux

La synthèse proposée au chapitre 4.3 a largement présenté les enseignements principaux apportés par les mesures et observations effectuées. Pour résumer, nous retiendrons les points suivants:

- La dynamique de fluage du pergélisol est étroitement liée aux caractéristiques du pergélisol, et notamment à la résistivité électrique du sédiment. Sur l'éboulis du Lac des Vaux (Chap. 4.2.3), le lobe B présente à la fois les résistivités et les vitesses les plus élevées, ce qui pourrait indiquer que **dans le cas de pergélisols peu résistants, la vitesse augmente avec la teneur en glace**. Dans le vallon des Yettes Condjà par contre (Chap. 4.2.2), le glacier rocheux B possède des résistivités beaucoup plus faibles que le glacier rocheux C, ce que l'on peut attribuer à des teneurs en glace plus faibles et à des températures du pergélisol plus élevées. Parallèlement, on mesure des vitesses beaucoup plus élevées dans le glacier rocheux B que dans le C. Compte tenu de ce qu'ont montré de nombreuses études (par ex. Hoelzle et al. 1998, Arenson et al. 2002, Frauenfelder et al. 2003, Käab et al. 2003), **on peut attribuer ces différences de vitesses aux différences de températures** que la géoélectrique semble avoir mises en évidence.
- **Les variations annuelles des vitesses semblent liées aux variations de MAGST** (température moyenne annuelle de la surface du sol), avec un délai de quelques

mois à une année, comme attesté par l'accélération des vitesses du glacier rocheux B (Yettes Condjà) en 2003-2004, suite à l'hiver chaud 2002-2003 et l'été caniculaire 2003.

- **La présence de glace massive au toit du pergélisol induit des déformations maximales en été**, qui peuvent partiellement, voire complètement masquer une réaction en profondeur à une modification de MAGST.

Cependant, l'enseignement principal à retenir des mesures effectuées est que:

- **Au vu des vitesses élevées mesurées et des formes de déstabilisation récente observées sur certains glaciers rocheux, une accélération récente semble s'être produite.** Ces observations sont en accord avec les dernières études sur le sujet (par ex. Avian et al. 2005, Delaloye et al. 2005b, Roer 2005). Une réactivation de certaines formations peut même être envisagée. **Les changements qui semblent ainsi s'opérer dans la dynamique des formations sédimentaires gelées apparaissent comme un signal climatique fort, qui illustre les changements en cours actuellement dans la cryosphère alpine.**

5.2.2 Perspectives de recherches futures

Les résultats présentés dans cette étude ont souvent reposé sur des mesures et des observations récentes, qui demandent à être poursuivies et complétées. Des mesures complémentaires doivent être effectuées dans trois domaines.

- Afin de comprendre au mieux la dynamique des formations sédimentaires gelées en permanence, **les mesures de mouvement doivent être systématiquement couplées avec des données géophysiques et thermiques.**
- Des **études photogrammétriques** ciblées sur les glaciers rocheux qui présentent des signes évidents d'une accélération et d'une déstabilisation récentes doivent être entreprises afin de confirmer les changements de dynamique supposés et de déterminer, dans la mesure du possible, le début de l'accélération.
- Une diminution des vitesses entre l'hiver 2004-2005 et l'été 2005 a été constatée dans les cas pour lesquels des données existent. Or, nous avons vu qu'il n'était pas possible de savoir si cette diminution était liée uniquement au rythme du glacier rocheux, au refroidissement général de MAGST depuis la fin de l'année 2003 ou encore à l'hiver 2004-2005 particulièrement froid. Un **monitoring saisonnier des vitesses** doit donc être entrepris sur les terrains présentant des vitesses élevées.

5.3 En terme de risques

Phénomène largement répandu à l'échelle alpine (voir par ex. Käab et al. in press), l'accélération des glaciers rocheux soulève la question des risques liés à la dégradation du pergélisol. La modification de la dynamique des glaciers rocheux induit en effet une modification des processus de transfert de sédiments en direction de l'aval. Depuis quelques années, de nombreux terrains sédimentaires gelés en permanence connaissent de profondes déstabilisations. Des masses considérables de matériaux non consolidés dominant des versants raides pourraient ainsi menacer des voies de communication, des infrastructures humaines ou même des villages. En ce sens, certains glaciers rocheux doivent faire l'objet d'une attention toute particulière. L'identification et le suivi des mouvements de ces formations doivent être entrepris.

De nombreux éboulis sont le lieu de transit de laves torrentielles (voir par ex. Fig. 3.55 et Fig. 3.107). La question de la relation entre les laves torrentielles et les éboulis n'a pas fait l'objet de cette thèse. Elle devrait être envisagée dans les recherches futures. Toutefois, on peut supposer que la présence de pergélisol dans les sections sommitales de certains éboulis a son importance dans la question de la déstabilisation éventuelle des versants suite à une dégradation du pergélisol. En effet, le profil global des éboulis étant en règle générale concave, la pente tend à augmenter en direction de l'amont. Dès lors, le fait que le pergélisol occupe les parties les plus raides de l'éboulis joue probablement un rôle non négligeable dans la stabilité de la pente. L'intensité des éventuelles déstabilisations qui pourraient intervenir dans ces terrains sédimentaires gelés est en partie fonction de la teneur en glace du sédiment, mais également de la température du pergélisol (Davies et al. 2001). Un suivi du régime thermique et de la dynamique des pentes raides devrait donc être envisagée dans certains cas.

Si des réponses satisfaisantes ont pu être apportées aux questions soulevées au début de ce travail, de nombreuses interrogations ont à leur tour vu le jour au gré de l'avancée des observations et des mesures de terrain. Elles soulignent, si besoin était, l'absolue nécessité de la poursuite des études relatives aux processus actifs en zone périglaciaire alpine, tant du point de vue du régime thermique des éboulis que de la dynamique des terrains sédimentaires soumis à des conditions de gel permanent.

Bibliographie

Bibliographie

- Arenson L. (2002). *Unstable alpine permafrost: a potentially important natural hazard – Variations of geotechnical behaviour with time and temperature*. PhD No 14801, Inst. for Geotech. Engng., ETH, Zurich.
- Arenson L., Hoelzle M., Springman S. (2002). Borehole deformation measurements and internal structure of some rock glaciers in Switzerland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13, 117-135.
- Assier A., Fabre D., Evin M. (1996). Prospection électrique sur les glaciers rocheux du cirque de Sainte-Anne (Queyras, Alpes du Sud, France). *Permafrost and Periglacial Processes*, 7, 53-67.
- Atlas hydrologique de la Suisse*, Berne, Service hydrologique et géologique national, 1992-.
- Avian M., Lieb G. K., Kaufmann V. (2005). Recent and Holocene dynamics of a rock glacier system: The example of Langtalkar (Central Alps, Austria). *Norsk geog. Tidsskr.*, 59, 149-156.
- Baechler E. (1930). Der verwünschte oder verhexte Wald im Brüelobel. *Appenzeller Kalender. Club Nachrichten der Sektion St.Gallen SAC (1946)*, 18/8, 91-96.
- Balch E. S. (1900). *Glaciers or freezing caverns*. Allen, Lane and Scott, Philadelphia.
- Barsch D. (1992). Permafrost Creep and Rockglaciers. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, 175-188.
- Barsch D. (1996). *Rockglaciers. Indicators for the present and the former geocology in high mountain environments*. Berlin/Heidelberg, Springer.
- Bauer A., Paar G., Kaufmann V. (2003). Terrestrial laser scanning for rock glacier monitoring. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zurich 2003*, 1, 55-60.
- Bernhard L., Sutter F., Haeberli W., Keller F. (1998). Processes of snow/permafrost-interactions at a high-mountain site, Murtèl/Corvatsch, Eastern Swiss Alps. *Proceedings of the 7th International Permafrost Conference, Yellowknife, Canada*, Collection Nordicana 57, 35-41.
- Berthling I., Etzelmüller B., Eiken T., Sollid J. L. (1998). Rock glaciers on Prins Karls Forland, Svalbard. I: internal structure, flow velocity and morphology. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9, 135-145.
- Bertinelli F., Petitcolas V., Asta J., Richard L., Souchier B. (1993). Relations dynamiques entre la végétation et le sol sur éboulis froid dans les alpes françaises méridionales. *Revue d'Ecologie Alpine*, II, 93-104.
- Böhm R., Auer I., Brunetti M., Maugeri M., Nanni T., Schöner W. (2001). Regional temperature variability in the European Alps: 1760-1998 from homogenized instrumental time series. *International Journal of Climatology*, 21(14), 1779-1801.

- Bouët M. (1978). *Le Valais. Regionale Klimabeschreibung, 1. Teil: Gesamtübersicht, Westschweiz, Wallis, Jura und Juranordfuss sowie Mittelland*, Zürich, SMZ, 88-114.
- Bretz N., Giroud M. (1993). *Cartographie de la répartition théorique du permafrost dans la région du Mont-Gelé (VS)*, Institut de Géographie, Université de Lausanne (non publié).
- Bretz-Guby N. (1994). *Géomorphologie et végétation à l'étage alpin : l'exemple du Mont-Gelé (VS)*, Institut de Géographie, Université de Lausanne, mémoire de licence (non publié).
- Burger K. C., Degenhardt Jr J. J., Giardino J. R. (1999). Engineering geomorphology of rock glaciers. *Geomorphology*, 31, 93-132.
- Cheseaux G. (2005). *Permafrost et instabilités de terrain: le cas de la rive droite du Val d'Arolla (Valais/Suisse)*. Institut de Géographie, Université de Lausanne, mémoire de licence (non publié).
- CG/ScNAT (à paraître). *Permafrost in Switzerland, 2002/2003-2003/2004*. Glaciological Report (Permafrost).
- Davies M., Hamza O., Harris C. (2001). The effect of rise in mean annual temperature on the stability of rock slopes containing ice-filled discontinuities. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, 137-144.
- Davies M., Hamza O., Harris C. (2003). Physical modelling of permafrost warming in rock slopes. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zurich 2003*, 1, 169-174.
- Delaloye R. (2004). *Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale*. Thèse. Fac. Sciences, Univ. Fribourg, Geofocus, Vol. 10.
- Delaloye R., Morand S. (1998). Les glaciers rocheux de la région d'Entremont (Alpes valaisannes): inventaire et analyse spatiale à l'aide d'un SIG. *Mitteilungen der VAW, ETH Zürich*, 158, 75-86.
- Delaloye R., Reynard E. (2001). Les éboulis gelés du Creux du Van (Chaîne du Jura, Suisse). *Environnements Périglaciaires*, 8, 105-113.
- Delaloye R., Monbaron M. (2003). Snow effects on recent shifts (1998-2002) in mean annual ground surface temperature at alpine permafrost sites in the western Swiss Alps. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zurich 2003. Extended Abstracts Volume*, 23-24.
- Delaloye R., Lambiel C. (2005). Evidences of winter ascending air circulation in talus slopes situated near the lower limit of alpine discontinuous permafrost (Swiss Alps). *Norsk geog. Tidsskr.*, 59, 194-203.
- Delaloye R., Reynard E., Lambiel C. (2001). Pergélisol et construction de remontées mécaniques: l'exemple des Lapires (Mont-Gelé, Valais). *Le gel en géotechnique, Publications de la Société Suisse de Mécanique des Sols et des Roches*, 141, 103-113.
- Delaloye R., Reynard E., Lambiel C., Maresco, L., Monnet R. (2003a). Thermal anomaly in a cold scree slope (Creux du Van, Switzerland). *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zurich 2003*, 1, 175-180.

- Delaloye R., Lugon R., Lambiel C., Reynard E. (2003b). Réponse du pergélisol à l'avancée glaciaire du Petit Age Glaciaire: quelques exemples alpins et pyrénéens. *Environnements périglaciaires*, Bulletin de l'Association Française du Périglaciaire, 10.
- Delaloye R., Métrailler S., Lugon R. (2003c). Evolution du pergélisol dans les complexes glacier/glacier rocheux des Becs-de-Bosson et de Lona (VS). *Bull. Murithienne*, Soc. Valaisanne Sc. Nat., 121, 7-20.
- Delaloye R., Lambiel C., Lugon R., Raetzo H., Strozzi T. (2005a). Surging rock glaciers: observations in the Valais Alps. *2nd Swiss Geoscience Meeting, Lausanne*. Abstract.
- Delaloye R., Lambiel C., Lugon R. (2005b). *ESA SLAM project, phase 2, Bas-Valais. Validation of InSAR data in permafrost zone*. Federal Office of Water and Geology (FOWG).
- Descroix L. (2001). Note technique au sujet de l'éboulis englacé de Laux Montaux (Baronnies, Drôme – France). *Revue de Géographie Alpine*, 3, 90-94.
- Dorthe J., Morard S. (à paraître). *Contribution à l'étude du permafrost et des systèmes de ventilation dans des éboulis de moyennes altitudes (1500 - 2100 m) des Préalpes suisses*. Travail de diplôme, Inst. Géogr., Univ. Fribourg (non publié).
- Eiken T., Hagen J. O., Melvold K., (1997). Kinematic GPS survey of geometry changes on Svalbard glaciers. *Annals of Glaciology*, 24, 157-163.
- Evin M. (1992). Une moraine de refoulement au Viso (Italie). *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 27/28, 11-24.
- Evin M., Fabre D., Johnson P. G. (1997). Electrical resistivity measurements on the rock glaciers of Grizzly Creek, St Elias Mountains, Yukon. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8, 179-189.
- Fisch W. sen, Fisch W. jun, Haeberli W. (1977). Electrical resistivity soundings with long profiles on rock glaciers and moraines in the Alps of Switzerland, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 13, 239-260.
- Francou B. (1988). *L'éboulisation en haute montagne (Alpes et Andes)*. Thèse d'Etat. Editec, Caen.
- Francou B., Héty B. (1989). Eboulis et autres formations de pente hétérométriques. Contribution à une terminologie géomorphologique. *Notes et Comptes-Rendus du groupe de travail "Régionalisation du Périglaciaire"*, CNRS, Centre de géomorphologie, XIV, 11-69.
- Francou B., Reynaud L. (1992). 10 year surfacial velocities on a rock glacier (Laurichard, French Alps). *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, 209-213.
- Frauenfelder R., Haeberli W., Hoelzle M. (2003). Rockglacier occurrence and related terrain parameters in a study area of the Eastern Swiss Alps. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zurich 2003*, 1, 253-258.
- Frauenfelder R., Laustela M., Käab A. (2004). Velocities and relative surface ages of selected Alpine rockglaciers. Turbulenzen in der Geomorphologie. H.-E. Minor. Zürich, *Mitteilungen der VAW, ETH Zürich*, 184, 103-118.

- French H.M. (1996). *The periglacial environment*. Longman. London.
- Furrer E. (1970/71). Kaltluftvegetation im Waagtal (Schwytz). *Berichte des Geobotanischen Instituts der ETH Zürich (Stiftung Rübel)*, 41, 21-24.
- Gardaz J.-M. (1997). Distribution of Mountain Permafrost, Fontanesses Basin, Valaisian Alps, Switzerland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, 139-142.
- Gardaz J.-M. (1999). *Permafrost prospecting. Periglacial and rock glacier hydrology in mountain areas : case studies in the Valais Alps, Switzerland*. PhD Thesis. Univ. Press, Fribourg, Switzerland.
- Gardaz J.-M., Lugon R., Monbaron M. (1995). Prospection du pergélisol de montagne à l'aide de la méthode BTS (Alpes valaisannes, Suisse). *UKPIK : Cahiers de l'Institut de Géographie de l'Université de Fribourg*, 10, 93-105.
- Gorbunov A. P., Titkov S. N. (1992). Dynamics of rock glaciers of the northern Tien Shan and the Djungar Ala Tau, Kazakhstan. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, 29-39.
- Gorbunov A. P., Marchenko S. S., Seversky E. V. (2004). The thermal environment of blocky materials in the mountains of central Asia. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15, 95-98.
- Gouffon Y., Burri M. (1997). Les nappes des Pontis, de Siviez-Mischabel et du Mont Fort dans les vallées de Bagnes, d'Entremont et d'Aoste, *Eclogae geol. Helv.*, 90/1, 1-177.
- Gruber S. (2005). *Mountain permafrost: Transient spatial modelling, model verification and the use of remote sensing*. PhD Thesis, Geographisches Institut, Univ. Zürich.
- Gruber S., Hoelzle M. (2001). Statistical modelling of mountain permafrost distribution: Local calibration and incorporation of remotely sensed data, *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, 69-77.
- Gruber S., Hoelzle M., Haerberli W. (2004). Rock-wall temperatures in the Alps: modelling their topographic distribution and regional differences. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15, 299-307.
- Gude M., Dietrich S., Mäusbacher R., Hauck C., Molenda R., Ruzicka V., Zacharda M. (2003). Probable occurrence of sporadic permafrost in non-alpine scree slopes in central Europe. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zurich 2003*, 1, 331-336.
- Haerberli 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.
- Haerberli W. (1975). Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (Graubünden). *Mitteilungen der VAW, ETH Zürich*, 17.
- Haerberli W. (1979). Holocene push-moraines in alpine permafrost. *Geogr. Ann.*, 61A/1-2, 43-48.

- Haerberli W. (1985). Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers. *Mitteilungen der VAW, ETH Zürich*, 77.
- Haerberli W. (1990). Permafrost. In: Schnee, Eis und Wasser der Alpen in einer wärmeren Atmosphäre. Internat. Fachtagung 11. Mai 1990 in Zürich. *Mitteilungen der VAW, ETH Zürich*, 108, 71-88.
- Haerberli W. (1992). Construction, environmental problems and natural hazards in periglacial mountain belts, *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, 111-124.
- Haerberli W., Vonder Mühl D. (1996). On the characteristics and possible origins of ice in rock glacier permafrost. *Zeitschrift für Geomorphologie*, N. F., Suppl.-Bd. 104, 43-57.
- Haerberli W., King L., Flotron A. (1979). Surface movement and lichen-cover studies at the active rock glacier near the Grubengletscher, Wallis, Swiss Alps, *Arctic and Alpine Research*, 11/4, 421-441.
- Haerberli W., Hoelzle M., Keller F., Schmid W., Vonder Mühl D., Wagner, S. (1993a). Monitoring the long-term evolution of mountain permafrost in the Swiss Alps. *Proceedings of the Sixth International Conference on Permafrost*, South China University of Technology Press, 1, 214-219.
- Haerberli W., Guodong C., Gorbunov A. P., Harris S. A. (1993b). Mountain permafrost and climatic change. *Permafrost and Periglacial Processes*, 4, 165-174.
- Haerberli W., Wegmann M., Vonder Mühl D. (1997). Slope stability problems related to glacier shrinkage and permafrost degradation in the Alps. *Eclogae geol. Helv*, 90/3, 407-414.
- Haerberli W., Hoelzle M., Käab A., Keller F., Vonder Mühl D., Wagner S. (1998). Ten years after drilling through the permafrost of the active rock glacier Murtel, Eastern Swiss Alps: answered questions and new perspectives. *Proceedings of the 7th International Permafrost Conference, Yellowknife, Canada*, Collection Nordicana 57, 403-410.
- Haerberli W., Hoelzle M., Bösch H., Funk M., Vonder Mühl D., Keller F. (1999a). *Eisschwund und Naturkatastrophen im Hochgebirge*, Schlussbericht NFP 31, vdf Hochschulverlag, Zürich.
- Haerberli W., Käab A., Wagner S., Vonder Mühl D., Geissler P., Haas J. N., Glatzel-Mattheier H., Wagenbach D. (1999b). Pollen analysis and 14C age of moss remains in permafrost core recovered from the active rock glacier Murtel-Corvatsch, Swiss Alps: geomorphological and glaciological implications, *Journal of Glaciology*, 45/149, 1-8.
- Hanson S., Hoelzle M. (2004). The thermal regime of the active layer at the Murtel Rock Glacier based on data from 2002. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15, 273-282.
- Harris C., Davies M., Etzelmüller B. (2001). The assessment of potential geotechnical hazards associated with mountain permafrost in a warming global climate, *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, 145-156.
- Harris C., Vonder Mühl D., Isaksen K., Haerberli W., Sollid J. L., King L., Holmlund P., Dramis F., Guglielmin M., Palacios D. (2003). Warming permafrost in European mountains. *Global and Planetary Change*, 39, 215-225.

- Harris S. A., Pedersen D. E. (1998). Thermal regimes beneath coarse blocky materials. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9, 107-120.
- Hauck C. (2001). Geophysical methods for detecting permafrost in high mountains. *Mitteilungen der VAW, ETH Zürich*, 171.
- Hauck C., Vonder Mühl D. (2003). Evaluation of geophysical techniques for application in mountain permafrost studies. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.*, Suppl.-Bd. 132, 161-190.
- Heggen E. S. F., Juliussen H., Etzelmüller B. (2005). Mountain permafrost in Central-Eastern Norway. *Norsk geog. Tidsskr.*, 59, 94-108.
- Herz T., King L., Gubler H. (2003). Microclimate within coarse debris of talus slopes in the alpine periglacial belt and its effect on permafrost. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zurich 2003*, 1, 383-388.
- Hoekstra P., McNeill D. (1973). Electromagnetic probing of permafrost. *Proceedings of the second International Conference on Permafrost*, North. Am. Contrib., Natl. Acad. Sci., Washington DE, 517-526.
- Hoelzle, M. (1994). Permafrost und Gletscher im Oberengadin : Grundlagen und Anwendungsbeispiele für automatisierte Schätzverfahren. *Mitteilungen der VAW, ETH Zürich*, 132.
- Hoelzle M., Haeberli W., Keller F. (1993). Application of BTS-measurements for modelling mountain permafrost distribution. *Proceedings of the Sixth International Conference on Permafrost*, South China University of Technology Press, 1, 272-277.
- Hoelzle M., Wagner S., Käab A., Vonder Mühl D. (1998). Surface movement and internal deformation of ice-rock mixtures within rock glaciers at Pontresina-Schafberg, Upper Engadin, Switzerland. *Proceedings of the 7th International Permafrost Conference, Yellowknife, Canada*, Collection Nordicana 57, 465-471.
- Hoelzle M., Wegmann M., Krummenacher B. (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.
- Hoelzle M., Mittaz C., Etzelmüller B., Haeberli W. (2001). Surface energy fluxes and distribution models of permafrost in European mountain areas : an overview of current developments. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, 53-68.
- Hoelzle M., Haeberli W., Stocker-Mittaz C. (2003). Miniature ground temperature data logger measurements 2000-2002 in the Murtèl-Corvatsch area, Eastern Swiss Alps. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zurich 2003*, 1, 419-424.
- Hofmann-Wallenhof B., Lichtenegger H., Collins J. (1994). *GPS theory and practice*. Second edition. Springer, New York.
- Humlum O. (1997). Active layer thermal regime at three rock glaciers in Greenland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8, 383-408.

- Ikeda A., Matsuoka, Käab A. (2003). A rapidly moving small rock glacier at the lower limit of the mountain permafrost belt in the Swiss Alps. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zurich 2003*, 1, 455-460.
- Imhof M., Pierrehumbert G., Haerberli W., Kienholz H. (2000). Permafrost investigation in the Schilthorn massif, Bernese Alps, Switzerland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11, 189-206.
- Isaksen K., Vonder Mühl D., Gubler H., Kohl T., Sollid J. L. (2000a). Ground surface-temperature reconstruction based on data from a deep borehole in permafrost at Janssonhaugen, Svalbard. *Annals of Glaciology*, 31, 287-294.
- Isaksen K., Odegard R. S., Eiken T., Sollid J. L. (2000b). Composition, flow and development of two tongue-shaped rock glaciers in the permafrost of Svalbard. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11, 241-257.
- Isaksen K., Holmlund P., Sollid J. L., Harris C. (2001). Three deep alpine-permafrost boreholes in Svalbard and Scandinavia. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, 13-26.
- Ishikawa M. (2003). Thermal regimes at the snow-ground interface and their implications for permafrost investigation. *Geomorphology*, 52, 105-120.
- Ishikawa M., Hirakawa K. (2000). Mountain permafrost distribution based on BTS measurements and DC resistivity soundings in the Daisetsu mountains, Hokkaido, Japan. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11, 109-123.
- Käab A., Vollmer M. (2000). Surface geometry, thickness changes and flow fields on creeping mountain permafrost: automatic extraction by digital image analysis. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11, 315-326.
- Käab A., Reichmuth T. (2005). Advance Mechanisms of Rock Glaciers. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16, 187-193.
- Käab A., Haerberli W., Gudmundsson G. H. (1997). Analysing the creep of mountain permafrost using high precision aerial photogrammetry : 25 years of monitoring Gruben rock glacier, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8, 409-426.
- Käab A., Gudmundsson G. H., Hoelzle M. (1998). Surface deformation of creeping mountain permafrost. Photogrammetric investigations on Murtèl rock glacier, Swiss Alps. *Proceedings of the 7th International Permafrost Conference, Yellowknife, Canada, Collection Nordicana 57*, 531-537.
- Käab A., Kaufmann V., Ladstädter R., Eiken T. (2003). Rock glacier dynamics: implications from high-resolution measurements of surface velocity fields. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zurich 2003*, 1, 501-506.
- Käab A., Reynolds J. M., Haerberli W. (2005a). Glacier and permafrost hazards in high mountains. In: Huber U.M., Bugmann H.K.M., Reasoner M.A. (eds.), *Global Change and Mountain Regions (A State of Knowledge Overview)*. Springer, Dordrecht, 225-234.

- Kääb A., Huggel C., Fischer L., Guex S., Paul F., Roer I., Salzmann N., Schlaefli S., Schmutz K., Schneider D., Strozzi T., Weidmann Y. (2005b). Remote sensing of glacier- and permafrost-related hazards in high mountains: an overview. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5, 527–554.
- Kääb A., Frauenfelder R., Roer I. (in press). On the response of rock glacier creep to surface temperature increase. *Global and Planetary Change*. Special issue "Climate Change Impacts on Mountain Glaciers and Permafrost".
- Kaufmann V., Ladstädter R. (2003). Quantitative analysis of rock glacier creep by means of digital photogrammetry using multi-temporal aerial photographs: two case studies in the Austrian Alps. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zurich 2003*, 1, 525-530.
- Keller F. (1992). Automated Mapping of Mountain Permafrost Using the Program PERMAKART within the Geographical Information System ARC/INFO. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, 133-138.
- Keller F. (1994). Interaktionen zwischen Schnee und Permafrost, eine Grundlagenstudie im Oberengadin. *Mitteilungen der VAW, ETH Zürich*, 127.
- Keller F., Gubler H. (1993). Interaction between snow cover and high mountain permafrost Murtel/Corvatsch, Swiss Alps. *Proceedings of the Sixth International Conference on Permafrost*, South China University of Technology Press, 1, 332-337.
- Keller F., Frauenfelder R., Gardaz J.-M., Hoelzle M., Kneisel C., Lugon R., Phillips M., Reynard E., Wenker L. (1998). Permafrost Map of Switzerland. *Proceedings of the 7th International Permafrost Conference, Yellowknife, Canada*, Collection Nordicana 57, 557-562.
- Kenyi L. W., Kaufmann V. (2003). Measuring rock glacier surface deformation using SAR interferometry. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zurich*, 1, 537-541.
- Kneisel C. (2003a). Sporadic and discontinuous mountain permafrost occurrence in the Upper Engadine, eastern Swiss Alps. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zurich 2003*, 1, 561-566.
- Kneisel C. (2003b). Permafrost in recently deglaciated glacier forefields – measurements and observations in the eastern Swiss Alps and northern Sweden. *Zeitschrift für Geomorphologie. N. F.*, 47, 289-305.
- Kneisel C. (2004). New insights into mountain permafrost occurrence and characteristics in glacier forefields at high altitude through the application of 2D resistivity imaging. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15, 221-227.
- Kneisel C., Hauck C. (2003). Multi-method geophysical investigation of a sporadic permafrost occurrence. *Zeitschrift für Geomorphologie. N. F.*, Suppl.-Bd. 132, 145-159.
- Kneisel C., Hauck C., Vonder Mühl D. (2000). Permafrost below the timberline confirmed and characterized by geoelectrical resistivity measurements, Bever Valley, Eastern Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11, 295-304.

- Koning D. M., Smith D. J. (1999). Movement of King's Throne rock glacier, Mount Rae area, Canadian Rocky Mountains. *Permafrost and Periglacial Processes*, 10, 151-162.
- Lambert A. (1967). La formation de glace dans les conduits karstiques, les roches fissurées et les pierriers. *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique* (2), IX/4, 321-324.
- Lambiel C. (1999). *Inventaire des glaciers rocheux entre le Val de Bagnes et le Val d'Hérémence (Valais)*. Institut de Géographie, Université de Lausanne, mémoire de licence (non publié).
- Lambiel C. (2005). Rock glacier acceleration: a case study in the Mont Gelé area (Swiss Alps). *2nd European Permafrost Conference. Potsdam*, Abstract, 98..
- Lambiel C., Reynard E. (2001). Regional modelling of present, past and future potential distribution of discontinuous permafrost based on a rock glacier inventory in the Bagnes-Hérémence area (Western Swiss Alps). *Norsk geog. Tidsskr.* 55, 219-223.
- Lambiel C., Reynard E. (2003a). Cartographie de la distribution du pergélisol et datation des glaciers rocheux dans la région du Mont Gelé (Valais). *Physische Geographie* 41, Geographisches Institut der Universität Zürich, 91-104.
- Lambiel C., Reynard E. (2003b). Impacts du développement d'un domaine skiable sur la morphologie glaciaire et périglaciaire : le cas de Verbier (Valais, Suisse), in : Reynard E. et al. (Eds.) *Géomorphologie et Tourisme*. Actes de la réunion annuelle de la Société Suisse de Géomorphologie (SSGM), Finhaut, 21-23 sept. 2001, Université de Lausanne, Institut de Géographie, Travaux et Recherches, 24, 19-33.
- Lambiel C., Delaloye R. (2004). Contribution of RTK GPS in the study of creeping mountain permafrost, Examples from the Western Swiss Alps. *Permafrost and periglacial processes*, 15, 229-241.
- Lambiel C., Delaloye R., Baron L., Monnet R. (2003). Measuring rock glacier surface velocities with Real Time Kinematics GPS (Mont Gelé area, Western Swiss Alps). *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zurich 2003*, Extended Abstracts Volume, 89-90.
- Lambiel C., Reynard E., Cheseaux G., Lugon R. (2004). Distribution du pergélisol dans un versant instable, le cas de Tsarmine (Arolla, Evolène, VS), *Bull. Murithienne*, Soc. Valaisanne Sc. Nat., 122, 89-102.
- Lambiel C., Pieracci K., Reynard E. (2005). La détection du pergélisol alpin: de l'analyse géomorphologique à la compréhension des processus. In: Dambo L., Reynard E. (Eds.). *Vivre dans les milieux fragiles: Alpes et Sahel*. Université Abdou Moumouni, Département de Géographie et Université de Lausanne, Institut de Géographie, Travaux et Recherches, 31, 29-42.
- Law J., van Dijk D. (1994). Sublimation as a geomorphic process: a review. *Permafrost and Periglacial Processes*, 5, 237-249.

- Lehning M., Bartelt P., Brown B., Russi T., Stöckli U., Zimmerli M. (1999). SNOWPACK model calculation for avalanche warning based upon a new network of weather and snow stations. *Cold Regions Science and Technology*, 30/1-3, 145-157.
- Lerjen M. (2001). *Lokale Permafrostverbreitung in den Schottensee-Schutthalden südwestlich des Flüelapasses (Bündner Alpen)*. Diplomarbeit, Geogr. Inst., Univ. Zürich.
- Lerjen M., Käab A., Hoelzle M., Haeberli W. (2003). Local distribution pattern of discontinuous mountain permafrost. A process study at Flüela Pass, Swiss Alps, *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zurich 2003*, 1, 667-672.
- Lewkowicz A. G., Ednie M. (2004). Probability mapping of mountain permafrost using the BTS method, Wolf Creek, Yukon Territory, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15, 67-80.
- Ling F., Zhang T. (2003). Impact of the timing and duration of seasonal snow cover on the active layer and permafrost in the Alaskan Arctic. *Permafrost and Periglacial Processes*, 14, 141-150.
- Little J. D., Sandall H., Walegur M. T., Nelson F. E. (2003). Application of differential global positioning systems to monitor frost heave and thaw settlement in Tundra environments. *Permafrost and Periglacial Processes*, 14, 349-357.
- Luetschg M., Bartelt P., Lehning M., Stoeckli V., Haeberli W. (2003). Numerical simulation of the interaction processes between snow cover and alpine permafrost. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zurich 2003*, 2, 697-702.
- Luetschg M., Stoeckli V., Lehning M., Haeberli W., Ammann W. (2004). Temperatures in two boreholes at Flüela Pass, Eastern Swiss Alps: the effect of snow redistribution on permafrost distribution patterns in high mountain areas. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15, 283-297.
- Lugon, R., Delaloye R., Serrano E., Reynard E., Lambiel C., González-Trueba J. J. (2004). Permafrost and Little Ice Age glaciers relationships in the Posets Massif, Central Pyrenees, Spain. *Permafrost and Periglacial processes*, 15, 207-220.
- Marescot L., Loke M. H., Chapellier D., Delaloye R., Lambiel C., Reynard E. (2003). Assessing reliability of 2D resistivity imaging in mountain permafrost studies using the depth of investigation index method. *Near Surface Geophysics*, 1, 57-67.
- Matsuoka, N., Hirakawa K., Watanabe T., Moriwaki K. (1997). Monitoring of periglacial slope processes in the swiss Alps: the first two years of frost shattering, heave and creep. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8, 155-177.
- Meyer de Stadelhofen C. (1991). *Applications de la géophysique aux recherches d'eau*. Tec & Doc Lavoisier, Paris.
- Mihajlovic D., Köbling D., Kunz I., Schwab S., Kienholz H., Budmiger K., Imhof M., Krummenacher B. (2003). Developing new methods for monitoring periglacial phenomena. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zurich 2003*, 2, 765-770.

- Milsom J. (1996). *Field geophysics*. John Wiley & Sons, 2nd ed., Chichester UK.
- Mittaz C., Hoelzle M., Haeberli W. (2000). First results and interpretation of energy flux measurements over alpine permafrost. *Annals of Glaciology*, 31, 275-280.
- Mittaz C., Hoelzle M., Haeberli W. (2002). Modelling alpine permafrost distribution based on energy-balance data: first step. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13, 271-282.
- Molenda R. (1996). Das Ökosystem "Kaltluft erzeugende Blockhalde". *Natur- und Kulturlandschaft*, Heft 1, 133-136.
- Molenda R. (1999). Die Rolle von Blockhalden bei der Entstehung disjunkter Areale: zoogeographische Aspekte. *Lebensraum Blockhalde – Zur Ökologie periglazialer Blockhalden im ausseralpinen Mitteleuropa*. *Decheniana – Beihefte (Bonn)*, 37, 163-170.
- Morand S. (2000). *Inventaire des glaciers rocheux du Val d'Arolla*. Rapport interne, Service des forêts et du paysage du Canton du Valais, Sion.
- Moscicki J. W., Kedzia S. (2001). Investigation of mountain permafrost in the Kozią Dolinka valley, Tatra Mountains, Poland. *Norsk geog. Tidsskr*, 55, 235-240.
- Möseler B. M., Wunder J. (1999). Kaltluftströme auf Blockhalden und ihre Auswirkungen auf Flora und Vegetation. *Lebensraum Blockhalde*, 43-47.
- Nötzli J., Hoelzle M., Haeberli W. (2003). Mountain permafrost and recent Alpine rock-fall events: a GIS-based approach to determine critical factors. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zurich 2003*, 2, 827-832.
- Nötzli J., Gruber S., Hölzle M. (2004). Permafrost und Felsstürze im Hitzesommer 2003. *GEOForum*, 20, 11-14.
- Odegard R. S., Isaksen K., Eiken T., Sollid J. L. (2003). Terrain analyses and surface velocity measurements of the Hiorthfjellet rock glacier, Svalbard. *Permafrost and Periglacial Processes*, 14, 359-365.
- Olyphant G. A. (1987). Rock glaciers response to abrupt changes in talus production. In Giardino J.R., Shroder J.F.Jr. and Vitek J.D. (Eds.), *Rock Glaciers*. Allen and Unwin, Londres, 55-64.
- Organe consultatif sur les changements climatiques (Occc) (2002): Le climat change, en Suisse aussi. Les points principaux du troisième rapport du GIEC sur l'état des connaissances, du point de vue de la Suisse. www.occ.ch. Berne.
- Parasnis D. S. (1997). *Principles of applied geophysics*. Chapman & Hall, 5th ed, London.
- Perruchoud E. (à paraître). *Suivi GPS des mouvements de surface de glaciers rocheux situés dans les Alpes valaisannes*. Travail de diplôme, Inst. Géogr., Univ. Fribourg (non publié).
- Perruchoud E., Delaloye R. (2005). Surveying the (seasonal) variations of rock glacier activity using GPS technique (western Swiss Alps). Abstract, 2nd *European Permafrost Conference*. Potsdam, 99-100.

- Phillips M. (2000). *Influences of snow supporting structures on the thermal regime of the ground in alpine permafrost terrain*. Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung: Davos.
- Phillips M., Reynard E. (1996). *Influence régionale du climat et de la morphologie sur la distribution du permafrost: l'exemple des Hautes Alpes Calcaires*, Rapports de recherche UKPIK, 8, 197-206.
- Phillips M., Margreth S., Ammann W. J. (2003). Creep of snow-supporting structures in alpine permafrost. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zurich 2003*, 2, 891-896.
- Pieracci K. (2006). *Distribution et caractéristiques du pergélisol dans les éboulis calcaires de haute altitude. Région du Grand Chavalard, Valais, Suisse*. Institut de Géographie, Université de Lausanne, mémoire de licence (non publié).
- Pieracci K., Lambiel C. (2005). Permafrost distribution in limestone talus slopes located near the lower limit of alpine discontinuous permafrost (Swiss Alps). *2nd European Permafrost Conference. Potsdam*. Abstract, 75.
- Reynard E. (1996). Glaciers rocheux et limite inférieure du pergélisol discontinu dans le Vallon de Tortin (Nendaz-Valais), *Bull. Murithienne, Soc. Valaisanne Sc. Nat.*, 114, 135-149.
- Reynard E. (1999): *Gestion patrimoniale et intégrée des ressources en eau dans les stations touristiques de montagne, les cas de Crans-Montana-Aminona et Nendaz (Valais)*, Thèse, Institut de Géographie, Université de Lausanne, Travaux et recherches, 17.
- Reynard E., Delaloye R., Lambiel C. (1999). Prospection géoélectrique du pergélisol alpin dans le massif des Diablerets (VD) et au Mont Gelé (Nendaz, VS). *Bull. Murithienne, Soc. Valaisanne Sc. Nat.*, 117, 89-103.
- Reynard E., Lambiel C., Delaloye R., Devaud G., Baron L., Chapellier D., Marescot L., Monnet R. (2003). Glacier/permafrost relationships in forefields of small glaciers (Swiss Alps). *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zurich 2003*, 2, 947-952.
- Richard J. L. (1961). Les forêts acidophiles de résineux. In : *Les forêts acidophiles du Jura*, Commission phytogéographique de la Société Helvétique des Sciences Naturelles. Editions Hans Huber, Berne.
- Rist A., Phillips M. (2005). First results of investigations on hydrothermal processes within the active layer above alpine permafrost in steep terrain. *Norsk geog. Tidsskr.*, 59, 177-183.
- Rist A., Phillips M., Auerswald K. (2003). Undercooled scree slopes covered with stunted dwarf trees in Switzerland – abiotic factors to characterize the phenomenon. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zurich 2003*, 2, 135-136.
- Roer I. (2005). *Rockglacier kinematics in a high mountain geosystem*. PhD thesis, Department of Geography, University of Bonn.
- Roer I., Dikau R., Käab A. (2005). Rockglacier acceleration in the Turtmann valley (Swiss Alps): Probable controls. *Norsk geog. Tidsskr.*, 59, 157-163.

- Ruzicka V. (1999). The freezing scree slopes and their arachnofauna. *Lebensraum Blockhalde*, 141-147.
- Sawada Y. (2003). Monitoring of ground-ice formation in a block slope at Mt. Nishi-Nupukaushinupuri, Hokkaido, Japan. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zurich 2003*, 2, 1001-1006.
- Sawada Y., Ishikawa M., Ono Y. (2003). Thermal regime of sporadic permafrost in a block slope on Mt. Nishi-Nupukaushinupuri, Hokkaido Island, Northern Japan. *Geomorphology*, 52, 121-130.
- Schoeneich P. (1992). Glaciers rocheux fossiles dans les Préalpes vaudoises. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, 318, 35-55.
- Schütz P. (à paraître) *Etude des relations glacier-permafrost dans une marge proglaciaire à forte composante anthropique (Col des Gëntianes/VS)*. Institut de Géographie, Université de Lausanne, mémoire de licence (non publié).
- Sloan V. F., Dyke L. D. (1998). Decadal and millennial velocities of rock glaciers, Selwyn Mountains, Canada. *Geografiska Annaler*, 80A, 237-249.
- Strozzi T., Kääb A., Frauenfelder R. (2004). Detecting and quantifying mountain permafrost creep from in situ inventory, space-borne radar interferometry and airborne digital photogrammetry. *Int. J. Remote Sensing*, 25/15, 2919-2931.
- Summerfield M. A. (1991). *Global geomorphology*. Pearson. London.
- Turatti A. (2002). *La discontinuité du pergélisol dans l'éboulis des Lapires (Nendaz/VS)*. Travail de diplôme, Inst. Géogr., Univ. Fribourg (non publié).
- Uttinger H. (1965). *Niederschlag*. 1.-3. Teil, Zürich, Schweizer. Meteorolog. Zentralanstalt, Serie Klimatologie der Schweiz, E.
- Vonder Mühl D. (1993). Geophysikalische Untersuchungen im Permafrost des Oberengadins. *Mitteilungen der VAW, ETH Zürich*, 122.
- Vonder Mühl D., Stucki T., Haeberli W. (1998). Borehole temperatures in alpine permafrost: a ten year series. *Proceedings of the 7th International Permafrost Conference, Yellowknife, Canada*, Collection Nordicana 57, 1089-1095.
- Vonder Mühl D., Keller F., Imhof M., Kruppenacher B., Mihajlovic D., Delaloye R., Gardaz J. M., Wenker L., Hölzle M., Kääb A. (1999). *Permafrost – extension et aspects particuliers*, Berne, Atlas hydrologique de la Suisse, planche 3.9.
- Vonder Mühl D., Hauck C., Lehmann. F. (2000). Verification of geophysical models in Alpine permafrost using borehole information. *Annals of Glaciology*, 31, 300-306.
- Vonder Mühl D., Arenson L., Springman S. (2003). Temperature conditions in two Alpine rock glaciers. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zurich 2003*, 2, 1195-1200.
- Vonder Mühl D., Nötzli J., Makowski K., Delaloye R. (2004). *Permafrost in Switzerland, 2000/2001-2001/2002*. Glaciological Report (Permafrost), 2/3.

- Wakonnig H. (1996). Unterkühlte Schutthalden. *Beiträge zur Permafrostforschung in Österreich, Arbeiten aus dem Inst. f. Geogr. Karl-Franzens-Universität Graz*, 33, 209-223.
- Wenker L. (1997). *Prévision de la répartition spatiale du permafrost dans les Alpes suisses du sud-ouest. Comparaison entre les Diablerets (Vaud) et le Mont Gelé (Valais)*. Institut de Géographie, Université de Lausanne, mémoire de licence (non publié).
- Zick W. (1996). Bewegungsmessungen 1965-1994 am Blockgletscher Macun I (Unterengadin/Schweiz) - Neue Ergebnisse. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.*, 104, 59-71.