

Reynald DELALOYE

Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale



DÉPARTEMENT DE GÉOSCIENCES - GÉOGRAPHIE
UNIVERSITÉ DE FRIBOURG (SUISSE)

Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale

THESE

présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Fribourg (Suisse)
pour l'obtention du grade de *Doctor rerum naturalium*

Reynald DELALOYE

de
Ardon (VS, Suisse)

Thèse n°1441

Multiprint, Fribourg, 2004

Acceptée par la Faculté des Sciences de l'Université de Fribourg (Suisse)
sur la proposition de :

Prof. Michel MONBARON, Université de Fribourg (Suisse)

Prof. Wilfried HAEBERLI, Université de Zurich (Suisse)

Dr Daniel VONDER MÜHLL, Université de Bâle (Suisse)

Fribourg, le 25 mars 2004

Le Directeur de thèse :



Prof. Michel MONBARON

Le Doyen :



Prof. Dionys BAERISWYL

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ	5	3.2.2. Application	40
ABSTRACT	7	3.2.3. Variabilité spatiale des mesures BTS	40
ABRÉVIATIONS	9	3.2.4. Variabilité interannuelle des mesures BTS	41
AVANT-PROPOS	11	3.2.5. Synthèse et questions en suspens	45
1ère PARTIE : INTRODUCTION ET GÉNÉRALITÉS		3.3. ENREGISTREMENT CONTINU (GSTM)	45
1. INTRODUCTION		3.3.1. Principe et application	45
1.1. GÉNÉRALITÉS	17	3.3.2. Principales phases du comportement thermique annuel de la surface du sol	46
1.2. VERS UNE NOUVELLE CONCEPTION DE LA RÉPARTITION ET DES CONDITIONS D'EXISTENCE DU PERGÉLISOL EN RÉGION DE MONTAGNE ?	18	3.3.3. Signification de la température estivale	51
1.3. OBJECTIFS ET STRUCTURE DE LA THÈSE	18	3.3.4. Variations spatiales de l'évolution de MAGST	52
1.4. SITES PROSPECTÉS	18	3.3.5. Part des facteurs hivernaux et estivaux dans l'évolution de MAGST	56
1.5. NOTE IMPORTANTE	19	3.3.6. BTS versus GST	60
2. PERGÉLISOL		3.3.7. Synthèse	61
2.1. UNE DÉFINITION À COMPLÉTER ?	23	3.4. TEMPÉRATURE DU SOL EN PROFONDEUR (FORAGE)	61
2.2. BILAN D'ÉNERGIE ET DÉCALAGES THERMIQUES (<i>THERMAL OFFSETS</i>)	24	4. RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE	
2.3. PROFIL THERMIQUE VERTICAL D'UN PERGÉLISOL	28	4.1. GÉNÉRALITÉS	65
2.4. GLACIERS ROCHEUX (TYPES ET DÉFORMATIONS)	29	4.1.1. Principe	65
2.5. TYPES DE GLACE DANS UN CORPS SÉDIMENTAIRE MEUBLE GELÉ	30	4.1.2. Matériel et questions pratiques	66
2ÈME PARTIE : ÉVALUATION DE L'APPORT DES MÉTHODES D'ACQUISITION DE DONNÉES		4.1.3. Résistivité des corps gelés	67
3. TEMPÉRATURE DU SOL		4.2. SONDAGES VERTICAUX	68
3.1. GÉNÉRALITÉS	37	4.2.1. Application	68
3.2. BTS	38	4.2.2. Effet de sur-pente (oversteepening effect)	69
3.2.1. Principe	38	4.2.3. Masquage total par un niveau résistant	71
		4.2.4. Masquage partiel de la partie profonde d'un pergélisol	72
		4.2.5. Masquage partiel d'un pergélisol) par la résistivité élevée de la couche de surface	73
		4.2.6. Hétérogénéité longitudinale du terrain	74
		4.3. TRAINÉS	77
		4.4. PSEUDO-SECTION OU TOMOGRAPHIE	79
		4.4.1. Profils tomographiques réalisés	79
		4.4.2. Inversion	79
		4.4.3. Limites de l'interprétation	79

4.5. INFLUENCE DE LA TEMPÉRATURE SUR LA RÉSISTIVITÉ D'UN TERRAIN GELÉ _____	80	6.3.4. Moraine mixte _____	112
4.5.1. Concepts _____	80	6.3.5. Moraine de poussée s.s. (<i>push moraine</i>) _____	112
4.5.2. Conditions du test _____	80	6.3.6. Rétro-fluage de moraine de poussée _____	112
4.5.3. Résultats _____	80	6.4. PRINCIPAUX RÉSULTATS _____	114
4.5.4. Application des résultats _____	83	6.4.1. Typologie interprétative _____	114
4.5.5. Conclusions du test _____	83	6.4.2. Challand / Ritord / Epée : un site complexe _____	116
4.6. RELATION BTS / RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE _____	84	6.4.3. Grand-Aget / Rogneux: rétro-fluage d'une moraine de poussée _____	123
4.6.1. Becs-de-Bosson / Réchy _____	84	6.4.4. Sanetschhorn / Creux de la Lé : formation d'un néo-pergélisol ? _____	125
4.6.2. Lapires _____	85	6.4.5. Réchy / Becs-de-Bosson : recouvrement partiel d'un glacier rocheux _____	130
4.6.3. Conclusions _____	87	6.4.6. Lona / Sasseneire : des sédiments gelés pré-PAG profondément remaniés ? _____	135
4.7. SYNTHÈSE DES MESURES DE RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE _____	87	6.4.7. Posets (Pyrénées centrales espagnoles) : un glacier rocheux en trompe-l'oeil ? _____	139
5. AUTRES MÉTHODES _____		6.5. EN GUISE DE SYNTHÈSE _____	142
5.1. MÂT À NEIGE _____	91	6.5.1. D'un point de vue statique _____	144
5.1.1. Principe _____	91	6.5.2. D'un point de vue évolutif _____	145
5.1.2. Application _____	91	7. CIRCULATION D'AIR ET ANOMALIES THERMIQUES DANS LES ÉBOULIS DE BASSE ET MOYENNE ALTITUDE _____	
5.1.3. Fonte printanière du manteau neigeux _____	91	7.1. INTRODUCTION _____	147
5.2. TEMPÉRATURE DE L'AIR _____	96	7.1.1. Les thermosiphons _____	147
5.2.1. Mesures effectuées _____	96	7.1.2. Réseaux karstiques, glaciers et éboulis froids _____	147
5.2.2. Particularités locales du régime thermique _____	96	7.1.3. Hypothèses et objectifs _____	148
5.3. PARAMÈTRES DU BILAN RADIATIF _____	100	7.2. ÉTAT DE LA QUESTION DES CIRCULATIONS D'AIR DANS LES ÉBOULIS DE BASSE ET MOYENNE ALTITUDE _____	149
5.3.1. Utilité des paramètres du bilan radiatif _____	100	7.2.1. Introduction _____	149
5.3.2. Variations spatiales du bilan radiatif _____	100	7.2.2. Facteurs de refroidissement des éboulis _____	149
5.3.3. Estimation de l'ensoleillement direct potentiel par compas solaire _____	101	7.2.3. Présence de pergélisol ? _____	151
5.3.4. Asymétrie saisonnière du rayonnement solaire incident _____	101	7.3. CREUX DU VAN : ÉBOULIS FROID DE RÉFÉRENCE _____	152
5.4. LOCALISATION D'EMPLACEMENTS DE MESURE ET DÉTECTION DE MOUVEMENTS DE SURFACE PAR GPS _____	101	7.3.1. Description du site _____	152
5.4.1. Localisation d'emplacements _____	101	7.3.2. Mesures retenues _____	155
5.4.2. Mouvement de la surface d'un terrain _____	102	7.3.3. Seuil d'inversion et caractéristiques du courant d'air _____	156
3ème PARTIE : ÉTUDES DE CAS		7.3.4. Comportement thermique global de l'éboulis _____	159
6. RÉPARTITION SPATIALE DU PERGÉLISOL DANS LES MARGES PROGLACIAIRES HISTORIQUES DE PETITS GLACIERS ALPINS ET PYRÉNÉENS _____		7.3.5. Typologie du comportement thermique annuel dans un éboulis froid _____	161
6.1. INTRODUCTION _____	107	7.3.6. Anomalies de la température moyenne annuelle du sol (MAGST) _____	164
6.1.1. Constats _____	107	7.3.7. Détection de corps gelés par résistivité électrique _____	164
6.1.2. Problématique retenue _____	109	7.3.8. Synthèse et principaux indices de fonctionnement d'un effet de cheminée dans une accumulation sédimentaire grossière _____	168
6.1.3. Sites choisis et historique des travaux _____	110		
6.2. POSTULATS ET HYPOTHÈSES _____	110		
6.3. INDICATEURS GÉOMORPHOLOGIQUES _____	111		
6.3.1. Moraine de fond _____	111		
6.3.2. Moraine flûtée _____	111		
6.3.3. Moraine d'ablation (d'origine supraglaciale) _____	111		

7.4. AUTRES ÉBOULIS DE BASSE ET MOYENNE			
ALTITUDE _____	169		
7.4.1. Dos d'Ane / Creux du Van (975-1170 m.s.m.) _____	170		
7.4.2. La Monnaie / Trappistes (660-900 m.s.m.) _____	172		
7.4.3. Combe de Vudèche / Dent-de-Lys (FR) (1580-1780 m.s.m.) _____	175		
7.4.4. Autres sites de moyenne altitude _____	182		
7.5. CONCLUSIONS _____	188		
8. REFROIDISSEMENT DU SOL PAR UN EFFET DE CHEMINÉE DANS DES DÉPÔTS SÉDIMENTAIRES GROSSIERS DE HAUTE ALTITUDE ?			
8.1. ETAT DE LA QUESTION _____	191		
8.1.1. Concepts de circulations d'air _____	191		
8.1.2. Répartition du pergélisol dans les éboulis et facteurs envisagés _____	192		
8.1.3. Circulations d'air profondes dans des glaciers rocheux ? _____	192		
8.2. QUELQUES OBSERVATIONS DU POSSIBLE FONCTIONNEMENT D'UN EFFET DE CHEMINÉE DANS DES ÉBOULIS DE HAUTE ALTITUDE _____	193		
8.2.1. Les fenêtres de fonte de neige précoce dans les éboulis de Tita Neire (2410-2500 m.s.m.) _____	193		
8.2.2. D'autres fenêtres de fonte ? _____	194		
8.2.3. Effet de cheminée dans l'éboulis W du Petit Mont Rouge (Arolla, 2600-2720 m.s.m.) _____	196		
8.3. L'ÉBOULIS DES LAPIRES _____	196		
8.3.1. Description du site et mesures (retenues) effectuées depuis 1998 _____	196		
8.3.2. Répartition du pergélisol _____	196		
8.3.3. Indices d'un effet de cheminée dans la zone P10 ? _____	199		
8.3.4. Indices d'un effet de cheminée dans la zone P09 ? _____	206		
8.3.5. Conclusions et hypothèses ouvertes _____	207		
8.4. LES GLACIERS ROCHEUX INACTIFS/FOSSILES DE L'ALPAGE DE MILLE _____	207		
8.4.1. Description du site _____	207		
8.4.2. Variations spatiales interannuelles des mesures BTS _____	210		
8.4.3. Dépendance des BTS vis-à-vis de la température de l'air durant l'hiver _____	212		
8.4.4. Interprétation des résultats _____	215		
8.4.5. Conclusions _____	217		
8.5. CONCLUSIONS SUR LE FONCTIONNEMENT D'UN EFFET DE CHEMINÉE DANS LES ÉBOULIS D'ALTITUDE ET LES GLACIERS ROCHEUX INACTIFS/FOSSILES _____	218		
4ème PARTIE : CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET DÉVELOPPEMENTS SOUHAITABLES			
9. CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET PERSPECTIVES			
9.1. SUPERPOSITION DE DEUX MODES DE RÉPARTITION SPATIALE DU PERGÉLISOL DANS L'ENVIRONNEMENT ALPIN _____	223		
9.1.1. Répartition typique _____	223		
9.1.2. Répartition atypique _____	224		
9.2. INTERPRÉTATION DES RÉSULTATS ET MONITORING _____	226		
9.2.1. Confrontation souhaitée dans certains cas avec d'autres méthodes géophysiques _____	226		
9.2.2. Comparaison détaillée indispensable des mesures de température du sol avec les conditions météorologiques et nivologiques _____	226		
9.2.3. Interprétation (semi-)qualitative des résultats _____	226		
9.2.4. Importance du monitoring / répétition des mesures dans le temps _____	227		
9.3. IMPLICATIONS GÉNÉRALES DES RÉSULTATS OBTENUS _____	227		
9.4. PERSPECTIVES ET DÉVELOPPEMENTS FUTURS _____	228		
9.4.1. Réalisation de forages _____	228		
9.4.2. Monitoring de l'évolution thermique et géométrique du pergélisol dans les marges proglaciaires _____	228		
9.4.3. Eboulis, glaciers rocheux et ventilation _____	228		
BIBLIOGRAPHIE _____	231		
CURRICULUM VITAE _____	239		

RÉSUMÉ

L'objectif principal de cette thèse est l'identification de processus régulant la présence et l'évolution du pergélisol dans les zones marginales de son domaine d'existence, c'est-à-dire là où sa présence est fortement discontinue, sporadique, voire incertaine. Cette thématique n'a que peu été étudiée jusqu'à ce jour. Cependant, comme les interrogations portant sur les effets du réchauffement climatique sur l'environnement alpin se multiplient, la compréhension des processus dictant l'évolution de la température du sol dans une situation de pergélisol marginal revêt une importance primordiale. En effet, ce type de pergélisol devrait a priori être le premier à subir une disparition complète.

Une vingtaine de sites localisés principalement dans la partie occidentale des Alpes Suisses, mais aussi dans les Préalpes, le Jura et les Pyrénées, ont été investigués essentiellement par le biais de mesures de température du sol (instantanées ou continues) et de résistivité électrique. Des données météorologiques et nivologiques ont également été relevées en permanence sur plusieurs sites entre 1998 et 2003.

Quatre types de terrain ont été analysés, à savoir :

- des éboulis de basse altitude où il s'avère que le sol peut demeurer gelé en permanence à une altitude aussi basse que 1200 m.s.m. et où la température moyenne annuelle de l'air est supérieure à +5°C;
- des éboulis de haute altitude (2200-3000 m.s.m.) situés à proximité de la limite inférieure du pergélisol discontinu, là où la présence de pergélisol n'est le plus souvent restreinte qu'à quelques portions du versant;
- des glaciers rocheux inactifs/fossiles où des corps de pergélisol pourraient avoir été préservés depuis plusieurs milliers d'années;

- des marges proglaciaires historiques (Petit Age Glaciaire) de petits glaciers ayant souvent recouvert tout ou partie de glaciers rocheux préexistants et où la répartition spatiale actuelle du pergélisol est encore marquée par le profond remaniement thermique et mécanique causé par l'avancée glaciaire.

Les résultats obtenus soutiennent l'hypothèse formulée au début du travail, à savoir qu'il faut considérer la répartition spatiale du pergélisol dans un environnement alpin comme étant la superposition de deux modes dont les mécanismes de fonctionnement thermique diffèrent : un mode que l'on peut qualifier de typique, résultant d'un bilan d'énergie dont les composantes sont essentiellement des flux de chaleur (conductifs et convectifs) verticaux, et un mode atypique, influencé en grande partie par une composante advective du bilan d'énergie. Au moins deux processus générant ou ayant généré une répartition atypique du pergélisol dans des dépôts sédimentaires meubles ont pu être mis en évidence : les effets de l'avancée glaciaire historique du Petit Age Glaciaire et la circulation d'air interne, de type «effet de cheminée» ou «tube à vent». Ces processus peuvent affecter ou avoir affecté à peu près n'importe quelle accumulation de matériaux et il y a lieu d'en tenir compte en vue d'une estimation fiable des effets du réchauffement climatique sur l'évolution et la répartition spatiale du pergélisol.

Dans les marges proglaciaires historiques, la présence de pergélisol est souvent limitée au pourtour du champ proglaciaire. Des corps de matériaux gelés ont pu être déplacés (formation de moraines de poussée) et d'importants déséquilibres, autant thermiques que géométriques, ont été provoqués par l'avancée glaciaire. Dans ces terrains fortement perturbés, les effets de l'évolution du climat s'additionnent à des rééquilibres thermiques en cours et peuvent contribuer à

accélérer le réchauffement du pergélisol déplacé (?) dans certains secteurs marginaux du champ proglaciaire.

Une circulation d'air qui s'inverse et s'intensifie en fonction du gradient de température entre l'intérieur d'une accumulation de débris rocheux et l'air extérieur a pu être démontrée dans tous les éboulis de basse et moyenne altitude qui ont été observés. Cette ventilation interne est cruciale pour permettre la présence de pergélisol dans ces éboulis; elle peut en effet conduire selon les cas à une anomalie thermique annuelle du sol de 3 à 7°C par rapport à la température moyenne annuelle de l'air dans la partie basse de l'éboulis. Le fonctionnement de la phase de ventilation ascendante hivernale, provoquant un refroidissement très marqué de la moitié inférieure d'un éboulis, n'est pas significativement entravée par un épais couvert neigeux continu. Il est possible qu'une telle circulation d'air contribue également à déterminer la répartition spatiale du pergélisol dans des éboulis de haute altitude et à préserver des corps gelés dans des glaciers rocheux inactifs/fossiles. Les mesures de température du sol à disposition ont en tout cas montré l'existence, certes atténuée, de la phase hivernale ascendante du système de ventilation.

Une partie de cette thèse est consacrée à des questions d'ordre méthodologique concernant la pertinence et l'apport des techniques de mesure mises

en œuvre. Une interprétation basée sur une approche qualitative des mesures effectuées et non pas seulement purement quantitative a été privilégiée.

Ainsi par exemple, l'analyse détaillée de l'aspect de la courbe d'un sondage électrique vertical permet de mettre en évidence une possible hétérogénéité et renseigne tout autant sur la nature du terrain que les résistivités mesurées dans l'absolu. Une typologie de courbes caractéristiques a par ailleurs été dressée dans le cadre de la prospection des marges proglaciaires. En ce qui concerne les mesures de température du sol, les mesures BTS (température à la base de la couche de neige hivernale) ont par exemple été utilisées de préférence en vue de l'identification de particularités du régime thermique du sol plutôt que pour la prospection même du pergélisol. Par ailleurs, une typologie du comportement thermique annuel du sol a pu être définie pour décrire le fonctionnement du système de ventilation d'un éboulis de basse altitude.

L'importance de la répétition de mesures dans le temps (monitoring) a également été soulignée. En effet, de nombreux résultats originaux proposés découlent de mesures répétées occasionnellement ou acquises en continu durant plusieurs années. Au contraire d'une simple prospection, le monitoring ne donne pas seulement une image figée de la situation investiguée, mais également évolutive, ce qui en permet une meilleure appréciation.

Mots-clés : *pergélisol marginal, marges proglaciaires historiques, Petit Age Glaciaire, éboulis froids, glaciers rocheux inactifs/fossiles, ventilation, géoélectrique, température du sol, monitoring*

ABSTRACT

The main objective of this thesis is the identification of mechanisms controlling the occurrence and the evolution of mountain permafrost in peripheral areas, i.e. where the presence of permafrost is strongly discontinuous, isolated, or even uncertain. This area has not been greatly studied so far. As investigations relating to the effects of climate warming on the alpine environment multiply, the comprehension of the mechanisms controlling the thermal regime of the ground in a situation of marginal permafrost takes on particular significance. Indeed, this type of permafrost should be a priori the first to completely disappear.

About twenty sites mainly located in the western part of the Swiss Alps, but also in the Prealps, Jura and Pyrenees, were primarily investigated by means of electrical resistivity and ground temperature (instantaneous or continuous) measurements. Weather and snow data were also permanently recorded on several sites between 1998 and 2003.

Four types of terrain were analysed, namely :

- *scree slopes at low elevation* where permafrost can occur as low as 1200 m a.s.l. (above sea level) while the mean annual air temperature is higher than +5°C;

- *talus slopes at high elevation* (2200-3000 m a.s.l.) located near the lower limit of the discontinuous alpine permafrost belt, where the occurrence of permafrost is generally restricted to some portions of a slope;

- *inactive/relict rock glaciers* where materials can be preserved in a frozen state since several thousands of years ago;

- *historical (Little Ice Age) forefield* of small glaciers having often covered whole or part of pre-existing rock glaciers and where the current spatial distribution

of permafrost is still marked by strong thermal and mechanical disruption caused by the glacier advance.

The results obtained support the assumption formed at the beginning of the work, namely that it is necessary to consider the spatial distribution of permafrost in an alpine environment as being the superposition of two modes in which the thermal mechanisms differ : a **typical** mode resulting from an energy balance whose components are primarily vertical (conductive and convective) heat fluxes, and an **atypical** mode mainly influenced by an advective component of the energy balance. At least two processes generating or having generated an atypical distribution of permafrost in non-consolidated sedimentary deposits can be highlighted : the **effects of the Little Ice Age glacier advance** and an **internal circulation of air** («chimney effect» or «wind tube»). One or the other of these processes may affect or have affected the permafrost conditions in any accumulation of materials and it is necessary to take this into account for a reliable estimate of the effects of the climate warming on the evolution and the spatial distribution of permafrost.

In the historical glacier forefields, the occurrence of permafrost is often limited to the margins of the former proglacial field. Frozen materials can be moved (formation of push-moraines) and significant imbalances, as much thermal as geometrical, can be caused by the glacier advance. In these strongly disturbed terrains, the effects of climate evolution are added to thermal adjustments in progress and can contribute to accelerate the warming of permafrost which was moved (?) in certain marginal sectors of the proglacial field.

An air circulation which reverses and intensifies according to the contrast in temperature between the air in the interior of the blocky accumulation and the

surrounding air could be shown in all the talus slopes of low and medium elevation that were analysed. The internal ventilation mechanism is crucial to allow the occurrence of permafrost in these talus slopes; in the lower part of a slope, it can indeed lead, depending on cases, to a thermal annual anomaly of the ground reaching 3 to 7°C compared to the mean annual temperature of the outside air. The winter ascending ventilation phase, causing a very strong cooling of the lower half of a slope, is not significantly blocked by a thick continuous snow cover. It is possible that such a circulation of air also contributes to determine the spatial distribution of permafrost in talus slopes at high elevation and to preserve materials in a permanent frozen state in inactive or fossil rock glaciers. Indeed, the available ground temperature measurements showed in any case the existence, certainly attenuated, of the ascending winter phase of the ventilation system.

Part of this thesis is devoted to methodological questions concerning the relevance and the contribution of the used measurement techniques. An interpretation based on a qualitative and not purely quantitative approach of the obtained data is preferred.

Thus, for example, the detailed analysis of the aspect of the curve of a vertical electrical sounding allow us to highlight a possible heterogeneity of the ground composition and informs as much about the nature of the ground as the resistivities measured alone. A typology of characteristic curves was in addition drawn up within the framework of glacier forefield investigation. Concerning the measurements of ground temperature, BTS (Bottom Temperature of the winter Snow cover) measurements, for example, were used in preference for the identification of characteristics of the ground thermal regime rather than for the prospecting itself of permafrost. In addition, a typology of the annual thermal regime of the ground was defined to describe the effects and the specificities of the ventilation system in a low elevation talus slope.

The importance of repeating measurements in time (monitoring) is also underlined. Indeed, many original results suggested herein arise from measurements that were occasionally repeated or acquired in an uninterrupted way during several years. Unlike a simple prospecting, monitoring does not only give a fixed image of the investigated situation, but also an evolutionary insight, which allows a better appreciation of it.

Keywords : *marginal permafrost, historical glacier forefields, Little Ice Age, cold scree slopes, inactive/relict rock glaciers, air circulation, electrical resistivity, ground temperature, monitoring*

ABRÉVIATIONS

Signification des principales abréviations, avec page(s) de référence (sauf exceptions) :

a	Intervalle inter-électrodes (en m) pour trainés et tomographie de résistivité électrique
Ac	Associations végétales à érables
AF	<i>Abieti-fagetum</i> , hêtraie à sapins
ALTO	<i>Active Layer Thermal Offset</i> , part du décalage thermique annuel moyen entre l'air (atmosphère) et le toit du pergélisol due aux caractéristiques de la couche active
AP	<i>Aspenio-Piceetum</i> , Pessière (épicéas) à Asplénium
APi	Frange inférieure de la Pessière à Asplénium
APs	Frange supérieure de la Pessière à Asplénium
BTS	<i>Bottom Temperature of the winter Snow cover</i>
DGPS/RTK	Localisation par GPS différentiel en temps réel
GFI	<i>Ground Freezing Index</i> , indice de gel du sol
GST	<i>Ground Surface Temperature</i> , mesurée par un UTL
GSTM	<i>Ground Surface Temperature Monitoring</i>
K ^d	Rayonnement solaire incident
K ^{up}	Rayonnement solaire réfléchi
L ^d	Rayonnement tellurique (ou thermique infrarouge) en provenance de l'atmosphère
L ^{up}	Rayonnement tellurique (ou thermique infrarouge) de la surface du sol
MAAT	<i>Mean Annual Air Temperature</i>
MADD	Module d'acquisition de données, station automatique

MAGST	<i>Mean Annual Ground Surface Temperature</i>
MAGT	<i>Mean Annual Ground Temperature</i> , température moyenne annuelle du sol en profondeur
MAPT	<i>Mean Annual Permafrost Temperature</i> , température moyenne annuelle du pergélisol
P09, P10	Pylônes de la télécabine Tortin-Chassoure (Lapires)
PAG	Petit Age Glaciaire
PERMOS	<i>Permafrost Monitoring Switzerland</i> , réseau d'observation du pergélisol en Suisse en fonction depuis 2000
PT	<i>Tofieldo-Piceetum</i> , Pessière à Tofieldie (zone d'épicéas nains)
pa	Résistivité (électrique) apparente du sol
RMS error	Erreur quadratique résiduelle moyenne
RSP	Rayonnement solaire direct potentiel
SFD	<i>Snow Free Date</i> , date de disparition de la neige (au printemps ou en été)
SnD	<i>Snow Date</i> , date d'enneigement définitif (en automne)
SnTO	<i>Snow Thermal Offset</i> , part du décalage thermique annuel moyen entre l'air (atmosphère) et le toit du pergélisol due à l'enneigement
STO	<i>Surface Thermal Offset</i> , part du décalage thermique annuel moyen entre l'air (atmosphère) et le toit du pergélisol due aux caractéristiques de la surface du sol
Type A, B...	Type de courbe de sondage électrique vertical dans et aux abords immédiats d'une marge proglaciaire historique
Type I, II...	Type de comportement thermique annuel du sol dans un éboulis froid
UTL	<i>Universal Temperature Logger</i> (type UTL-1)
WEqT	<i>Winter Equilibrium Temperature</i> , température d'équilibre hivernal (du sol)

REMERCIEMENTS

Un travail de thèse ne peut être mené à terme qu'avec l'appui, l'encouragement et la contribution, à des degrés divers, d'un très grand nombre de personnes. Mes remerciements et ma reconnaissance s'adressent ainsi :

- au Prof. Michel Monbaron, directeur de thèse, en particulier pour le soutien accordé et la confiance totale exprimée durant ce long chemin;
- à mes collègues Christophe Lambiel et Emmanuel Reynard de l'Université de Lausanne, pour l'amicale et fructueuse collaboration entretenue durant toutes ces années, mais aussi pour la relecture prompte et attentive du volumineux manuscrit qui leur a été soumis à l'orée de l'hiver;
- au Prof. Wilfried Haerberli ainsi qu'au Dr Dani Vonder Mühl, non seulement pour avoir accepté de faire partie du jury, pour la lecture (dans les temps) du manuscrit et la qualité de leur commentaires, mais également pour les nombreux soutiens et opportunités offerts de longue date;
- à tous les membres de l'Institut de Géographie, dont un certain nombre d'«anciens», pour les excellentes conditions de travail, les bons moments partagés et pour les dépannages, coups de main et autres aides de toutes sortes : Claude Béguin, Martin Beniston, Michelle Bollschweiler, Sylvie Bovel-Yerly, Paula Casals, Claude Collet, Marie Descloux, Holger Gärtner, Eddie Graham, Joëlle et Stéphane Goyette, Ingo Heinrich, Dominique Jungo, Patricia Jungo, Franziska Keller, Francisco Klauser, Brigitte Koffi-Lefevre, Ernest Koffi, Walter Leimgruber, Igor Lièvre, Claire Matti-Galice, Thierry Menoud, Moe Myint, Ivo Raemy, Jean Ruegg, Christian Savary, Christian Schubart, Michel Spicher, Markus Stoffel, Ignaz Strelbel, Pierre Terrettaz, Stefan Winter et Danièle Yerly ;
- à la soixantaine au moins d'étudiant-e-s géographes des Universités de Fribourg (surtout) et de Lausanne, qui, souvent au pied levé, ont permis la réussite des fréquentes campagnes de mesure et n'ont pas rechigné à rentrer parfois bien après la tombée de la nuit : en particulier, Grégoire Devaud, Gilles Disero, Jonathan Dorthe, Gilles Fasel, Martha Gruson, Sébastien Métrailler, Eric Perruchoud, Sébastien Morard et Alain Turatti;
- aux Dr Ralph Lugon (de l'Institut Universitaire Kurt Bösch à Sion), Ludovic Baron, Laurent Marescot, Régis Monnet (tous trois de l'Université de Lausanne), Marcia Philips (SLF Davos) et Eric Bardou (CREALP, puis WSL à Sion), à Sarina Eisenring (de l'Université de Zurich) et Marc Luetscher (de l'ISSKA - Institut Suisse de Spéléologie Karstique - à La Chaux-de-Fonds) et aux anciens géographes fribourgeois Sonia Morand et Dr Jean-Michel Gardaz pour les collaborations ou discussions engagées au cours de ces années;
- à la Fondation Dr Ignace Mariétan de la Société Valaisanne des Sciences Naturelles (La Murithienne) pour le soutien au projet « Réchy/Lona » en 2002;
- à la Fondation du Fonds de la Recherche de l'Université de Fribourg pour le soutien au projet « Ritord » en 1997;
- à M. Paul Glassey, à Télénendaz S.A. et Téléverbier S.A. pour la réalisation du forage des Lapires; à cette dernière également pour l'accès aux remontées mécaniques de ladite station;

- aux Prof. André Strasser et Christian Caron (Institut de Géologie de l'Université de Fribourg) pour m'avoir invité à publier ma thèse dans la série GeoFocus;

- aux Dr Florence Dapples, Daniel Oswald et Elias Samankassou ainsi qu'au futur Dr Luc Braillard (Institut de Géologie de l'Université de Fribourg) pour leurs conseils avisés;

- à mes collègues espagnols Enrique Serrano, Juan-Jo Trueba, Raül Rodriguez qui nous ont accueilli sur leur terrain de recherche dans les Pyrénées;

- au Prof. Jean-Michel Gobat (Université de Neuchâtel), à Jean-Michel Oberson (Service des Forêts du Canton de Neuchâtel) et Dominique Piazza (garde forestier) pour l'intérêt porté aux recherches menées au Creux du Van, leur connaissance du site et les facilités accordées;

- à Virginie Bavaud, Daniel Bruchez, Chantal Crausaz, Hubert Mayor et leurs aides pour leur accueil chaleureux

aux Cabanes des Becs-de-Bosson, des Diablerets et du Mont-Fort;

- à David Bovard, Raphaël Délèze, Jean-Luc Disner et Vincent Joris pour leur aide ponctuelle, mais précieuse;

- à la communauté scientifique «permafrost» dans son ensemble, exemplaire dans son mode de fonctionnement, dans la convivialité et l'esprit d'ouverture et de collaboration qui y règne;

- à Jeannette Delaloye pour la toute dernière relecture du manuscrit et mille autres choses;

- à toutes celles et ceux que, par mégarde, j'aurais omis de mentionner;

- et, surtout, à Nathalie et Jonas pour leur sourire, leur soutien sans faille et tout ce qu'ils m'ont apporté durant cette dernière année en particulier.

1ÈRE PARTIE

INTRODUCTION ET NOTIONS GÉNÉRALES

1. INTRODUCTION

1.1 GÉNÉRALITÉS

En principe, les caractéristiques thermiques et géométriques d'un pergélisol dépendent des échanges d'énergie entre les couches proches de la surface du sol et l'atmosphère. Ces flux sont à leur tour étroitement liés à des variables et paramètres climatiques, environnementaux et, en région de montagne, topographiques, tels que caractéristiques de la surface du terrain, composition du sol, altitude, orientation, ensoleillement, enneigement, température de l'air, etc. Le concept de bilan d'énergie et les nombreux paramètres qui lui sont associés forment l'ossature des modèles physiques les plus récents, encore en développement (STOCKER-MITTAZ *et al.* 2002, GRUBER *et al.* 2003), et qui ont pour but de reproduire et de simuler les variations thermiques du pergélisol de montagne dans le temps et dans l'espace (ETZELMÜLLER *et al.* 2001, HOELZLE *et al.* 2001).

Or, parmi les différentes formes d'existence de pergélisol dans des terrains sédimentaires, il s'avère qu'un certain nombre de situations ne semblent pas correspondre au seul résultat d'un tel échange vertical de chaleur entre le sol et l'atmosphère, aussi complexe soit-il. A l'exception des glaciers rocheux actifs, où, par fluage (creep), une «exportation» lente de matériaux gelés au-dehors de la zone potentiellement favorable à la préservation de pergélisol est possible, les situations particulières sont le plus souvent localisées dans les marges du domaine d'existence du pergélisol et peuvent être classées en trois catégories :

- Les *marges proglaciaires historiques* situées dans la zone d'existence du pergélisol discontinu (dans les Alpes, au-dessus de 2500 m.s.m. environ); la répartition actuelle du pergélisol y est avant tout la conséquence des effets mécaniques et thermiques de l'avancée glaciaire du Petit Age Glaciaire (HAEBERLI

1979, 1983, EVIN 1991, 1992a, 1992b, EVIN & FABRE 1990, KNEISEL 1998, 1999, REYNARD *et al.* 2003).

- La *limite inférieure du pergélisol discontinu* (vers 2200-2600 m.s.m.); il s'agit d'une zone de transition floue entre présence et absence de pergélisol, dans laquelle par exemple l'existence localisée de pergélisol dans des pentes d'éboulis (REYNARD *et al.* 1999, LERJEN *et al.* 2003) ou la préservation de corps gelés dans des glaciers rocheux inactifs, voire fossiles (DELALOYE & MORAND 1998), dont l'origine est probablement tardiglaciaire (BARSCH 1996, FRAUENFELDER & KÄÄB 2000, FRAUENFELDER *et al.* 2001, LAMBIEL & REYNARD 2003) ne semblent pas toujours pouvoir s'expliquer par un bilan d'énergie composé uniquement de flux verticaux.

- Des *sites de basse altitude* (au-dessous de 2000 m.s.m.) localisés parfois bien au-dessous de la limite supérieure des forêts; le pergélisol semble bel et bien présent dans des pentes d'éboulis à des altitudes où la température moyenne annuelle de l'air est largement positive (WAKONNIG 1996, KNEISEL *et al.* 2000b, GUDE *et al.* 2003), présence qui, ici encore, ne peut à l'évidence pas être expliquée par un simple bilan d'énergie à unique dimension verticale.

Une vingtaine de sites ont été étudiés dans le cadre de ma recherche, **avec comme objectif principal l'identification de processus** régulant la présence et l'évolution du pergélisol dans ces différentes catégories de situations particulières. Les résultats attendus devraient pouvoir contribuer à une connaissance affinée des conditions d'existence du pergélisol alpin aux marges de son domaine d'existence. A l'heure où les interrogations portant sur les effets du réchauffement climatique sur l'environnement alpin se multiplient, une appréciation cohérente des conséquences actuelles et envisageables dans le futur ne peut passer que par une connaissance approfondie de tous les processus en action.

1.2 VERS UNE NOUVELLE CONCEPTION DE LA RÉPARTITION ET DES CONDITIONS D'EXISTENCE DU PERGÉLISOL EN RÉGION DE MONTAGNE ?

L'hypothèse principale qui soutient ce travail peut être formulée comme suit :

En région de montagne, deux types de répartition spatiale du pergélisol se superposent, répondant à des mécanismes de fonctionnement différents :

- *d'une part, une répartition que l'on peut qualifier de **typique**, résultant essentiellement de flux d'énergie dont la composante majeure est verticale, transferts d'énergie qui s'effectuent avant tout par conduction ou par convection;*

- *d'autre part, une répartition **atypique**, dont la cause est l'existence localisée de processus particuliers, prenant le dessus sur les échanges d'énergie verticaux; les transferts s'effectuent principalement par advection (circulation d'air, écoulement d'eau), selon une composante majeure latérale, et peuvent dans certains cas avoir une origine mécanique (fluage, charriage).*

- *Quel que soit le type de répartition auquel une situation observée correspond, celle-ci peut être en **équilibre** ou non avec les conditions climatiques en vigueur; être **héritée** ou non d'un processus aujourd'hui inexistant ou dont l'efficacité est moindre.*

Cette thèse se concentre sur certains des processus conduisant à une répartition atypique du pergélisol dans des terrains sédimentaires.

1.3 OBJECTIFS ET STRUCTURE DE LA THÈSE

L'objectif principal est, par des mesures et observations de terrain, la mise en évidence des processus régulant la présence et l'évolution du pergélisol dans les différentes catégories de situations atypiques potentielles que sont les marges proglaciaires, la limite inférieure du pergélisol discontinu et les éboulis de basse altitude (cf. 1.1).

Dans le détail, la démarche poursuivie consiste, dans la mesure du possible, à répondre aux objectifs partiels suivants :

- attester, par le biais de méthodes relativement classiques (géoélectrique, mesures thermiques de surface), la présence de pergélisol;

- décrire les caractéristiques de ce pergélisol et en cartographier sa répartition spatiale;

- mettre en évidence, par la comparaison des sites investigués et la mise en œuvre d'un monitoring du comportement thermique de la surface du sol, la présence de phénomènes et de processus soit récurrents, soit particuliers, permettant d'expliquer les conditions rencontrées.

Le travail de thèse est rédigé selon la structure suivante :

- Les principales notions indispensables à la compréhension du phénomène thermique qu'est le pergélisol sont tout d'abord brièvement décrites et, si nécessaire, discutées sur la base des conceptions les plus récentes (*chap. 2*).

- L'un des aspects cruciaux de cette recherche est l'utilisation de méthodes de détection classiques (résistivité électrique, mesures thermiques de surface) dans des terrains atypiques, le plus souvent situés aux marges du domaine d'existence du pergélisol, là où l'efficacité de ces méthodes est incertaine. La contribution que représente le nombre considérable de mesures effectuées dans le cadre de cette recherche permet d'étayer une discussion consacrée aux apports et limites de l'application de ces méthodes (*chap. 3-5*).

- Les résultats obtenus de l'étude des relations glaciers-pergélisol dans des marges proglaciaires historiques (*chap. 6*), puis de celle des éboulis de basse altitude (*chap. 7*) et des sites localisés à proximité de la limite inférieure du pergélisol discontinu (*chap. 8*) sont ensuite présentés et analysés.

- Une conclusion générale sur les phénomènes et processus caractéristiques d'une répartition atypique du pergélisol en région de montagne fait l'objet d'un dernier chapitre (*9*).

1.4 SITES PROSPECTÉS

Entre 1997 et 2003, près de 200 journées de terrain ont été nécessaires pour explorer une vingtaine de sites répartis principalement dans la moitié occidentale des Alpes Valaisannes, mais aussi dans les Hautes Alpes Calcaires occidentales, les Préalpes, le Jura et les Pyrénées centrales.

Certaines campagnes de mesure ont été mises sur pied en collaboration avec différents partenaires : E. REYNARD et C. LAMBIEL (Institut de Géographie de

l'Université de Lausanne - IGUL), L. MARESCOT, L. BARON et R. MONNET (Institut de Géophysique de l'Université de Lausanne - IGL), R. LUGON (Institut Universitaire Kurt Bösch à Sion - IUKB), M. PHILLIPS et V. STÖCKLI (Institut pour l'Etude de la Neige et des Avalanches à Davos - SLF), S. EISENRING (Département de Géographie de l'Université de Zurich - UniZH), J. RUSSILL (Département des Sciences de la Terre, Université de Cardiff, Pays de Galles - Card.) et E. SERRANO (Département de Géographie, Université de Valladolid, Espagne - Vall.). De nombreux étudiant-e-s des Universités de Fribourg et Lausanne ont participé aux travaux de terrain. Certain-e-s ont d'ailleurs réalisé leur travail de diplôme avec les données récoltées à cette occasion (DEVAUD 1999, GRUSON 2000, TURATTI 2002, MÉTRAILLER, in prep.).

Les différents sites (localisation sur fig. 1.1-1.3), leurs caractéristiques principales et les mesures qui y ont été effectuées figurent dans les tableaux 1.1-1.5. On peut y lire (les textes en italique réfèrent à des sites dont l'investigateur principal est indiqué en gras dans la dernière colonne) :

Ab	l'abréviation (Ab) systématiquement utilisée dans le texte, les figures et les tableaux pour signaler la provenance des données (p. ex. Mi pour l'Alpage de Mille), à laquelle on ajoute un L pour un capteur de température (Mi-L18), un S pour un sondage électrique vertical (Mi-S03), un W pour une ligne de traîné (Mi-W02), un P pour un profil tomographique (Mi-P00);	2 m de hauteur, BR : bilan radiatif, K_d : rayonnement solaire global incident, K^r : rayonnement solaire réfléchi, P : précipitations);
Ty	les types de forme(s) prospectée(s) (MP : marge proglaciaire, GR : glacier rocheux, Eb. : éboulis);	N l'installation d'un «mât à neige» permettant le suivi du développement du manteau neigeux à l'aide de mesures thermiques (UTL);
Alt.	les altitudes minimale et maximale du site	RP le nombre d'emplacements où le rayonnement solaire potentiel (RP) a été estimé à l'aide d'un compas solaire;
Or	l'orientation générale du terrain	gps la mise en place d'un réseau de points dont les déplacements sont mesurés par GPS différentiel;
Géoél	le nombre de mesures de résistivité électrique (S : sondages verticaux, W : points de traînés, P : pseudo-sections ou tomographies);	An. la durée d'investigation du site;
bts	le nombre de mesures BTS; entre parenthèses, le nombre d'années au cours desquelles se répartissent ces mesures;	Per l'intégration du site dans PERMOS (Permafrost Monitoring Switzerland), le réseau d'observation du pergélisol en Suisse;
utl	le nombre d'emplacements où des capteurs thermiques autonomes (UTL-1) ont été installés;	Collab. les différents partenaires ayant participé d'une manière ou d'une autre aux investigations (abréviations, voir plus haut).
F	l'existence d'un forage;	
Cl	les paramètres climatiques (Cl) mesurés in situ par des stations automatiques de type MADD (Etrelec, Renens-Lausanne) (Air : à environ	

1.5 NOTE IMPORTANTE

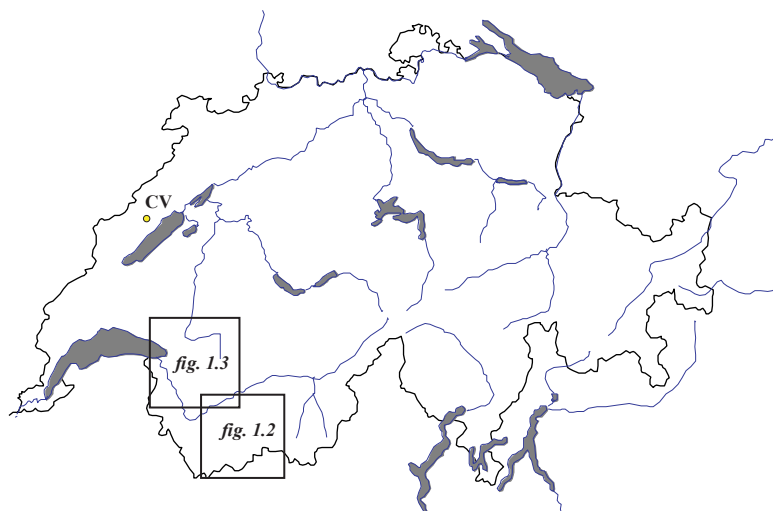
Cette recherche est basée sur un nombre considérable de mesures, **toutes originales**, acquises dans une très large part sur ma propre initiative : plus de 120 sondages électriques verticaux, 1500 points de traîné électrique, 25 profils tomographiques, environ 3000 mesures BTS, les données horaires de 5 petites stations climatiques (3 à 10 canaux) durant 4 à 6 ans, près de 500 séries annuelles d'enregistrement continu (2 h d'intervalle) de la température du sol, etc. La gestion de cette masse d'informations demande un investissement en temps qui n'est pas négligeable ainsi qu'une organisation sans faille. Il ne s'agit pas uniquement de stocker ces données à l'état brut, mais de les vérifier, si nécessaire de les corriger, puis de les traiter, des opérations qui doivent pouvoir s'effectuer le plus efficacement et le plus rapidement possible. Dans ce but, j'ai conçu selon les besoins diverses feuilles de calcul dont la fonction est d'extraire automatiquement d'une série de données tous les paramètres nécessaires à son interprétation ou à sa représentation graphique ou cartographique.

Il est évident qu'il est hors de question de traiter toute cette information dans les pages qui suivent. Gardons néanmoins en mémoire que tous les propos contenus dans cette thèse s'appuient sur l'expérience acquise à l'occasion d'innombrables journées passées sur le terrain et par le relevé, le traitement et l'analyse de l'ensemble des mesures réalisées.

Tabl. 1.1 Liste des sites prospectés dans les Alpes Valaisannes (cf. 1.4 pour explications et abréviations, fig. 1.2 pour localisation).

Site (coordonnées)	Ab	Ty	Alt.	Or	Géool. (S-W-P)	bts	utl	F	Cl	N	RP	gps	An.	Per	Collab.
Alpage de Mille (VS) (581.800/097.000)	Mi	GR	2220 2450	NE	6-100-0	600 (8)	25	-	Air, BR	X	5	oui	1995-	oui	UniZH, IGL
Becs-de-Bossons (VS) (605.800/113.200)	Re	MP GR	2600 2900	NW	18-220- 0	380 (2)	9 - 30	-	Air, K _d	-	-	oui	1996-	oui	IUKB
La Chaux / Verbier (VS) (589.000/103.000)	LC	MP	2550 2900	NW	9*-0-0*	200 (1)	9	-	-	-	-	-	2000- 2002	-	IGUL , IGL
Grand-Aget / Rogneux (VS) (584.600/095.300)	Ag	MP	2750 3050	E	9-120-0	200 (2)	7	-	-	-	o u i	oui	1998-	non	-
Petit-Combin (VS) (585.600/094.000)	PC	MP	2610 2820	E	-	104	-	-	-	-	-	-	1997	-	-
Lapires (VS) (588.200/106.100)	La	Eb	2340 2700	NE	2-350- 3*	800 (4) *	40 *	2	Air, K _d , K ^{up}	-	o u i	-	1998-	oui	IGUL , IGL, Card,
Lona / Sasseneire (VS) (606.900/110.700)	Lo	MP GR	2640 3000	NE	9-0-0	105 (1)	9	-	-	-	-	-	2002- 2003	non	IUKB
Louvie (VS) (590.500/102.400)	Lv	MP	2600 2900	E	12-0-0*	*	*	-	-	-	-	-	2000- 2002	non	IGUL , IGL
Monnaie / Trappistes (VS) (575.300/103.100)	Tr	Eb	660 900	N	-	-	5	-	Air	-	l	-	2000- 2001	non	
Mont-Gelé / Yettes Condjà (VS) (588.300/105.000)	MG	GR Eb	2700 2850	E-NE	8-25-0	*	*	-	-	-	-	oui	1998-	-	IGUL
Mont Gitsa / Arolla (VS) (600.800/097.950)	Gi	Eb	3000	W	*	*	*	-	-	-	-	-	-	-	IGUL
Ritord / Challand / Epée (VS) (585.000/089.000)	Ri	MP GR	2700 3100	W	18-220- 0	40 (1)	22	-	-	-	-	-	1997-	oui	-
Tsavolières (VS) (605.950/112.750)	Ts	GR Eb	2800	NW	-	650 (4)	4	-	-	-	-	-	2000-	oui	-

* autres mesures réalisées par l'investigateur principal

**Fig. 1.1** Localisations des différentes régions d'étude en Suisse occidentale (CV : Creux du Van).

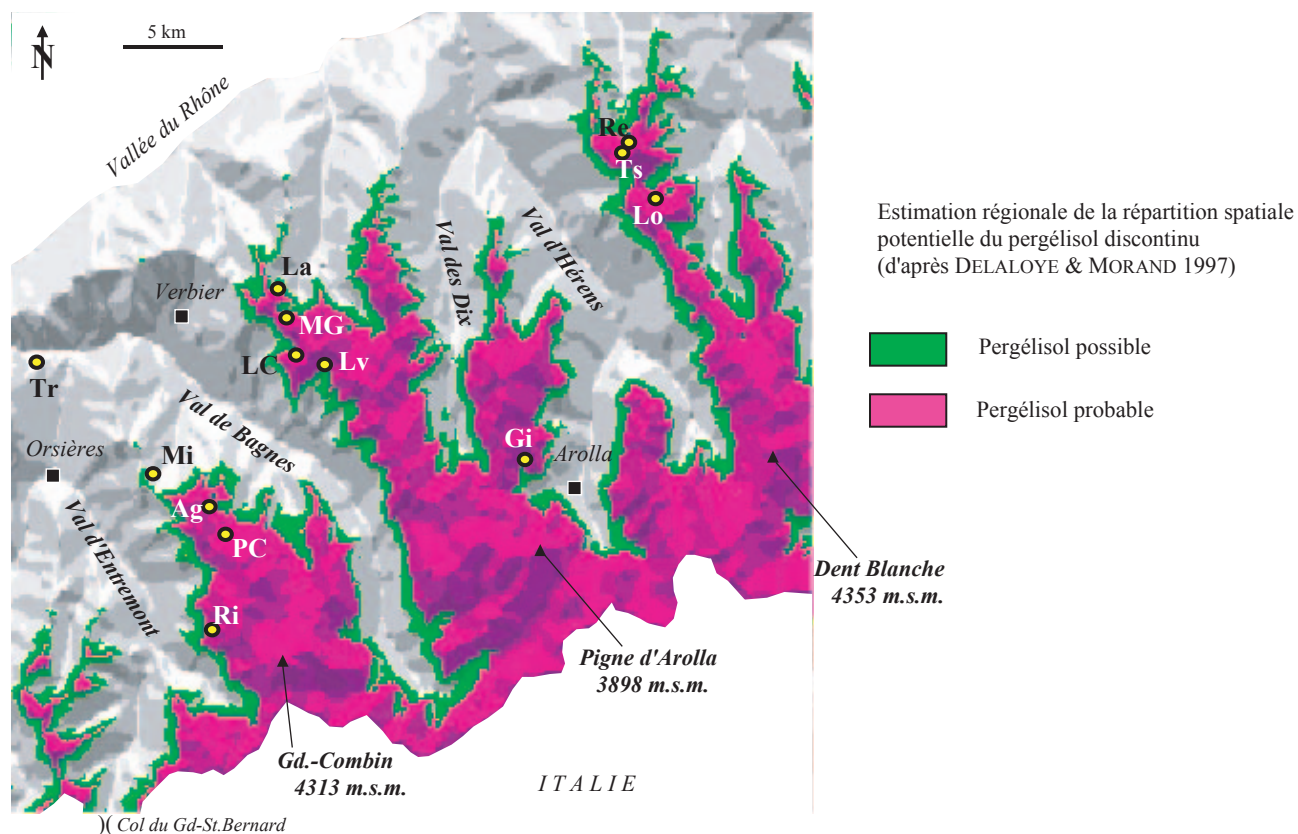


Fig. 1.2 Localisation des sites dans les Alpes Valaisannes et estimation régionale de la répartition du pergélisol discontinu (abréviations, cf. tabl. 1.1).

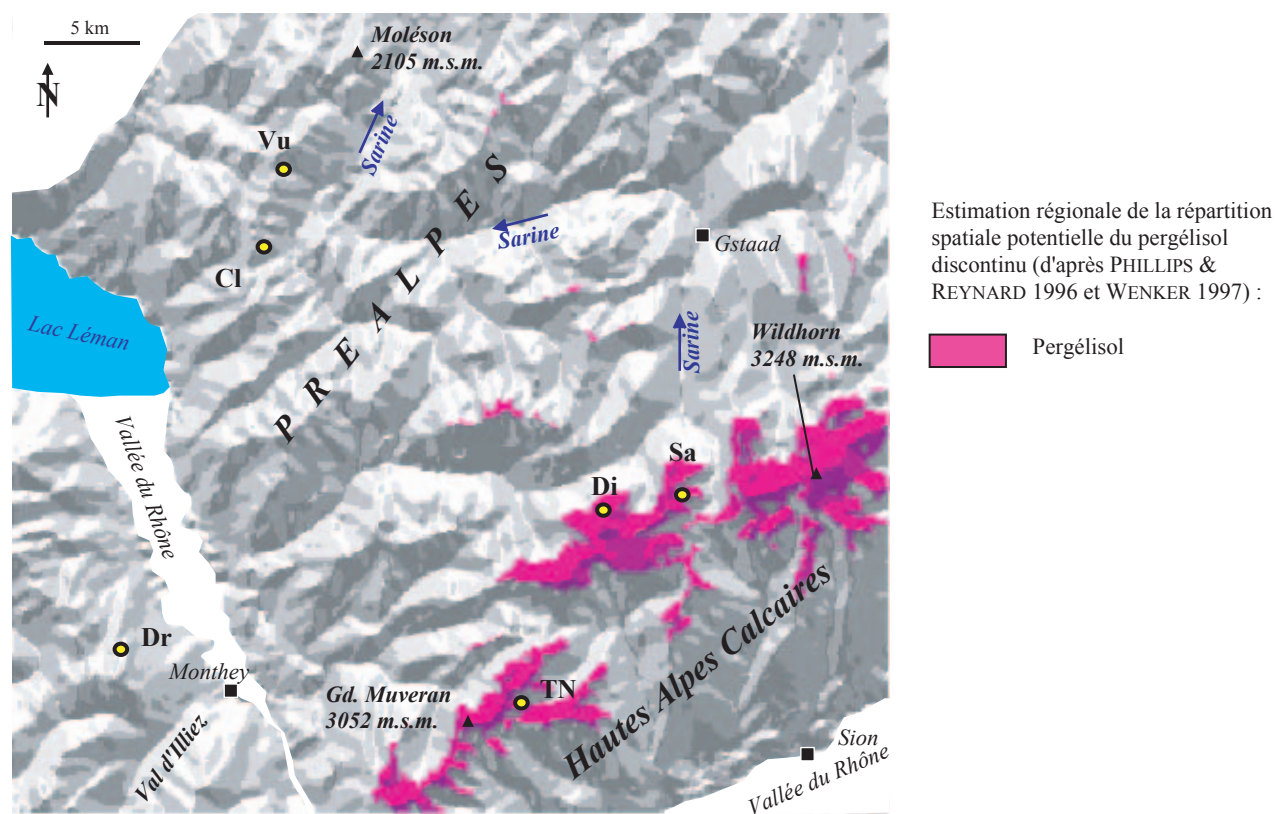


Fig. 1.3 Localisation des sites dans les Préalpes et les Hautes Alpes Calcaires et estimation régionale de la répartition du pergélisol discontinu (abréviations, cf. tabl. 1.2-1.3).

Tabl. 1.2 Liste des sites prospectés dans les Hautes Alpes Calcaires occidentales (cf. 1.4 pour explications et abréviations, fig. 1.3 pour localisation).

Site (coordonnées)	Ab	Ty	Alt.	Or	Géoél. (S-W-P)	bts	utl	F	Cl	N	RP	gps	An.	Per	Collab.
Diablerets, Entre-la-Reille (VD) (583.300/132.200)	Di	GR Eb	2350 2600	N	4-120-10	*	*	-	-	-	-	-	1998	non	IGUL, Card
Sanetschhorn / Creux de la Lé (VS) (587.300/132.300)	Sa	MP Eb	2300 2650	N	12-200-1	-	8	-	-	-	-	-	1998-	non	Card.
Tita Neire / Derborence (VS) (578.700/121.750)	TN	Eb	2400 2500	NNE	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

* autres mesures réalisées par l'investigateur principal

Tabl. 1.3 Sites prospectés dans les Préalpes (cf. 1.4 pour explications et abréviations).

Site (coordonnées)	Ab	Ty	Alt.	Or	Géoél. (S-W-P)	bts	utl	F	Cl	N	RP	gps	An.	Per	Collab.
Les Clous (FR) (565.100/145.500)	Cl	Eb	1415 1680	E-NE	-	52 (1)	-	-	-	-	-	-	2001	non	-
Dreveneuse (VS) (557.500/124.200)	Dr	Eb	1500 1900	Div- ers	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	IGUL
Vudèche / Dent de Lys (FR) (566.300/150.200)	Ly	Eb	1580 1800	E	-	148 (3)	5	-	-	-	-	-	2001- 2003	non	-

Tabl. 1.4 Caractéristiques du site du Creux du Van dans le Jura Neuchâtelois (cf. 1.4 pour explications et abréviations).

Site (coordonnées)	Ab	Ty	Alt.	Or	Géoél. (S-W-P)	bts	utl	F	Cl	N	RP	gps	An.	Per	Collab.
Creux du Van (NE) (545.800/198.200)	CV	Eb	1180 1300	N	4-80-2	100 (2)	13	-	Air, K _d , P	x	9	-	1997-	non	IGUL, SLF, UniZH

Tabl. 1.5 Caractéristiques des sites du Posets et de La Paül dans les Pyrénées centrales espagnoles (cf. 1.4 pour explications et abréviations).

Site (coordonnées)	Ab	Ty	Alt.	Or	Géoél. (S-W-P)	bts	utl	F	Cl	N	RP	gps	An.	Per	Collab.
Posets / La Paül (42°39'N, 0°26'E)	Po, LP	MP	2650 3100	E-N	8-70-0	*	6	-	-	-	-	*	1998- 2001		IUKB, IGUL, Vall.

* autres mesures réalisées par l'investigateur principal

2. PERGÉLISOL

Sans vouloir entrer dans trop de détails, ce chapitre a pour objectif de préciser et, dans certains cas, d'illustrer quelques notions générales concernant le pergélisol. Si ces notions sont pour la plupart indispensables à une bonne compréhension de la suite du texte, elles répondent pour certaines à des questions soulevées et abondamment discutées tout au long de nombreuses journées de terrain, à savoir : la définition même du pergélisol (2.1), les notions de bilan d'énergie et de décalages thermiques (thermal offsets) (2.2), le profil thermique d'un pergélisol et sa réponse à une modification de température intervenue en surface (2.3), les types de glaciers rocheux et les mouvements affectant les corps sédimentaires gelés (2.4) et finalement, l'origine de la glace présente dans un pergélisol (2.5). Les notions spécifiques aux situations atypiques seront présentées dans les chapitres y relatifs (6 à 8).

2.1 UNE DÉFINITION À COMPLÉTER ?

Le pergélisol est un **phénomène purement thermique**, dont la définition communément acceptée, exprimée de façon parfois légèrement différente selon les auteurs et la langue utilisée, dit qu'il s'agit d'un **matériel de subsurface dont la température est inférieure à 0°C durant l'année entière**.

Cette définition, citée dans un nombre incalculable de publications, omet pourtant un cas particulier : celle où la température du sol gelé est, l'année durant, isotherme et exactement égale au point de gel de l'eau ou de fusion de la glace (équilibre de phase). Cette température est égale ou inférieure à 0°C de quelques centièmes à quelques dixièmes de °C en fonction de la salinité et de la pression (e.g. HARRISON 1975). Une telle situation, qui peut se rencontrer en particulier à

la base d'un pergélisol ou aux marges de son domaine d'existence, est indéniablement appelée à devenir de plus en plus fréquente en réponse au réchauffement du climat, surtout si celui-ci se poursuit. En raison de la chaleur latente nécessaire à la fusion de la glace ou libérée lors de la phase de gel, ce type de situation thermique jouit d'une stabilité d'autant plus remarquable que la teneur du matériel en glace, respectivement en eau, est importante.

A 2500 m.s.m., dans l'éboulis des Lapires, les températures relevées dans un forage de 19.6 m de profondeur (cf. 3.4), à proximité immédiate duquel une excavation a dégagé en 1998 un terrain effectivement gelé (LAMBIEL 1999, DELALOYE *et al.* 2001), illustrent les caractéristiques d'une telle situation (fig. 2.1). Les données enregistrées ont tout d'abord indiqué qu'entre 1999 et 2002, l'épaisseur de la couche active atteignait 3.6 à 3.7 m. Elles ont également permis de constater que, depuis le début des relevés en novembre 1998, la température est invariablement demeurée comprise entre -0.2 et 0.0°C au-dessous de 4.5 m de profondeur, et ce, jusqu'à la base du forage. Des variations significatives, c'est-à-dire supérieures à la précision des mesures ($\pm 0.1^\circ\text{C}$), n'ont jamais pu être constatées durant toute la période d'observation qui atteint près de 5 ans. Cette stabilité contraste avec les données relevées par exemple dans le forage de Murtèl/Corvatsch en Engadine (VONDER MÜHLL 2001, VONDER MÜHLL *et al.* 1998), mais aussi dans la plupart des autres forages (Schilthorn, Schafberg/Pontresina, Stockhorn, etc.) observés dans les Alpes (e.g. VONDER MÜHLL *et al.* 2001a, in prep., KING *et al.* 2003) où les cycles annuels atteignent une amplitude moyenne (moitié de la différence entre valeurs minimale et maximale) de l'ordre de 0.1 à 0.6°C vers 10 m de profondeur et sont décelables souvent jusqu'à près de 20 m de profondeur.

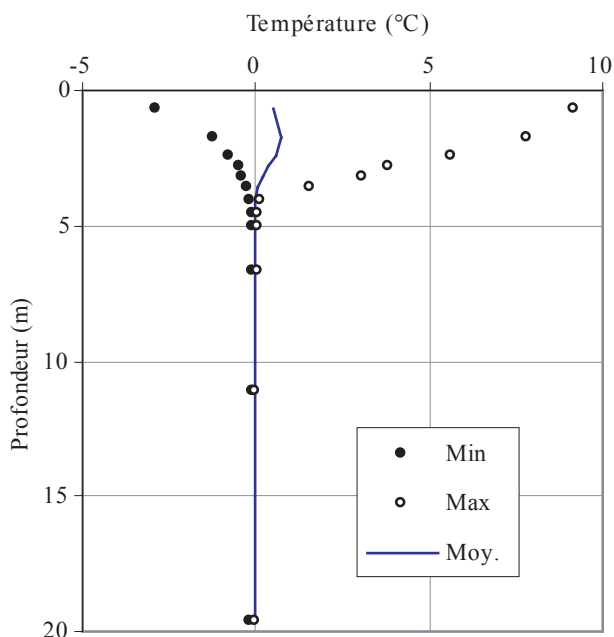


Fig. 2.1 Un exemple de pergélisol tempéré : températures mensuelles moyennes minimales et maximales et profil thermique annuel moyen enregistrés dans le forage de l'éboulis des Lapires (2500 m.s.m.) entre novembre 1999 et août 2003 (sauf avril-août 2001 et août-novembre 2002 où les données sont manquantes). La présence de températures moyennes positives dans la couche active et d'un gradient thermique négatif indiquent que durant la période d'observation un apport de chaleur s'est produit de la surface vers le pergélisol.

Pour caractériser les différences d'état thermique de tout ou portion d'un pergélisol alpin, je propose de modifier légèrement la définition habituelle :

Le pergélisol est un matériel de subsurface dont la température n'est jamais supérieure à la température du point de fusion de la glace ($\sim 0^{\circ}\text{C}$) durant l'année entière. Un pergélisol est :

- **froid** lorsque sa température annuelle moyenne (MAPT) est distinctement inférieure à $\sim 0^{\circ}\text{C}$ ($< -0.5^{\circ}\text{C}$) et qu'aucune valeur instantanée n'est égale à $\sim 0^{\circ}\text{C}$,
- **tempéré** lorsque sa température est invariablement égale à $\sim 0^{\circ}\text{C}$.
- **Dans les cas où MAPT est proche de $\sim 0^{\circ}\text{C}$ ($> -0.5^{\circ}\text{C}$) ou lorsque des valeurs de $\sim 0^{\circ}\text{C}$ sont occa-**

sionnellement enregistrées, la notion de pergélisol semi-tempéré peut être introduite.

(Le seuil MAPT = -0.5°C qui différencie entre pergélisol froid et semi-tempéré est fixé arbitrairement. Cependant, il apparaît que lorsque MAPT est inférieure à une valeur d'environ -0.5°C la probabilité que la température remonte périodiquement à $\sim 0^{\circ}\text{C}$ semble particulièrement faible. Cette notion demande toutefois à être précisée).

Le pergélisol du glacier rocheux de Murtèl/Corvatsch (2670 m.s.m.) (VONDER MÜHLL *et al.* 1998) est une illustration de pergélisol *froid*, celui de l'éboulis des Lapires (2500 m.s.m.) est un cas de pergélisol *tempéré* (fig. 2.1), quant au pergélisol du bassin d'alimentation du torrent du Ritigraben (2615 m.s.m.), dans la vallée de Zermatt (HERZ *et al.* 2003b), il est un exemple de pergélisol *semi-tempéré*.

2.2 BILAN D'ÉNERGIE ET DÉCALAGES THERMIQUES (*THERMAL OFFSETS*)

Le pergélisol est un phénomène thermique. Sa présence et son évolution sont dictées par un bilan d'énergie (e.g. HOELZLE *et al.* 2001). En situation typique, les principales composantes de ce bilan sont des échanges d'énergie ayant lieu entre l'atmosphère et le toit du pergélisol (*permafrost table*) via la couche de neige, lorsqu'elle existe, la surface du sol et la couche active (fig. 2.2) (HOELZLE *et al.* 2001, STOCKER-MITTAZ *et al.* 2002). Au-dessous, dans le corps du pergélisol, les variations temporelles de température sont essentiellement dépendantes du résultat du bilan d'énergie entre l'atmosphère et le toit du pergélisol (e.g. ISAKSEN *et al.* 2001, VONDER MÜHLL 2001). Neige, surface du sol et couche active sont trois niveaux de filtre qui peuvent induire des décalages thermiques (*thermal offsets*) plus ou moins importants entre la température moyenne annuelle de l'air et celle du toit du pergélisol (GRUBER comm. 2003, GRUBER *et al.* 2003), et qu'il convient de considérer séparément.

La première source de décalage thermique tient aux caractéristiques de la surface du terrain (surface thermal offset = STO). La combinaison de paramètres topographiques (orientation, inclinaison, présence de reliefs plus élevés) et de paramètres dépendant de la nature de la surface du sol (albédo, émissivité, rugosité, etc.) conditionnent la manière dont s'effectuent les échanges d'énergie entre l'atmosphère et la surface (bilan radiatif, flux de chaleur sensible, flux de chaleur

latente). Ceci induit, pour des conditions climatiques identiques et à altitude égale, des différences spatiales de la température du sol pouvant atteindre plusieurs °C (e.g. GRUBER *et al.* 2003).

La couverture neigeuse constitue la *deuxième source de décalage thermique* possible (snow thermal offset = SnTO). De par sa très faible conductivité thermique, la neige est un isolant dont l'efficacité augmente en fonction de l'épaisseur de la couche et diminue en proportion de sa densité (e.g. KELLER 1994). Ainsi, en présence d'une couche de neige, les facteurs dépendant de la nature de la surface du sol perdent tout ou partie de leur influence sur les échanges d'énergie entre l'atmosphère et le sol et sont remplacés par des facteurs dépendant des caractéristiques du couvert neigeux (albédo, émissivité, conductivité thermique, épaisseur, etc.). Les facteurs topographiques continuent par contre à jouer un rôle : ils influencent le régime thermique du manteau neigeux ainsi que la redistribution de la neige par le vent et les avalanches. Sur une surface donnée, on peut s'attendre à ce que la neige contribue, selon ses caractéristiques physiques et la durée de sa présence, à accroître ou à diminuer de quelques (dixièmes de) degrés la différence de température moyenne annuelle entre la surface du sol et l'air.

La *troisième source de décalage thermique* dépend de la composition et des caractéristiques (porosité, humidité, conductivité thermique, etc.) de la couche active (active layer thermal offset = ALTO). C'est le classique «thermal offset» décrit notamment par BURN & SMITH (1988). Relativement bien connu dans les régions périglaciaires de haute latitude (e.g. SMITH & RISEBOROUGH 1996), ce type de décalage thermique est encore très peu documenté pour ce qui est du pergélisol de haute altitude (HOELZLE *et al.* 2001, LUETSCHG *et al.* 2003a). L'inconnue est surtout notoire en présence d'une couche active composée essentiellement de blocs sans matrice fine intercalée (MITTAZ *et al.* 2000), une situation fréquente dans les terrains sédimentaires en région de montagne (éboulis, glaciers rocheux). D'importants transferts latéraux de chaleur sont possibles en raison de la capacité pour l'air de circuler dans ce type de sol. Le transfert de chaleur entre la surface du terrain et le toit du pergélisol y est complexe; il ne s'effectue pas par un simple processus de conduction, comme au travers d'une roche compacte par exemple.

La comparaison de mesures thermiques relevées entre fin 2002 et début septembre 2003 dans la partie supérieure de la couche active de l'éboulis des Lapires (cf. 8.3) et du glacier rocheux des Savolaires à l'Al-

Niveaux	Décalages thermiques ("thermal offsets")	Principaux paramètres et variables
Atmosphère, climat		<i>Température, vent, humidité, rayonnement solaire global, rayonnement infra-rouge, etc.</i>
Neige	Snow thermal offset (SnTO)	<i>Durée, épaisseur, température, densité</i>
Surface du sol	Surface thermal offset (STO)	Nature, rugosité, albédo, orientation, inclinaison
Couche active	Active layer thermal offset (ALTO)	Granulométrie, porosité, conductivité thermique, humidité, circulation d'air
Toit du pergélisol ("permafrost table")		Température initiale

Fig. 2.2 Relation (simplifiée) entre atmosphère et toit du pergélisol : principaux paramètres et variables du bilan d'énergie et sources possibles de décalage thermique.

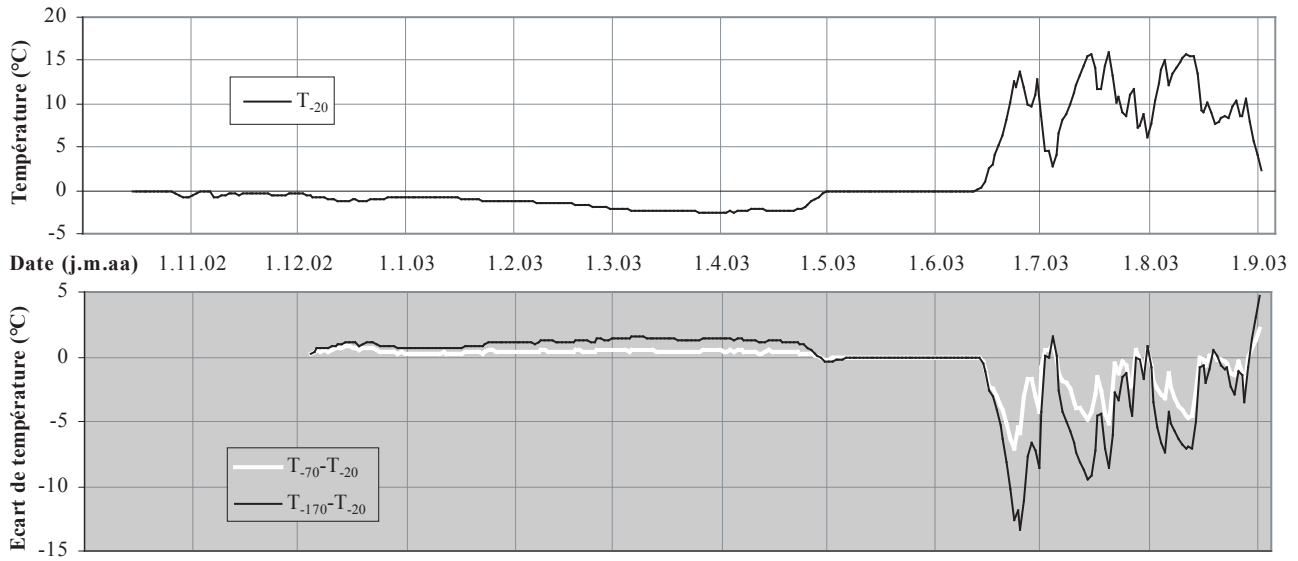


Fig. 2.3 Evolution de la température moyenne journalière proche de la surface (20 cm de profondeur, T_{-20}) (en haut) et de l'écart thermique moyen journalier à 70 et 170 cm de profondeur par rapport à T_{-20} (en bas) dans la partie supérieure de la couche active de l'éboulis des Lapires (2500 m.s.m., NNE), entre le 4.12.2002 et le 1.09.2003.

Tabl. 2.1 Température saisonnière moyenne du sol mesurée à 20, 70 et 170 cm de profondeur entre le 4.12.2002 et le 1.09.2003 dans la couche active de l'éboulis des Lapires (2500 m.s.m., NNE) et gradients thermiques correspondants calculés au-dessus et au-dessous de 70 cm de profondeur.

Profondeur :	Température moyenne (°C)			Gradient thermique (°C/m)	
	20 cm	70 cm	170 cm	$T_{-20} - T_{-70}$	$T_{-70} - T_{-170}$
	T_{-20}	T_{-70}	T_{-170}		
Moyenne (4.12 - 1.05)	-1.47	-1.08	-0.44	0.7	0.6
Moyenne (25.06 - 1.09)	10.44	8.63	6.56	-2.6	-2.1

page de Mille (cf. 8.4) permet de mettre en évidence certains des processus à l'origine de ce dernier type de décalage thermique.

Aux Lapires, le matériel est un mélange de blocs et de matériaux plus fins (sables, graviers). Le relevé thermique (fig. 2.3) indique un échange de chaleur apparemment de type essentiellement conductif entre la surface et la profondeur. Durant l'hiver, la surface du sol étant plus froide que le pergélisol sous-jacent, le flux de chaleur est ascendant. Il est indiqué par un gradient thermique positif (env. $0.6^{\circ}\text{C}/\text{m}$) et homogène (tabl. 2.1). En été, le flux s'inverse. Une fois le terrain dégelé (25 juin), le gradient thermique ne montre que peu de différence entre le premier ($-2.6^{\circ}\text{C}/\text{m}$) et le deuxième mètre de profondeur ($-2.1^{\circ}\text{C}/\text{m}$).

La couche active composée uniquement de blocs sur le glacier rocheux des Savolaires révèle un régime thermique bien différent. Des capteurs ont été placés jusqu'à 110 cm de profondeur, la couche de blocs étant toutefois plus épaisse. Dès l'arrivée de la neige (une première fois le 20 octobre, définitivement à partir du 4 novembre) et durant tout l'hiver, la température demeure, à quelques dixièmes de degrés près, homogène dans toute l'épaisseur de blocs et égale à celle de la base du manteau neigeux (fig. 2.4, tabl. 2.2). L'homogénéisation de la température doit être en grande partie due à des mouvements d'air convectifs (*Balch effect*) (BALCH 1900, cité par HARRIS & PEDERSEN 1998) dans la couche de blocs et probablement aussi à des échanges d'air directs avec l'extérieur (BERNHARD *et al.* 1998). Par ce processus encore mal connu, la partie

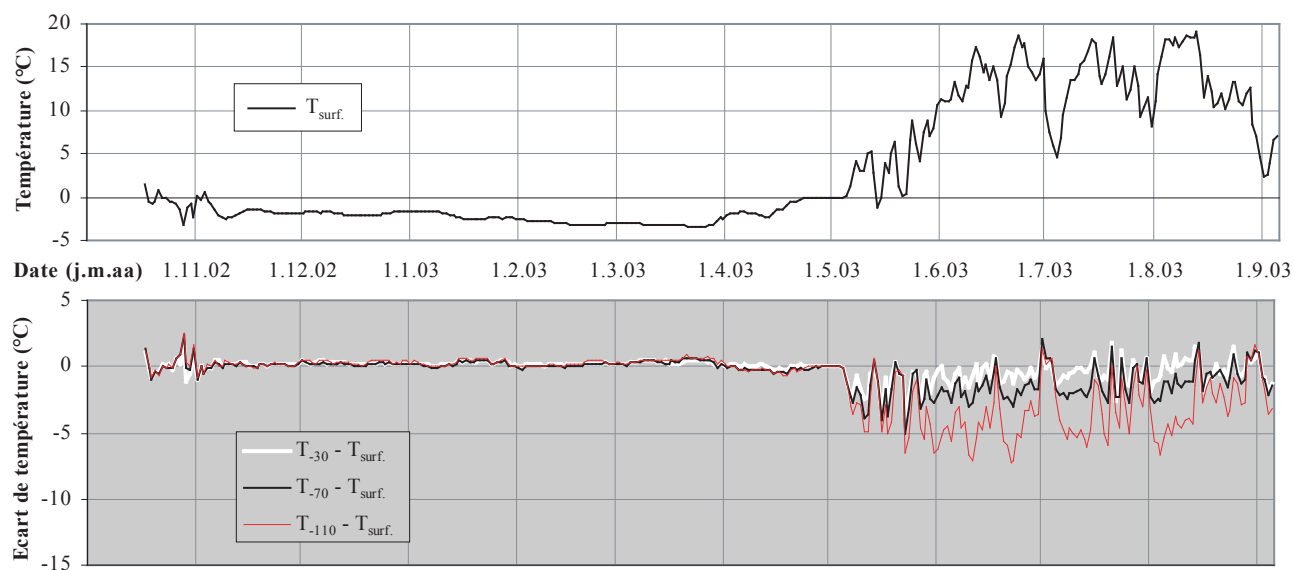


Fig. 2.4 Evolution de la température moyenne journalière de la surface (T_{surf}) (en haut) et de l'écart thermique moyen journalier à différentes profondeurs (30, 70 et 110 cm) (en bas) dans la partie supérieure de la couche active à gros blocs du glacier rocheux des Savoires/Alpage de Mille (2400 m.s.m., NE), entre le 17.10.2002 et le 5.09.2003.

Tabl. 2.2 Température saisonnière moyenne du sol mesurée entre la surface et 110 cm de profondeur entre le 4.12.2002 et le 1.09.2003 dans la couche active à gros blocs du glacier rocheux des Savoires à l'Alpage de Mille (2400 m.s.m., NE) et gradients thermiques correspondants calculés au-dessus et au-dessous de 70 cm de profondeur.

Profondeur :	Température moyenne (°C)				Gradient thermique (°C/m)		
	Surface	30 cm	70 cm	110 cm	$T_{surf} - T_{-70}$	$T_{-30} - T_{-70}$	$T_{-70} - T_{-110}$
	T_{surf}	T_{-30}	T_{-70}	T_{-110}			
Moyenne (4.12 - 1.05)	-2.19	-1.97	-2.06	-1.97	0.2	-0.2	0.2
Moyenne (24.05 - 5.09)	13.15	12.92	12.17	10.26	-1.4	-1.9	-4.8

basse de la couche active peut se refroidir très efficacement durant l'hiver. En été, un réchauffement se produit à partir de la surface du sol. Le profil thermique de la couche active (-1.4 à -4.8 °C/m, tabl. 2.2) empêche alors le brassage de l'air contenu parmi les blocs. Etant en outre un très mauvais conducteur thermique, l'air «froid» en stagnation préserve efficacement du réchauffement la partie profonde de la couche active. Le décalage thermique entre la température moyenne annuelle de la surface du sol et celle du toit du pergélisol provoqué par le double jeu de convection hivernale et d'isolation estivale de l'air présent dans la couche active peut ici être estimé de l'ordre de 1 à 2°C.

En conclusion, la répartition spatiale du pergélisol en région de montagne peut être perçue comme l'addition de la température moyenne annuelle de l'air,

en grande partie fonction de l'altitude, et des trois types de décalage thermiques que sont STO, SnTO et ALTO. Il en va de même pour son évolution (fig. 2.5). Exprimé en des termes légèrement différents, ce concept correspond à celui du modèle de répartition du pergélisol PERMEBAL (e.g. STOCKER-MITTAZ *et al.* 2002). Toutefois, comme le relèvent HOELZLE *et al.* (2001, 2003), une investigation détaillée des processus d'échanges thermiques au travers d'une couche active composée d'un matériel grossier, comme le tentent par exemple HANSON & HOELZLE (2003) et HERZ *et al.* (2003a), est nécessaire et constitue l'un des principaux défis des années à venir. En ce qui nous concerne, nous nous pencherons plus spécifiquement sur le fonctionnement des niveaux de filtre que sont la neige (SnTO) et la couche active (ALTO) dans le cas de la présence atypique de pergélisol.

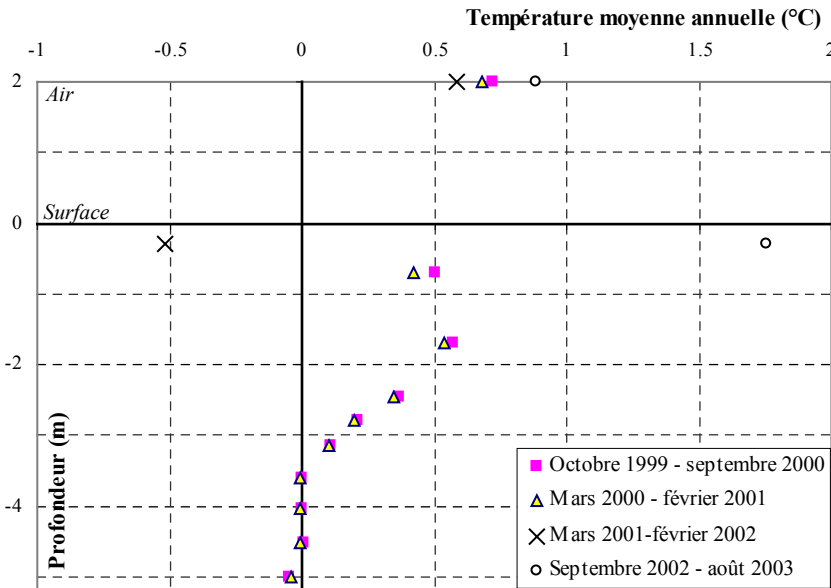


Fig. 2.5 Décalage thermique à l'interface atmosphère - pergélisol dans l'éboulis des Lapires. La combinaison des deux décalages thermiques dus aux caractéristiques de la surface du sol (STO) et à la présence de neige (SnTO) rend la température proche de la surface du sol très volatile par rapport à la température de l'air (écart annuel variant ici entre -1.2°C pour la période mars 2000 - février 2001 et $+0.9^{\circ}\text{C}$ pour la période septembre 2002 - août 2003). Les caractéristiques de la couche active sont une troisième source de décalage thermique (ALTO) : le fait que la température moyenne annuelle soit plus élevée à 1.7 m de profondeur qu'à 0.7 m en est une manifestation dont la cause n'a d'ailleurs pour l'instant pas pu être clairement établie.

2.3 PROFIL THERMIQUE VERTICAL D'UN PERGÉLISOL

En raison du flux de chaleur géothermique, la température du pergélisol, comme celle de tout autre terrain, s'élève au fur et à mesure que la profondeur augmente (de l'ordre de 1 à $3^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$). Une topographie accidentée modifie cependant le champ thermique interne d'un relief montagneux, un flux de chaleur significatif se propageant d'un versant chaud vers les zones les plus froides (WEGMANN 1998). Lorsque ceci n'est pas le cas et que le pergélisol est en équilibre avec les conditions de température en vigueur à la surface, le profil thermique vertical du pergélisol est plus ou moins rectiligne. Un changement de la température en surface entraîne des modifications de ce profil selon la succession suivante (HAEBERLI *et al.* 1993) :

(a) *Variation d'épaisseur de la couche active (temps de réponse : année(s)).*

Dans le forage des Lapires (2500 m.s.m., cf. 3.4), suite aux chaleurs exceptionnelles de l'été 2003 combinées à un hiver 2002/03 durant lequel la couche active ne s'est que peu refroidie et à une fonte précoce de la neige, la profondeur atteinte par le dégel dépassait déjà 4 m le 1er septembre 2003. Alors que la phase de réchauffement du sol n'était pas encore terminée, cette profondeur dépassait déjà de plus de 10 % l'épaisseur maximale de la couche active observée durant les années précédentes (1999-2002).

(b) *Incurvation du profil thermique (temps de réponse : années à décennies).*

En cas de réchauffement (refroidissement) de la surface, le surplus (déficit) de chaleur se propage peu à peu vers la profondeur. Le profil thermique vertical s'incurve. La grande majorité des profils relevés dans des forages, que ce soit dans les Alpes (VONDER MÜHLL *et al.* in prep., KING *et al.* 2003, HERZ *et al.* 2003b, LAMBIEL comm. pers. 2003) comme dans les autres massifs montagneux d'Europe (ISAKSEN *et al.* 2001, HARRIS *et al.* 2003), présentent l'aspect incurvé typique d'un réchauffement (on parle alors de redressement du profil thermique) : jusqu'à 10-50 m de profondeur, le gradient thermique est plus faible qu'au-dessous, voire négatif. L'estimation de la température de surface sur la base de profils thermiques non perturbés indique un écart négatif de l'ordre de 0.5 à 1°C avec la température actuellement observée, interprété comme signal du réchauffement subi par le sol durant le dernier siècle (ISAKSEN *et al.* 2001, HARRIS *et al.* 2003). Le profil thermique du pergélisol des Lapires (cf. fig. 2.1) est également redressé. Qui plus est, la température annuelle moyenne supérieure à 0°C jusqu'à plus de 3 m de profondeur durant ces dernières années, tend à démontrer que la présence même de ce pergélisol n'est plus en équilibre avec les conditions thermiques de surface actuelles.

Dans le cadre de ce travail, le cas des marges glaciaires historiques sera également traité. Des pertur-

bations importantes du profil thermique du (pergéli)sol sont possibles dans les terrains qui ont été recouverts par les glaciers durant le Petit Age Glaciaire.

(c) *Déplacement vertical de la base du pergélisol (temps de réponse : décennies, siècles, voire millénaires).*

Cette dernière phase de rééquilibrage thermique ne semble avoir débuté dans aucun des forages profonds réalisés dans les Alpes en réponse au réchauffement climatique séculaire récent.

2.4 GLACIERS ROCHEUX (TYPES ET DÉFORMATIONS)

Les glaciers rocheux sont l'expression visible, dans des matériaux non-consolidés, de la déformation lente et continue (*steady-state creep*) d'un corps de pergélisol sursaturé en glace et peuvent refléter le spectre complet des formes créées par un flux cohésif (HAEBERLI 1985, BARSCH 1996, HAEBERLI *et al.* 1998). Cette définition comporte trois aspects, matériel - morphologie - processus, au sujet desquels quelques précisions peuvent être apportées.

Les matériaux rocheux contenus dans un glacier rocheux proviennent soit directement d'un éboulis (*talus rock glacier*), soit d'un système morainique (*debris rock glacier*). Quant à la glace, son origine peut être diverse (cf. 2.5).

La surface est souvent caractérisée par la présence de rides et de sillons arqués perpendiculaires à la direction d'écoulement de la formation. Cette morphologie particulière est le signe d'une compression longitudinale (p. ex. une décélération) affectant le fluage du glacier rocheux (WAHRHAFTIG & COX 1959, BARSCH 1996).

Sans permettre d'en expliquer réellement la raison, les mesures de déformation réalisées dans des forages révèlent que la majeure partie du mouvement a lieu dans une zone de cisaillement d'épaisseur restreinte se situant à une profondeur variable à l'intérieur du corps gelé d'un glacier rocheux (HAEBERLI *et al.* 1998, HOELZLE *et al.* 1998, ARENSON *et al.* 2002). Des variations saisonnières et/ou interannuelles de la vitesse de déformation se produisent : celle-ci tend à augmenter lorsque la température s'élève et que, simultanément, la proportion d'eau liquide s'accroît (ARENSON *et al.* 2002, IKEDA *et al.* 2003, MIHAJLOVIC *et al.* 2003).

D'autre part, ARENSON *et al.* (2002) constatent encore que, si la zone de cisaillement se situe dans un milieu riche en glace, le processus de déformation s'accompagne d'un tassement et d'une perte de volume du matériel gelé.

Trois principaux types de glaciers rocheux ont été définis (e.g. BARSCH 1996) :

- Les glaciers rocheux *actifs* sont des formations en mouvement dont les vitesses de déplacement superficielles sont de l'ordre de 0.1 à 2 m/année.

- Lorsqu'un glacier rocheux contient de la glace mais qu'il ne se déforme plus, celui-ci est dit *inactif*. La cause d'inactivité envisagée peut être d'origine *climatique*, la glace ayant partiellement fondu, ou d'origine *dynamique*. Dans ce second cas, la géométrie du glacier rocheux est devenue telle, que l'incorporation en matériaux rocheux et en glace dans le système est (provisoirement) insuffisante pour que les conditions minimales requises pour la poursuite d'une déformation du glacier rocheux soient atteintes, indépendamment des conditions climatiques.

- Les glaciers rocheux *fossiles* ou *reliques* sont d'anciennes formations desquelles la glace a complètement disparu.

Toujours selon BARSCH (1996), qui synthétise l'état des connaissances sur les glaciers rocheux jusqu'au début des années 1990, les glaciers rocheux actifs, tout comme les formations inactives, sont supposés d'âge holocène. Se basant sur le cas d'Albana dans les Grisons (glacier rocheux qui serait devenu inactif entre 1950 et 1970) et sur le fait que les glaciers rocheux inactifs sont souvent localisés à une altitude légèrement inférieure à celle des glaciers rocheux actifs, BARSCH considère que les glaciers rocheux inactifs ne sont devenus inactifs, pour des causes climatiques, que durant les phases chaudes de la période holocène.

En raison de leur position altitudinale distinctement inférieure à celle des glaciers rocheux actifs et inactifs, ainsi que de leurs relations morphologiques et stratigraphiques avec les dépôts morainiques pléistocènes, les formations fossiles sont quant à elles assurément d'âge antérieur au passage Pléistocène/Holocène (BARSCH 1996). La plupart des glaciers rocheux fossiles des Alpes suisses sont localisés jusqu'à environ 300 m au-dessous des formations actives (e.g. VAN TATENHOVE & DIKAU 1990, IMHOF 1994, DELALOYE & MORAND 1998, LAMBIEL 1999), ce qui laisse présumer que leur formation remonte probablement au Dryas

récent (e.g. FRAUENFELDER & KÄÄB 2000, FRAUENFELDER *et al.* 2001, LAMBIEL & REYNARD 2003).

Si la typologie triphasique est évidente d'un point de vue théorique, il en va néanmoins tout autrement dans la pratique. En effet, le seul moyen de différencier dans l'absolu un glacier rocheux actif d'une formation inactive est d'en mesurer les mouvements; de même, l'unique possibilité de distinguer une formation fossile d'un glacier rocheux inactif est de démontrer l'absence de glace en son sein. Ainsi, à l'exception d'un nombre limité de glacier rocheux investigués de manière plus ou moins détaillée, la distinction entre les différents degrés d'activité s'est jusqu'à ce jour principalement effectuée sur la base de critères visuels (aspect et inclinaison du front, morphologie de la surface, végétation, etc.) et demeure hautement subjective.

Au vu des résultats les plus récents et du gain de précision obtenu par les techniques de mesure des mouvements de surface (KÄÄB *et al.* 2003) telles que GPS (e.g. LAMBIEL & DELALOYE in prep.) ou interférométrie radar (D-InSAR) (KENYI & KAUFMANN 2003), il est fort probable que cette typologie classique soit reformulée dans les années à venir. En effet, il s'avère tout d'abord que la dynamique d'un glacier rocheux est un phénomène extrêmement complexe et que la notion de glacier rocheux actif doit être précisée. Il conviendrait ainsi de distinguer les (parties de) glaciers rocheux actifs dans lesquels, grâce à des conditions thermiques favorables, l'incorporation de glace est possible, de ceux où la glace n'est plus que préservée (e.g. ARENSON *et al.* 2002). D'autre part, en raison de l'augmentation des vitesses de déformation résultant de l'élévation de la température, l'hypothèse peut être émise que la transition entre l'état actif et inactif ne s'effectue pas nécessairement par une diminution progressive de la vitesse de fluage, mais au contraire par un accroissement préalable des mouvements (e.g. IKEDA *et al.* 2003). Finalement, la présence de glace ou de corps gelés dans des glaciers rocheux habituellement considérés comme fossiles, peu investigués à ce jour, est de plus en plus fréquemment signalée (e.g. DELALOYE & MORAND 1998, LAMBIEL 1999, LAMBIEL comm. pers. 2003), ce qui, mis à part la discussion des notions mêmes de glacier rocheux inactif et fossile, permet légitimement de penser qu'un certain nombre de glaciers rocheux considérés comme inactifs le seraient depuis bien avant le Petit Age Glaciaire, peut-être même depuis plusieurs milliers d'années.

Dans le cadre de ce travail, deux aspects ayant trait aux glaciers rocheux seront abordés :

- la dynamique, le comportement thermique et la composition de glaciers rocheux partiellement ou totalement recouverts par l'avancée glaciaire du Petit Age Glaciaire (*chap. 6*);

- la préservation de glace dans des glaciers rocheux fossiles/inactifs d'âge apparemment pléistocène (*chap. 8*).

2.5 TYPES DE GLACE DANS UN CORPS SÉDIMENTAIRE MEUBLE GELÉ

La dernière section de ce chapitre traite des différents types de glace présents dans des corps de matériaux sédimentaires gelés (éboulis, glaciers rocheux, moraines). D'une manière générale, ce thème est surtout lié à l'interprétation des mesures de résistivité électrique (cf. *chap. 4*). Il s'appuie essentiellement sur les propos de HAEBERLI & VONDER MÜHLL (1996) qui, dans le cadre d'une discussion sur l'origine de la glace présente dans le pergélisol d'un glacier rocheux, différencient, en accord avec SHUMSKII (1964), deux processus majeurs de formation de la glace : la congélation et, dans une bien moindre mesure, la sédimentation.

La **sédimentation** correspond au processus complexe de «névéification» (traduction littérale du terme anglais *firnification*), lequel peut être assimilé à une lente compaction de la couche de neige qui se transforme, en passant par l'état de névé, en glace. La formation de glace sédimentaire requiert avant tout un bilan de masse (accumulation-fonte) positif et demeure un processus limité aux zones d'accumulation glaciaires ainsi que, partiellement, à des cônes d'avalanche persistants. A l'exception probable d'un certain nombre de tout petits glaciers, où le processus de congélation doit être prédominant, la «glace de glacier» est en grande partie une glace d'origine sédimentaire. Elle ne se rencontre dans un pergélisol que dans des situations bien spécifiques (cf. *chap. 6*).

Glace de **congélation** signifie glace qui s'est formée par le (re)gel d'eau liquide. Même si des écoulements d'eau peuvent localement se produire au travers d'un corps de pergélisol (ARENSON *et al.* 2002, VONDER MÜHLL *et al.* 2003), **les processus de congélation ayant cours au-dessous de la surface du sol se déroulent de préférence dans la couche active** ou, dans des cas bien spécifiques (refroidissement, mouvement d'extension longitudinale du corps gelé), à la base du pergélisol. Dans la couche active, une large

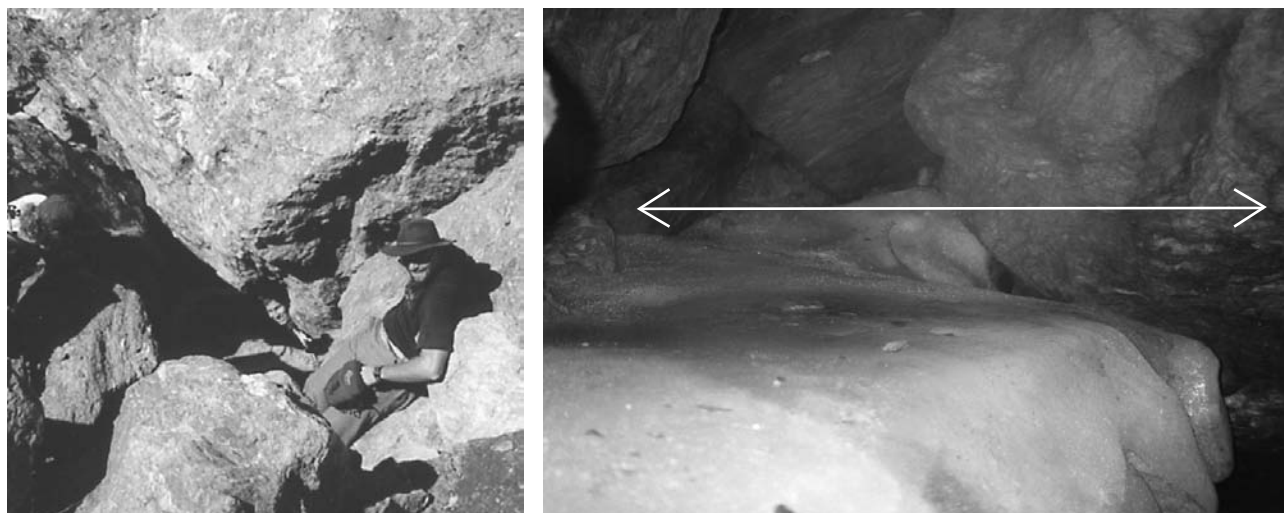


Fig. 2.6 Glacier rocheux du Six Noir (Ritord) : parmi les énormes blocs de la surface (à gauche), il est possible de se faufiler jusqu'à la base de la couche active, dans une petite cavité où l'on peut directement observer la présence de glace (à droite, au premier plan; flèche = 1 m), de même que celle d'un filet d'eau s'écoulant immédiatement sur la surface imperméable du pergélisol (dans le sillon au bas à droite de la photo). La glace se forme par le regel probable des eaux d'écoulement à la base de la couche active durant la saison froide (au printemps surtout ?), puis elle fond petit à petit dans le courant de l'été, aidée en cela notamment par la chaleur fournie par l'eau en circulation. Le niveau de remplissage de la cavité par la glace est très variable non seulement dans le courant de l'année, mais aussi d'une année à l'autre en fonction du refroidissement subi par le terrain durant l'hiver, de la précocité du déneigement et de la température de l'été (ici, le remplissage est encore important, début août 2000, à la suite d'un hiver relativement froid).

part de la glace a pour origine le regel des eaux de fonte s'écoulant au printemps du manteau neigeux dans un sol fortement refroidi. Cette glace semble se former essentiellement à la base de la couche active (e.g. SAWADA 2003) (fig. 2.6). Toutefois, si le drainage du sol est insuffisant, le gel se produit déjà à proximité immédiate de la surface (ceci a par exemple été observé en juillet 1999 à l'emplacement du capteur Ri-L04, localisation cf. fig. 6.17), voire à la base même de la couche de neige (formation d'une «semelle» basale de glace).

Le maintien d'une couverture de neige durant plusieurs années favoriserait la présence de pergélisol en empêchant la température du sol de remonter au-dessus de 0°C durant l'été tout en permettant un certain refroidissement hivernal. En présence de conditions thermiques du sol froides, le regel d'eau de fonte peut se produire à la base de la couche de neige et mener à la formation, à la surface du terrain, de «**plaques de glace**» (*ice patches*) étendues atteignant jusqu'à plusieurs mètres d'épaisseur. REYNARD *et al.* (1999), tout en leur attribuant une formation d'origine sédimentaire, ont observé de telles «plaques de glace» couvrant l'intégralité des racines de deux glaciers rocheux (Diablerets et Mont-Gelé). Ils ont également constaté

leur enfouissement distal progressif sous des débris rocheux. L'abaissement régulier de la résistivité électrique du pergélisol qui a alors été mesuré le long de profils longitudinaux tend à prouver, en accord avec HAEBERLI & VONDER MÜHLL (1996), la disparition graduelle de tels niveaux de glace massive vers l'aval du glacier rocheux, ceci en raison d'une couverture sédimentaire insuffisamment épaisse pour assumer le rôle de couche active et permettre à long terme la préservation de la glace massive sous-jacente.

Si l'enfouissement de plaques de glace est une des origines possibles de la présence de glace massive dans les niveaux supérieurs d'un glacier rocheux, HAEBERLI & VONDER MÜHLL (1996) soutiennent également que la formation de glace de ségrégation (cf. PISSART 1994) dans des matériaux fins à la base de la couche active peut en être la cause. Quoi qu'il en soit, ce sont finalement les conditions climatiques et l'apport en surface de nouveaux matériaux détritiques qui conditionnent la préservation ou non de glace à la base de la couche active, auxquels s'ajoutent, dans le cas de glaciers rocheux, les effets possibles de la déformation.

On peut finalement signaler que la glace qui se forme à proximité de la surface tend à provenir d'une

eau (d'origine météorique) n'ayant parcouru qu'un bref cheminement dans le sol et par conséquent faiblement chargée de matière dissoute. A l'inverse, dans le cas où le gel a lieu profondément dans le pergélisol ou à sa base, le contact préalable prolongé de l'eau avec

des matériaux rocheux rend probable un enrichissement ionique significatif. HAEBERLI & VONDER MÜHLL (1996) lient partiellement des différences de résistivité électrique mesurées dans les terrains gelés à cette différence potentielle de charge en ions de la glace.

2ÈME PARTIE

EVALUATION DE L'APPORT DES METHODES D'ACQUISITION DE DONNEES

Cette seconde partie est consacrée aux méthodes d'acquisition de données utilisées sur les terrains prospectés, à savoir principalement les mesures de température du sol (*chap. 3*) et de résistivité électrique (*chap. 4*). La présentation de ces méthodes est complétée, sur la base de nombreux exemples, d'une évaluation des possibilités d'interprétation qu'offrent les résultats obtenus. Un dernier chapitre (*5*) décrit brièvement l'application de méthodes ayant permis l'acquisition de données ne concernant pas directement la prospection du pergélisol et de ses caractéristiques. Elles sont liées à la température de l'air, à l'évolution du manteau neigeux, à des paramètres du bilan radiatif et à la localisation de points et la détection de mouvements de surface par GPS.

3. TEMPÉRATURE DU SOL

La température du sol a été relevée en profondeur uniquement dans l'éboulis des Lapires. L'état thermique de la surface du sol a par contre été documenté par plus de 3000 mesures réalisées à la base du manteau neigeux en hiver (Bottom Temperature of the winter Snowcover = BTS) ainsi que par de multiples (près de 500) enregistrements continus annuels (Ground Surface Temperature Monitoring = GSTM). Après une brève introduction (3.1), les méthodes BTS et GSTM sont présentées (3.2 - 3.3). L'accent est porté en particulier sur la manière dont ces techniques ont été appliquées et sur les principaux enseignements originaux qui en ont découlé. Finalement, une courte section (3.4) est consacrée au forage des Lapires.

3.1 GÉNÉRALITÉS

Le meilleur moyen de s'assurer de la présence d'un pergélisol et d'en connaître les caractéristiques thermiques est à l'évidence de mesurer sa température directement dans des forages traversant tout ou partie du corps gelé. Des exigences financières et logistiques relativement élevées limitent toutefois leur réalisation à un faible nombre d'emplacements. Ainsi, probablement moins de 30 forages sont actuellement suivis dans l'ensemble de la chaîne alpine. Restreintes à la documentation thermique de la surface du sol, BTS et GSTM sont, quant à elles, des méthodes indirectes de détection et de caractérisation du pergélisol. Elles ont été privilégiées dans cette recherche pour la facilité de leur mise en œuvre.

La figure 3.1 illustre la relation entre les techniques susmentionnées et la présence de pergélisol. Sur cette figure, le pergélisol correspond aux zones situées au-dessous de la couche active où la température moyenne annuelle est inférieure ou égale à 0°C. On l'a dit, l'enregistrement direct du compor-

tement thermique du pergélisol ne peut être réalisé que ponctuellement par l'instrumentation de forages et n'a souvent qu'une représentativité spatiale limitée. La géométrie du pergélisol et sa température dépendent largement des conditions thermiques en vigueur à la surface (cf. 2.2), en particulier des variations spatiales et temporelles de la température moyenne annuelle (Mean Annual Ground Surface Temperature = MAGST), même si un décalage thermique important est possible dans la couche active. Comme d'autres paramètres thermiques de surface, MAGST peut être connue à différents endroits d'un terrain à l'aide de mini-capteurs de température autonomes (UTL, cf. 3.3.1). La représentativité spatiale de ce type d'informations est plus élevée que celle d'un seul forage. Une répartition judicieuse d'un nombre en général limité de capteurs peut s'effectuer sur la base d'une carte BTS réalisée au préalable. Ce dernier type de mesure permet d'obtenir une information thermique momentanée du sol dont la résolution spatiale est élevée, en pratique environ 10 fois supérieure à celle obtenue par l'utilisation de mini-capteurs.

Il vaut la peine ici de relater l'expérience vécue dans la vaste pente d'éboulis des Lapires. Pour tenter de comprendre au mieux le fonctionnement thermique de cette formation dotée d'une distribution du pergélisol fort hétérogène (REYNARD *et al.* 1999, LAMBIEL 1999, DELALOYE *et al.* 2001, TURATTI 2002, cf. 8.3), l'intégralité du site (18 ha environ) a été couverte le plus régulièrement possible par 36 mini-capteurs de température de septembre 2000 à septembre 2001 (soit une concentration moyenne de 2 capteurs / ha). Le placement des appareils a été effectué avant de procéder à la cartographie BTS complète et détaillée du terrain (en moyenne, plus de 16 mesures / ha), campagne qui a eu lieu en mars 2002. La comparaison des mesures BTS avec des mesures de résistivité électrique (cf. 4.7 et 8.3) a par la suite révélé deux zones de très grand intérêt pour la compréhension des processus thermi-

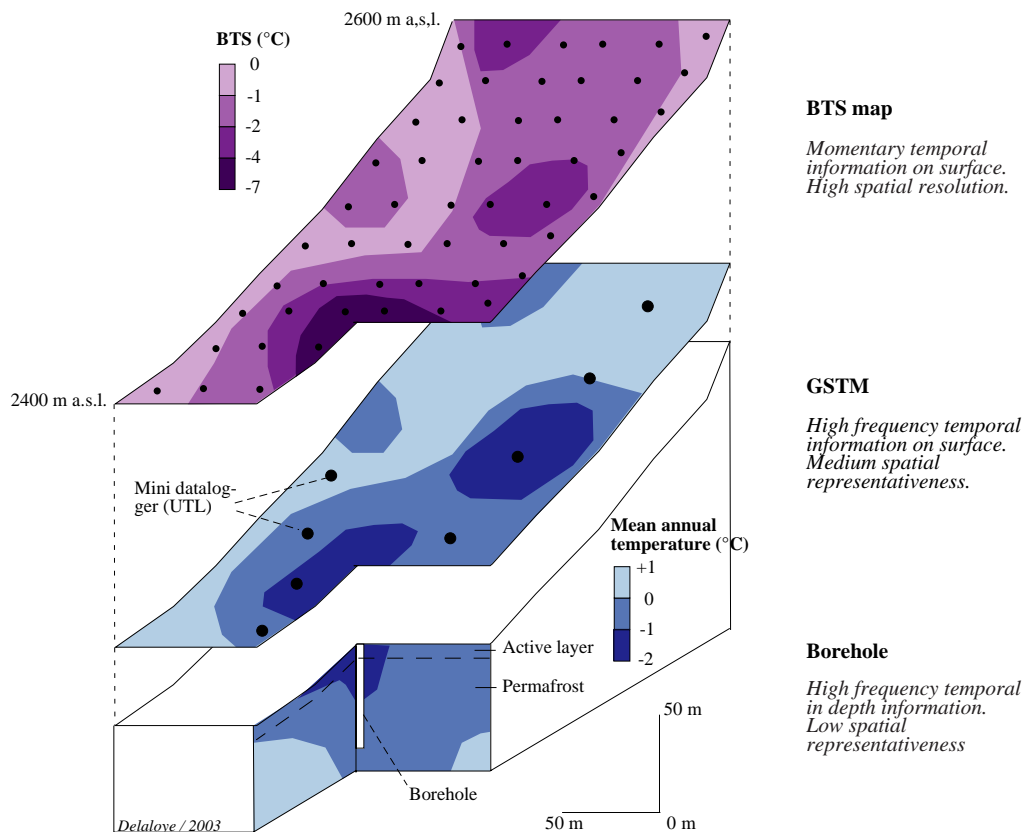


Fig. 3.1 Relations entre les différentes techniques de mesures thermiques du pergélisol. Dans ce cas fictif, les couleurs bleues représentent l'état thermique réel du pergélisol et de la surface du sol, un état thermique que la combinaison de différentes méthodes de mesures tentent de documenter. On remarque notamment, à l'échelle de ce terrain, que les zones les plus froides ne sont pas nécessairement situées aux altitudes les plus élevées.

ques en cours sur ce site. Malheureusement, malgré le maillage relativement resserré du réseau de GSTM, ces deux zones n'avaient été documentées par aucun des mini-capteurs mis en place auparavant !

3.2 BTS

3.2.1 Principe

Le principe de la méthode BTS, développée par HAEBERLI (1973), veut qu'une fois le manteau neigeux bien établi (c'est généralement le cas dès la fin février), la température mesurée à l'interface sol-neige reflète l'état thermique des premiers mètres du sol. Il s'agit du moment de l'année où, en raison de la très faible conductivité thermique de la neige, la température de la surface du sol est la moins influencée par les conditions météorologiques extérieures. Cette tem-

pérature est sensée résulter de l'addition de trois composantes principales :

- (a) *Echange de chaleur entre la surface du sol et le terrain sous-jacent, flux d'énergie influencé par l'état thermique du sous-sol et par la présence de pergélisol.*

En comparant des valeurs BTS et des profils de sismique-réfraction obtenus dans la région du Hochebenkar (Alpes autrichiennes), HAEBERLI & PATZELT (1983) ont remarqué qu'il existait, sur ce terrain-là du moins, une relation linéaire entre BTS et épaisseur de la couche active.

A priori, l'échange de chaleur entre la surface et la profondeur dépend également de la granulométrie de la couche active. Des circulations d'air au sein même de la couche active (mouvements convectifs et/ou advectifs, cf. 2.2) permettent ainsi de s'attendre

à des valeurs BTS plus basses dans les zones de blocs qu'au-dessus d'un matériel plus fin, même en l'absence de pergélisol.

(b) *Perte de chaleur du sol vers l'atmosphère avant l'installation d'un manteau neigeux isolant en fin d'automne ou au début de l'hiver.*

C'est surtout cette deuxième composante, notamment les conditions de formation du manteau neigeux en début d'hiver (date, épaisseur), qui rend les valeurs BTS très variables d'une année à l'autre. En précurseurs, HAEBERLI (1985) et KELLER (1994) avaient soupçonné cette influence. Par la suite, DELALOYE & MORAND 1997, VONDER MÜHLL *et al.* (1998, 2001a) et IMHOF *et al.* (2000) ont par exemple observé des différences atteignant jusqu'à plusieurs °C selon les caractéristiques annuelles de l'enneigement. Par ailleurs, une surface composée de (gros) blocs, très rugueuse, nécessite une couche de neige beaucoup plus épaisse qu'une surface plane pour être isolée (fig. 3.2), ce qui favorise les échanges de chaleur directs entre le sol et l'atmosphère en début de saison hivernale et participe à un plus fort refroidissement du sol.

(c) *Echange de chaleur (en général une perte) entre le sol et le manteau neigeux.*

La neige, en particulier sa surface, est généralement nettement plus froide que le sol. Une perte de chaleur a ainsi lieu du sol en direction de la neige, même si cette dernière est un très mauvais conducteur thermique. En comparant les valeurs BTS et la hauteur de neige mesurées sur de la glace nue en février 1984 au Titlis et au Glacier du Belvédère (Macugnaga), HAEBERLI & EPIFANI (1986) ont démontré que cette perte de chaleur pouvait sensiblement s'inten-

sifier lorsque l'épaisseur de la couche de neige était inférieure à environ 80-100 cm. Notons pour terminer qu'une augmentation de la densité de la neige élève également sa conductivité thermique (e.g. KELLER 1994, SUTER 2002), ce qui a pour effet potentiel d'accroître l'échange de chaleur entre le sol et la surface du manteau neigeux.

Une valeur BTS indique l'état thermique du sol à un moment donné. Elle ne renseigne sur la présence de pergélisol que lorsque l'épaisseur de neige est supérieure à 80 cm environ depuis plusieurs semaines et que le manteau neigeux n'est pas encore humidifié. Une température froide peut être synonyme de présence de pergélisol à faible profondeur, à l'inverse d'une température proche de 0°C. Pendant longtemps, un seuil placé entre -2 et -3°C indiquait la limite entre présence et absence probables de pergélisol. Toutefois, les variations potentielles interannuelles et spatiales de l'état thermique de la surface du sol, mentionnées ci-dessus, rendent difficile l'application systématique d'une telle clé d'interprétation des mesures BTS. On observe donc de préférence la répartition spatiale relative des zones «chaudes» et «froides» pour détecter les zones de pergélisol plutôt que les valeurs mesurées dans l'absolu. Ceci permet d'ailleurs d'interpréter qualitativement des mesures réalisées alors que le réchauffement printanier (humidification) du manteau neigeux a déjà débuté (e.g. GARDAZ 1999).

La force majeure de la méthode est de fournir des cartes à haute résolution de la température de la surface du sol à une période de l'année où cette température est la plus influencée par l'état thermique du terrain sous-jacent (avec ou sans pergélisol). En dépit du fait que les données ne fournissent qu'une information indirecte du pergélisol et qu'elles sont sus-



Fig. 3.2 *Discontinuité d'une couche de neige de 20-30 cm d'épaisseur sur une surface grossière (glacier rocheux des Savoires, Alpage de Mille, 31 octobre 1998).*

ceptibles d'importantes variations selon les années, la méthode BTS demeure à ce jour la meilleure technique pour obtenir rapidement une estimation détaillée convenable de la répartition du pergélisol. Néanmoins, toute carte BTS ou analyse basée sur des mesures BTS doit impérativement être réalisée à partir de données relevées durant un seul et même hiver.

3.2.2 Application

La méthode BTS consiste à mesurer la température de la surface du terrain à l'aide d'un thermistor (précision $\pm 0.25^\circ\text{C}$) installé à l'extrémité d'une sonde (Markasub AG, Bâle) en fibres de verre de 3 m, graduée, que l'on enfonce au travers de la couche de neige. Habituellement, quelques minutes sont nécessaires pour qu'une température à peu près stable puisse être obtenue. Le temps d'attente est apparemment dépendant de la qualité de la neige au contact du sol, une neige dense favorisant une stabilisation rapide de la mesure. Dans des conditions optimales, une centaine de points peuvent être mesurés en une journée par une équipe de 3-4 personnes.

La température du sol étant influencée par la manière dont se développe le manteau neigeux durant toute la période hivernale, les valeurs BTS mesurées dans le cadre de cette étude n'ont pas été corrigées en fonction de la hauteur de neige présente le jour de la mesure, au contraire de ce qui se faisait couramment dans les années 1990 (e.g. GARDAZ *et al.* 1995, EHRLER *et al.* 1996) suite à la publication de HAEBERLI & EPIFANI (1986) (cf. 3.2.1).

L'échantillonnage spatial a le plus souvent consisté en un réseau de points entre lesquels l'espacement était de 15 à 30 m, soit une concentration moyenne de l'ordre de 20-25 mesures/ha. Pour permettre une localisation aisée des points, ce qui n'est pas nécessairement évident par brouillard et/ou en l'absence de relief topographique marqué (fig. 3.3), ainsi que leur reproductibilité, les mesures ont été effectuées à intervalles réguliers, de préférence le long de courbes de niveau ou de lignes droites, toutes deux faciles à suivre à skis. L'utilisation d'un GPS «de poche» (Garmin Etrex Summit) s'est avérée plus problématique qu'efficace (cf. 5.4).

Sur la base de quelques exemples, la double question relative à l'ampleur de la variabilité des valeurs BTS dans l'espace et dans le temps est brièvement discutée dans les deux sections qui suivent (3.2.3-4).

3.2.3 Variabilité spatiale des mesures BTS

La question de savoir **quelle est la distance idéale entre deux points de mesure BTS** afin de relater au mieux la variation spatiale des valeurs s'est posée au début de mes travaux de terrain.

L'expérience acquise jusque-là semblait révéler que les «zones d'éboulis» (LUGON 1998), mais surtout les surfaces composées uniquement de blocs grossiers, étaient celles où l'on pouvait s'attendre aux variations spatiales des valeurs BTS les plus extrêmes. Afin de vérifier et de caractériser cet apparent état de fait, le choix s'est porté sur le glacier rocheux des Ecuries



Fig. 3.3 Illustration de la difficulté potentielle de localisation des points de mesure par mauvais temps. Le point noir au centre est une personne réalisant une mesure BTS. Photo prise en mars 1999 aux Grand'Gouilles (Wildhorn).

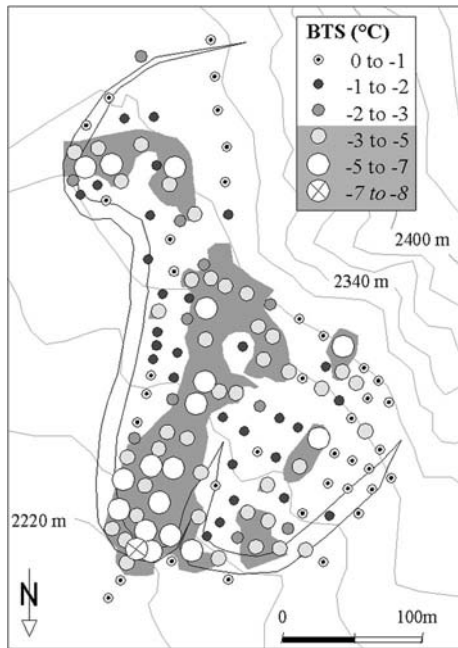


Fig. 3.4 Mesures BTS sur le glacier rocheux d'apparence fossile des Ecuries de Mille (Alpage de Mille) le 12 mars 1999. En grisé, BTS < -3°C (interpolation bilinéaire). Le glacier rocheux, dessiné sur la carte, est facilement identifiable au premier plan de la photo. A l'arrière-plan, le glacier rocheux des Savolaires (cf. 8.4.1).

de Mille (Alpage de Mille), situé entre 2220 et 2320 m.s.m. Il s'agit d'une formation d'aspect fossile, mais qui, sur la base des mesures de géoélectrique, semble encore contenir localement de la glace (cf. 8.4). Elle est composée de trois lobes juxtaposés, dont la surface est homogène, constituée presque exclusivement de blocs de taille métrique (fig. 3.4). Les blocs prédominent également au front des deux lobes principaux. En mars 1999, 141 mesures BTS (concentration : env. 30 mesures/ha) ont été effectuées sous une couche de neige d'une épaisseur moyenne de 220 cm (hauteur très élevée pour l'endroit, cf. fig. 3.5).

La figure 3.4 montre une concentration de températures étonnamment froides (-3 à -8°C) dans les axes légèrement déprimés des trois lobes du glacier rocheux. Les températures enregistrées sur les zones élevées ou de morphologie convexe sont en revanche le plus souvent proches de 0°C. Une circulation d'air dans le glacier rocheux est certainement à l'origine d'une telle répartition; le processus est discuté à la section 8.4.

La figure 3.4 indique également que les températures mesurées varient très rapidement dans l'espace (jusqu'à 5°C pour 20 m). L'analyse de la dépendance spatiale des valeurs BTS par variogramme (DISERO &

CASALS 1999) a révélé sans surprise que, dans la direction 135°N (+/- 22.5°), perpendiculaire à l'axe longitudinal des lobes du glacier rocheux, la portée au-delà de laquelle toute mesure BTS peut être considérée comme indépendante de ses voisines est de l'ordre de 20 m.

En conclusion, ce test effectué sur un glacier rocheux qui ne comporte ni ride ni sillon profond et dont la surface est de composition relativement homogène démontre la **nécessité d'un maillage resserré de l'échantillonnage (15-20 m d'intervalle)** pour permettre une appréciation précise de la répartition spatiale des valeurs BTS. L'intervalle doit pouvoir être légèrement augmenté lorsque la surface n'est pas constituée uniquement de blocs (peu ou pas de circulation d'air dans la couche active) et que la géomorphologie est apparemment uniforme (pas de changement brutal du régime thermique du sol).

3.2.4 Variabilité interannuelle des BTS

La seconde question qui s'est posée est celle des *proportions dans lesquelles peuvent varier des mesures BTS d'une année à l'autre*. La répétition de mesures BTS aux mêmes emplacements hiver après hiver permet d'y répondre.

3.2.4.1 Valeurs moyennes d'un site

L'idée d'un suivi à long terme de mesures BTS est née à l'Alpage de Mille en 1996. Une «banale» campagne de prospection organisée sur ce site afin de vérifier la présence de pergélisol a révélé des températures très froides et n'a réussi qu'à «délimiter les zones de blocs vis-à-vis des terrains alentours» (DELALOYE & MORAND 1997). La neige s'était faite rare durant cet hiver 1995/96, au contraire de l'hiver suivant, abondamment enneigé dès novembre. Les mêmes mesures (41) furent donc répétées en 1997. Elles étaient, en moyenne, 2,8°C plus élevées que l'hiver précédent ! L'entreprise s'est poursuivie sans interruption depuis lors (passant à 64 mesures dès 1998), toujours aux environs du 10 mars, révélant année après année des variations qui n'ont certes jamais dépassé les extrêmes de 1996 et 1997, mais qui n'ont pas non plus été dépendantes de la hauteur de neige (fig. 3.5).

Dans le cadre de PERMOS, se sont ajoutés (provisoirement) de nouveaux sites, dont ceux de Tsavolières/Réchy (cf. fig. 6.28) et des Lapires (cf. 8.3). La figure 3.5 montre que, si une évolution à peu près similaire des trois sites se dessine, des comportements opposés peuvent se produire (par exemple en 2000). Difficiles à expliquer d'emblée, ils sont certainement en partie induits par des décalages temporels de la mise en place du manteau neigeux dus à la différence d'alti-

tude des sites. Quoi qu'il en soit, **les valeurs moyennes mesurées pour chaque site oscillent dans un intervalle inférieur à +/- 1°C, des années exceptionnelles comme 1996 et 1997 pouvant néanmoins largement sortir de ce cadre.**

3.2.4.2 Valeurs individuelles

La première analyse n'a eu trait qu'aux valeurs moyennes pour l'ensemble d'un site. Qu'en est-il des mesures prises individuellement ? L'hypothèse émise est que des valeurs BTS proches de 0°C, le plus souvent liées à l'absence de pergélisol, ne varient que très peu dans le temps à cause de l'importante réserve de chaleur latente qui peut être contenue dans le sol non gelé. Les valeurs BTS habituellement froides, en raison soit de la présence de pergélisol, soit d'un processus de refroidissement du sol très efficace, sont par contre susceptibles de variations interannuelles de plus grande amplitude.

(a) Tsavolières – Becs-de-Bosson

Un premier test a été réalisé avec 235 mesures BTS répétées en 2002 et 2003 sur les sites voisins de Tsavolières (163) et des Becs-de-Bosson (72) dans le haut du Vallon de Réchy (DELALOYE *et al.* 2003a) (localisation des sites, fig. 6.28). L'emplacement de chacune des mesures ayant été relevé en 2002 à l'aide

Mille (VS) - 2200-2450 m - NE / Tsavolières (VS) - 2750-2850 m - NW / Lapires (VS) - 2360-2500 m - NE

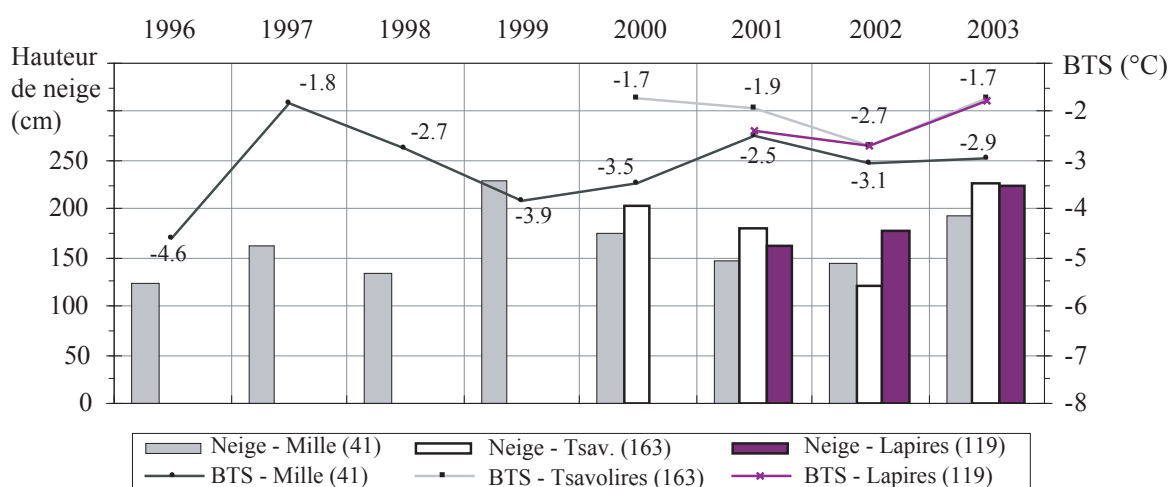


Fig. 3.5 Moyennes des valeurs BTS et hauteurs de neige obtenues à l'Alpage de Mille, à Tsavolières et aux Lapires entre 1996 et 2003; dans la légende, entre parenthèses, le nombre de mesures.



Fig. 3.6 Recherche par GPS d'un point BTS qui doit être mesuré au même emplacement que l'année précédente à Tsavolires/Réchy (février 2003).

d'un GPS «performant» (précision : environ 3 m, cf. 5.4), les mesures de 2003 ont pu être localisées et répétées avec la même précision (fig. 3.6). La différence moyenne entre 2003 et 2002 est de $+1.0^{\circ}\text{C}$ à Tsavolires et $+0.6^{\circ}\text{C}$ aux Becs-de-Bosson.

La comparaison des 235 paires de mesures (fig. 3.7, gauche) montre que, malgré la dispersion des points, les valeurs BTS 2003 tendent à dépendre des valeurs mesurées l'année précédente. Le regroupement de toutes les paires en classes de 1°C d'intervalle définies selon les valeurs 2002 (démarche qui semble plus robuste lorsqu'elle est effectuée à partir de l'année la plus froide, en raison d'une distribution plus étalée des valeurs) permet de constater (fig. 3.7, droite) que la différence de température entre 2002 et 2003 n'est pas uniforme sur l'ensemble des mesures mais qu'elle est linéairement dépendante de la température BTS elle-même : en clair, plus la valeur BTS 2002 est froide, plus la différence entre 2002 et 2003 est élevée. Ceci pourrait confirmer l'hypothèse émise précédemment. Gardons toutefois en mémoire que le «bruit» (écart-type de la différence entre BTS 2003 mesurée et valeur calculée par régression linéaire à partir des données de 2002 - cf. équation fig. 3.7) demeure important : il est en effet de 1.05°C pour l'ensemble des mesures, plus élevé pour des BTS froides que pour des BTS chaudes.

(b) Lapires

Le même test a été réalisé aux Lapires, sur un ensemble de 119 mesures répétées en 2001, 2002 et 2003 (site PERMOS). Les valeurs de 2002 ont été les plus froides (-2.7°C en moyenne), suivies de celles de 2001 (-2.5°C) et de 2003 (-1.7°C). Les mesures de 2003 et 2001 ont été comparées, comme à Réchy, à celles de 2002 (fig. 3.8).

Entre 2002 et 2003, le constat est similaire à celui de Réchy : la différence interannuelle est proportionnelle à la valeur BTS, avec un «bruit» (écart-type de la différence entre BTS 2003 mesurée et calculée) de 0.81°C . On notera tout de même en 2003 la présence de valeurs BTS égales, voire légèrement supérieures (imprécision de mesure ?) à 0°C , ce qui n'était pas le cas en 2002.

La comparaison des mesures de 2001 avec celles de 2002 est surprenante. En effet, de 2001 à 2002, on constate un réchauffement des valeurs BTS «chaudes» et simultanément, un refroidissement des BTS «froides», refroidissement particulièrement marqué pour la classe des BTS 2002 proches de -4°C (fig. 3.8, dr.). Le «bruit» est similaire aux autres cas traités jusqu'ici (1.04°C). La cause hypothétique de cette sorte de «balancement» thermique sera évoquée plus loin (8.3).

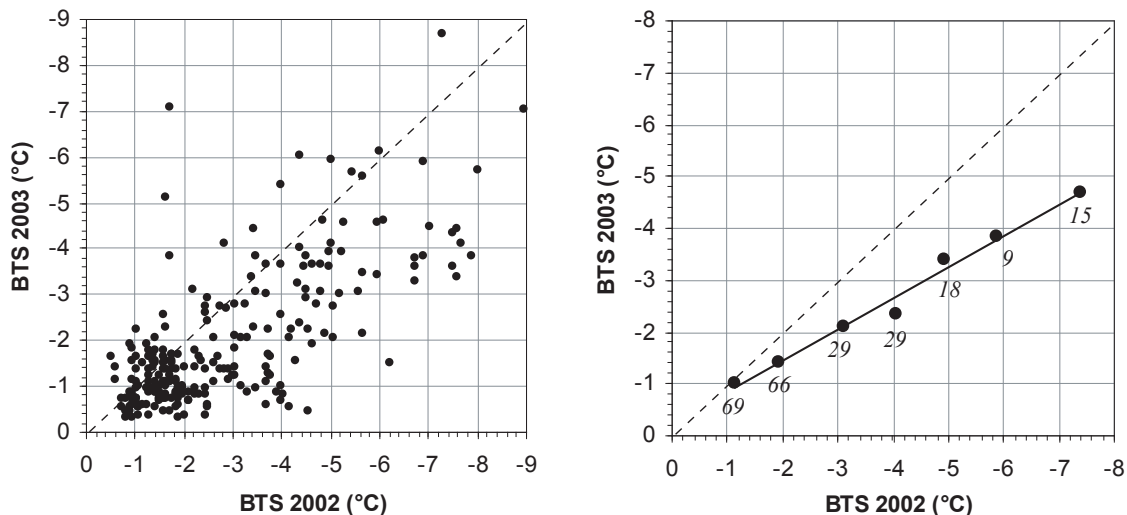


Fig. 3.7 Comparaison des BTS 2002 avec les valeurs de 2003 à Tsavolires / Becs de Bosson : à gauche, pour les 235 paires de mesures prises individuellement; à droite, après regroupement en classes de 1°C d'intervalle définies selon les valeurs 2002 (en italique, le nombre de mesures par classe); droite de régression linéaire : $0.599x - 0.257$ ($r^2 = 0.987$). La ligne diagonale discontinue indique la position des valeurs identiques les deux années.

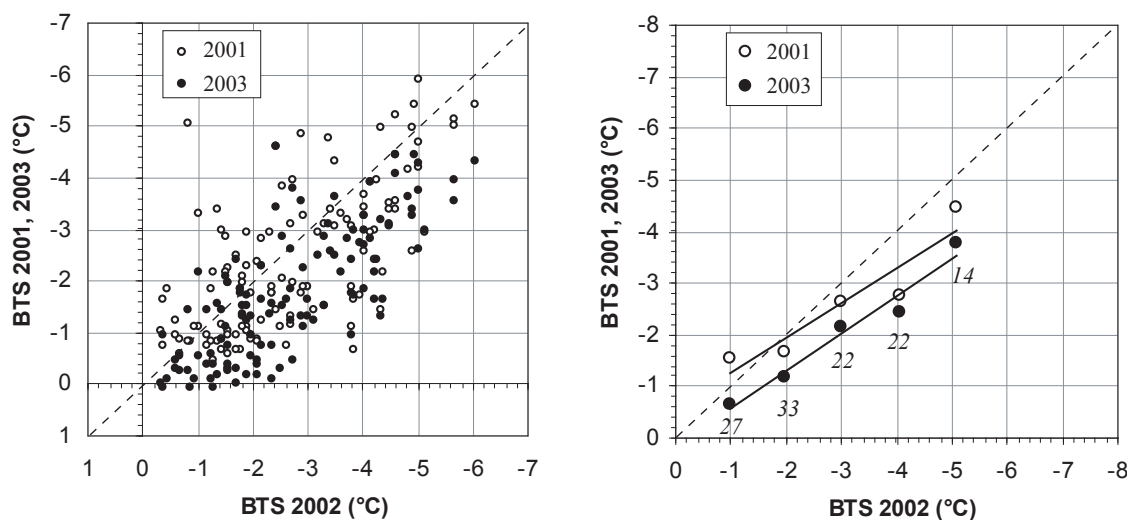


Fig. 3.8 Comparaison des BTS 2002 avec les valeurs de 2001 et 2003 aux Lapires : à gauche, pour les 119 paires de mesures prises individuellement; à droite, après regroupement en classes de 1°C d'intervalle définies selon les valeurs 2002 (en italique, le nombre de mesures par classe); droite de régression linéaire pour 2001 : $0.674x - 0.591$ ($r^2 = 0.878$), pour 2003 : $0.731x + 0.162$ ($r^2 = 0.959$). La ligne diagonale discontinue indique la position des valeurs 2001 ou 2003 identiques à celles de 2002.

Les deux tests réalisés à Réchy et aux Lapires semblent donc démontrer que la **variabilité interannuelle de valeurs BTS habituellement «froides» est plus grande que celle de valeurs BTS «chaudes»**. Le test des Lapires indique également que **la répétition identique de mesures BTS durant plusieurs années peut permet-**

tre la mise en évidence de processus thermiques atypiques qu'il conviendra par la suite de comprendre. En effet, la comparaison des résultats des 8 années de mesures BTS réalisées à l'Alpage de Mille permet d'identifier un mode de fonctionnement thermique complexe de glaciers rocheux inactifs/fossiles (cf. 8.4).

3.2.5 Synthèse et questions en suspens

L'application de la méthode BTS, notamment dans le cas d'une étude sur les conditions d'existence marginale du pergélisol, vise de préférence l'identification d'«anomalies» thermiques du sol, plutôt que la prospection même du pergélisol.

Les valeurs BTS peuvent varier rapidement dans l'espace (jusqu'à 5°C pour 20 m), même sur un terrain apparemment homogène, d'où la nécessité d'utiliser un faible intervalle de distance entre les points de mesure (à définir selon les cas) pour s'assurer d'une bonne précision cartographique.

La répétition annuelle de mesures BTS aux mêmes emplacements révèle des variations de température qui peuvent être importantes d'une année à l'autre. En particulier, les valeurs habituellement froides ont tendance à varier plus fortement que les valeurs «chaudes». La répétition régulière de mesures BTS permet de mettre en évidence des processus thermiques qui sont difficiles, voire impossibles à soupçonner sur la base d'une seule campagne.

Signalons encore deux questions qui seront débattues plus loin :

- Les valeurs BTS peuvent également être obtenues par l'enregistrement continu de la température du sol (GSTM). Dans quelle mesure les résultats fournis par les deux méthodes correspondent-ils (cf. 3.3.6) ?

- La répartition spatiale de corps gelés peut être estimée par la cartographie de la résistivité apparente du sol. Existe-t-il dès lors un certain degré de corrélation entre valeur BTS et résistivité électrique du sol à profondeur restreinte (5-10 m) (cf. 4.7) ?

3.3 ENREGISTREMENT CONTINU (GSTM)

3.3.1 Principes et application

GSTM signifie l'enregistrement continu de la température de la surface du terrain à l'aide de mini-capteurs autonomes de type UTL-1 (Universal Temperature Logger, Geotest AG, www.utl.ch; KRUMMENACHER *et al.* 1998, HOELZLE *et al.* 1999, fig. 3.9). L'objectif de cette méthode est d'une part de renseigner sur l'évolution hivernale de la température du sol, et d'autre part, si les enregistrements se poursuivent

tout au long de l'année, de déterminer l'influence de la saison estivale (HOELZLE *et al.* 2003).

Une foule de paramètres décrivant le comportement thermique du sol peuvent également être calculés (GRUSON 2001, VONDER MÜHLL *et al.* in prep.). Cette technique et ce type d'appareil sont de plus en plus fréquemment employés, non seulement dans les terrains sédimentaires (e.g, HOELZLE *et al.* 2003, ISHIKAWA 2003, MIHAJLOVIC *et al.* 2003), mais également dans les parois rocheuses (GRUBER *et al.* 2003).

Dans cette étude, les UTL ont été placés immédiatement sous la surface du sol, à l'abri du rayonnement solaire. Selon les possibilités offertes par la nature du terrain, leur position a varié entre 10 et 70 cm de profondeur. Les capteurs ont été attachés par une ficelle à un galet en surface, ce qui a permis de les retrouver facilement et d'éviter dans certains cas qu'ils ne disparaissent dans les profondeurs de la couche active. L'intervalle de mesure programmé a systématiquement été de 2 heures, ce qui a rendu possible l'acquisition ininterrompue de données durant 22 mois. Dans les cas où la période d'enregistrement s'est prolongée durant plusieurs cycles annuels, les capteurs ont été remplacés une fois par année et replacés si possible dans la même position.

La mesure de température s'effectue par paliers d'environ 0.23°C. Les séries annuelles sont ajustées (calibrées) par translation sur les phases de *zero curtain* (les périodes durant lesquelles la température est exactement égale à 0°C), phases qui sont décelables



Fig. 3.9 Mini-capteur de température autonome de type UTL-1.

au printemps lors de la fonte des neiges et parfois en automne lors du gel du terrain. La feuille de calcul Excel (Traitement-Logger.xls) que j'ai conçue permet l'ajustement et le contrôle rapides des valeurs. La gestion des données s'effectue par l'intermédiaire du logiciel TIDEDA (RODGERS & THOMPSON 1992).

L'un des enjeux de l'analyse des données est d'automatiser le calcul du plus grand nombre possible de paramètres (MAGST, température d'équilibre hivernale, dates et durée des phases de *zero curtain*, etc.) à partir d'une série annuelle de température (GRUSON 2001). J'ai ainsi créé une nouvelle feuille de calcul (Analyse-Logger.xls), dotée de nombreuses variantes, qui permet d'obtenir instantanément tous les résultats souhaités à partir d'une série annuelle de données. La plus grande partie des paramètres issus d'UTL qui seront traités ou mentionnés dans cette recherche ont été calculés de cette manière et non pas déterminés visuellement.

3.3.2 Principales phases du comportement thermique annuel de la surface du sol

L'analyse qui suit n'est valable que pour des emplacements situés à une altitude suffisamment élevée pour qu'une humidification importante du manteau neigeux

due à un épisode de pluie ne puisse avoir lieu dans le courant de l'hiver (de fin novembre à début mars). La limite supérieure de la forêt correspond approximativement à cette altitude critique d'influence de la pluie (environ 2000-2200 m.s.m.).

L'expérience acquise par la lecture de près de 500 courbes annuelles de comportement thermique du sol permet d'identifier dans le courant de l'année une succession de phases typiques qui ont toutes une influence thermique spécifique sur la température du sol gelé sous-jacent (fig. 3.10). Largement dépendante de la constitution et de l'évolution du manteau neigeux, la chronologie de cette succession varie dans le temps tout comme dans l'espace. HOELZLE *et al.* (2003) et ISHIKAWA (2003) ont proposé des concepts proches de celui qui est présenté ci-dessous.

(a) Phase 1 : Conditions estivales

Ce type de comportement thermique du sol est celui de la saison estivale, période durant laquelle se produit un apport important de chaleur dans le sol. Cette phase débute dès que la neige disparaît. La température du sol demeure le plus souvent positive. L'une ou l'autre brève incursion d'un temps froid, de conditions de gel ou même de neige sont toutefois possibles durant cette période.

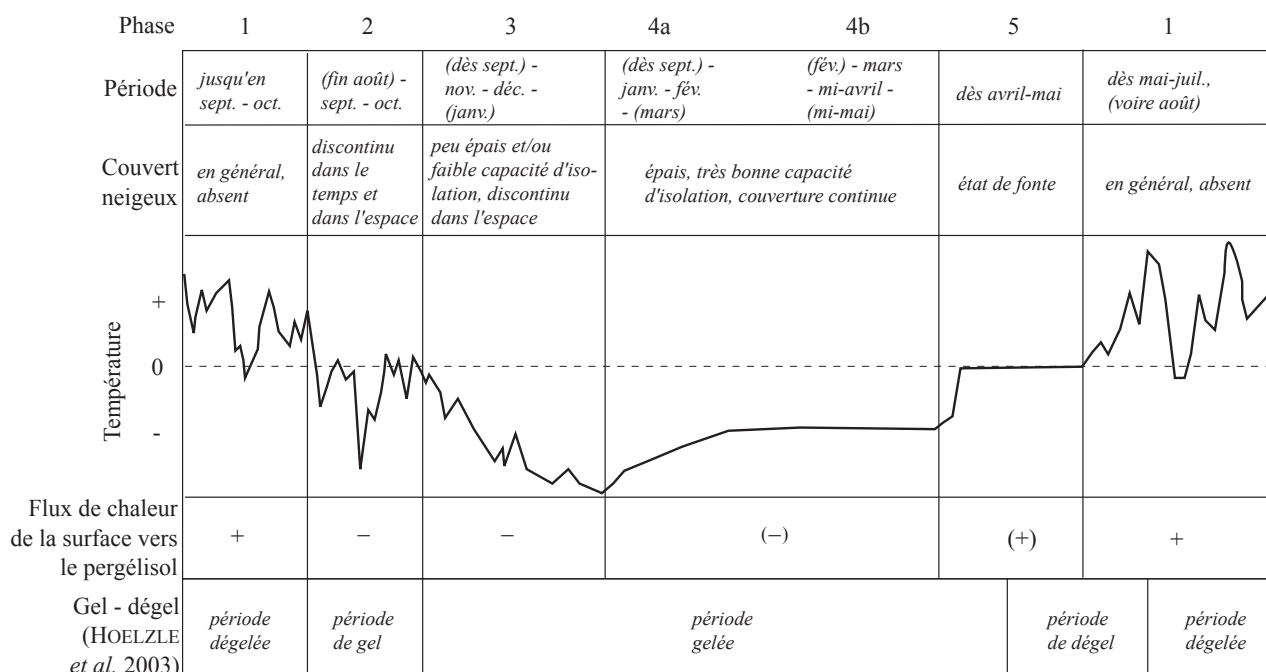


Fig. 3.10 Principales phases du comportement thermique annuel de la surface du sol en présence possible de pergélisol, courbe fictive.

(b) Phase 2 : Gel automnal

La seconde phase correspond au refroidissement (gel) marqué du sol pouvant se produire avant l'arrivée définitive de la neige. Ce refroidissement, en partie lié au raccourcissement des journées (diminution de l'apport d'énergie solaire, augmentation de la perte de chaleur par rayonnement nocturne), est avant tout consécutif aux premières incursions prolongées d'air froid qui peuvent se produire dès fin août - début septembre. Des températures du sol qui sont passagèrement positives indiquent que les chutes de neige sont demeurées peu conséquentes et que le manteau neigeux est alors absent à l'emplacement de la mesure. Durant cette phase 2, le sol peut subir une perte de chaleur considérable et le terrain geler profondément.

(c) Phase 3 : Gel hivernal précoce intense

La présence définitive du manteau neigeux différencie cette phase de la précédente. Toutefois, celui-ci est encore peu épais. Malgré la mauvaise conductivité thermique de la neige, le très fort gradient de température entre la surface de la neige et le sol facilite un fort refroidissement du sol. Le caractère irrégulier de l'abaissement de la température du sol est typique de ce genre de situation. Le même scénario se produit lorsque la neige est compactée par le vent. La conductivité thermique de la neige augmente et permet un fort refroidissement du terrain même sous une couche de neige épaisse (fig. 3.11). La phase 3 peut survenir immédiatement après la phase 1 ou être difficilement discernable de la phase 2. Elle peut également se prolonger durant tout l'hiver. On assiste alors tôt ou tard à un réchauffement de la température toujours marqué par de fréquentes oscillations (fig. 3.12).

(d) Phase 4 : Equilibrage thermique hivernal

Cette phase, qui correspond au comportement thermique du sol une fois le manteau neigeux suffisamment épais pour engendrer une isolation du sol conséquente, comprend souvent deux parties distinctes. La première (4a) peut être considérée comme une **période d'ajustement** du gradient thermique entre les niveaux supérieurs du pergélisol et la neige. Selon la température initiale de la surface du sol à l'entrée dans la phase 4, il peut s'agir d'un réchauffement (fig. 3.11) ou d'un refroidissement (fig. 3.14). Au bout de quelques semaines, voire de plusieurs mois, la température se stabilise (4b) (fig. 3.14). Cette température, que

l'on qualifie de **température d'équilibre hivernal** (*Winter Equilibrium Temperature = WEqT*), correspond à celle du concept de la méthode BTS (cf. 3.2). Lorsque des chutes de neige très importantes surviennent rapidement en automne, la phase 4a peut démarrer immédiatement après la phase 1. Dans ce cas, WEqT est souvent plus élevée que les autres années (fig. 3.14). Selon le comportement thermique du sol durant la première partie de l'hiver, la phase d'équilibre (4b) peut ne pas être atteinte avant que ne débute le processus de fonte du manteau neigeux (fig. 3.11). A l'exception des situations particulières que sont celles où la phase 4a succède immédiatement à la phase 1, l'intégralité de la phase 4 correspond à une période de lente perte de chaleur du pergélisol.

(e) Phase 5 : Fonte des neiges

Cette dernière phase est celle de la fonte du manteau neigeux. Lorsque ce dernier est complètement humidifié, la percolation d'eau de fonte produit une très brusque élévation de la température du sol jusqu'à 0°C. La température demeure ensuite parfaitement stable (*zero curtain*) tant que la neige n'a pas complètement disparu.

La fonte du manteau neigeux agit comme un vecteur d'énergie permettant le réchauffement du terrain. En période de fonte estivale, l'épaisseur de la couche de neige se réduit d'environ 5 cm (voire plus) par jour (cf. 5.1). Considérant arbitrairement que le manteau neigeux est épais de 2 m en moyenne au moment où débute sa fonte, sa disparition complète demande 30 à 40 jours. Si cette durée est dépassée, on peut alors concevoir que la phase de fonte ralentit le réchauffement du pergélisol en préservant outre mesure le sol de l'apport direct d'énergie par le rayonnement solaire.

Etroitement dépendante de la constitution et de l'évolution du manteau neigeux, la chronologie de la succession des phases 1 à 5 peut varier considérablement dans le temps (d'une année à l'autre, fig. 3.14) **tout comme dans l'espace** (fig. 3.15).

Toutes les phases ne sont pas nécessairement présentes ni chaque année, ni à chaque emplacement de mesure (fig. 3.11-12, 3.14-17). Leur durée et, pour certaines, leur intensité influencent le régime thermique du pergélisol. Selon la nature grossière ou fine de la surface du terrain et du micro-relief topographique (ISHIKAWA 2003), mais aussi en fonction de la composition et de l'état thermique moyen du pergélisol

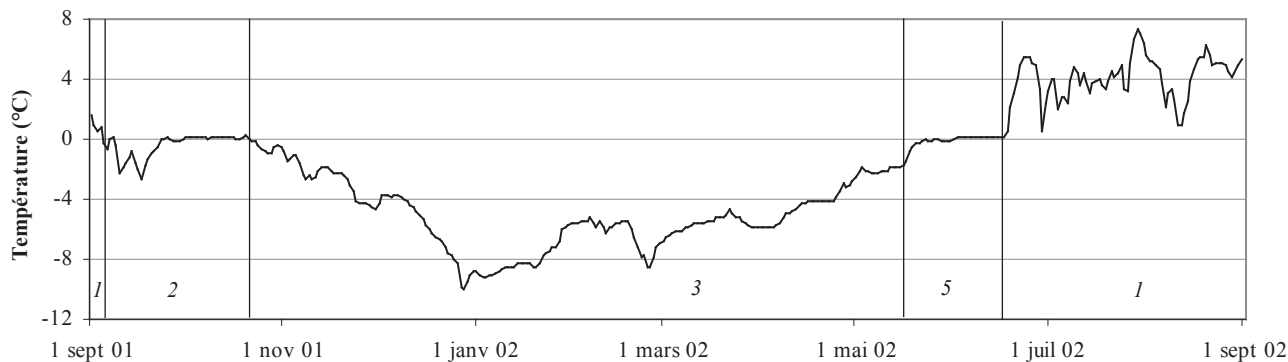


Fig. 3.11 Comportement thermique du sol enregistré à Mi-L31 (2315 m.s.m., N) en 1998/99. Ce capteur est situé sur le lieu de formation d'une congère (fig. 3.13). On remarquera l'importance de la phase 3 et l'absence de phase 4b. Cette dernière caractéristique démontre probablement l'absence de pergélisol en dépit de températures hivernales froides.

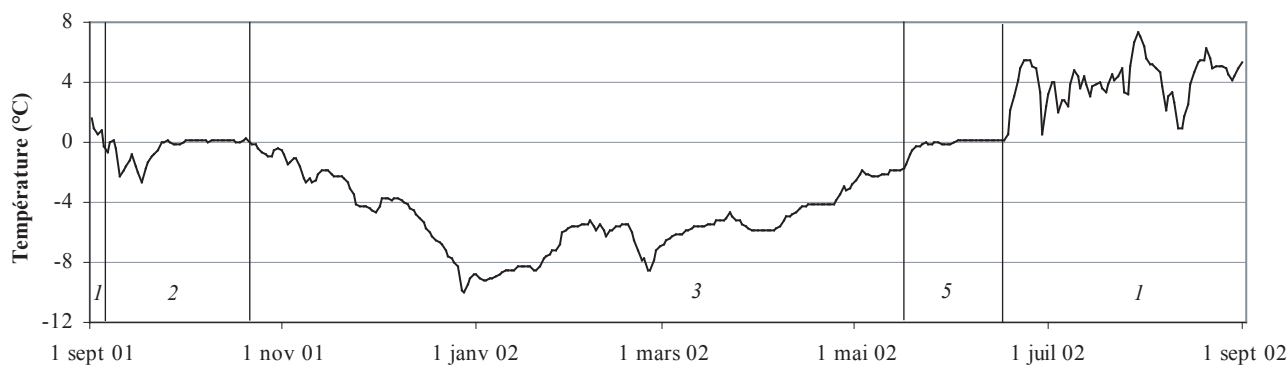


Fig. 3.12 Comportement thermique du sol enregistré à Ri-L01 (2480 m.s.m., N, cf. fig. 6.17) en 2001/02. Ce capteur est situé proche d'une crête (fig. 3.13), dans une zone où les effets du vent sur la neige sont importants. La phase 3 est permanente durant l'hiver et difficile à distinguer de la phase 2. La présence d'une longue phase 5a indique la présence d'une couche de neige relativement épaisse; ainsi, la permanence hivernale de la phase 3 serait due à la densité élevée du manteau neigeux plutôt qu'à sa faible épaisseur. Il y a lieu cependant de tenir compte des importantes chutes de neige qui se sont produites au début mai 2002 et qui peuvent rendre caduque l'interprétation proposée.

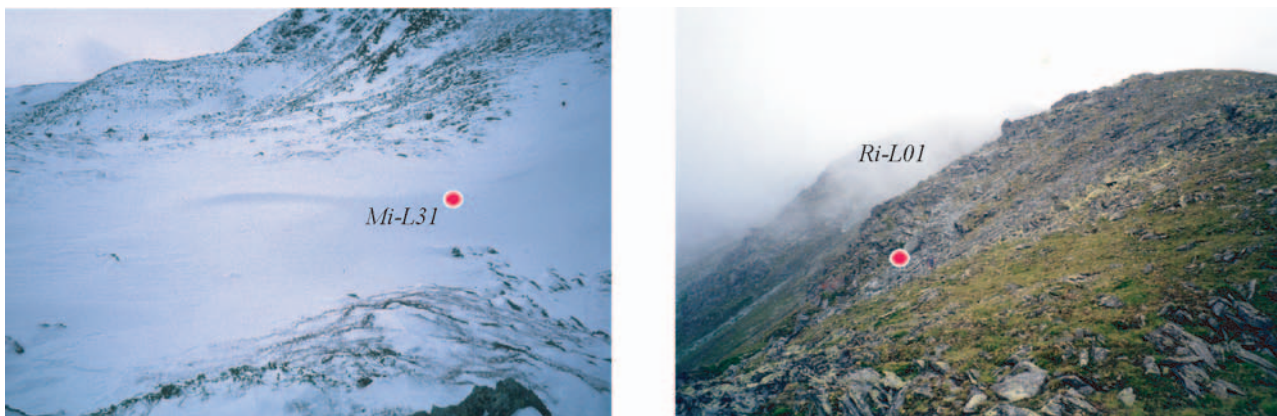


Fig. 3.13 Localisation des capteurs Mi-L31 (Alpage de Mille, à l'arrière-plan le glacier rocheux des Savoires, cf. 8.4.1.1) et Ri-L01 (Ritord, flanc N de Tita di Bou, cf. fig. 6.9 et 6.17).

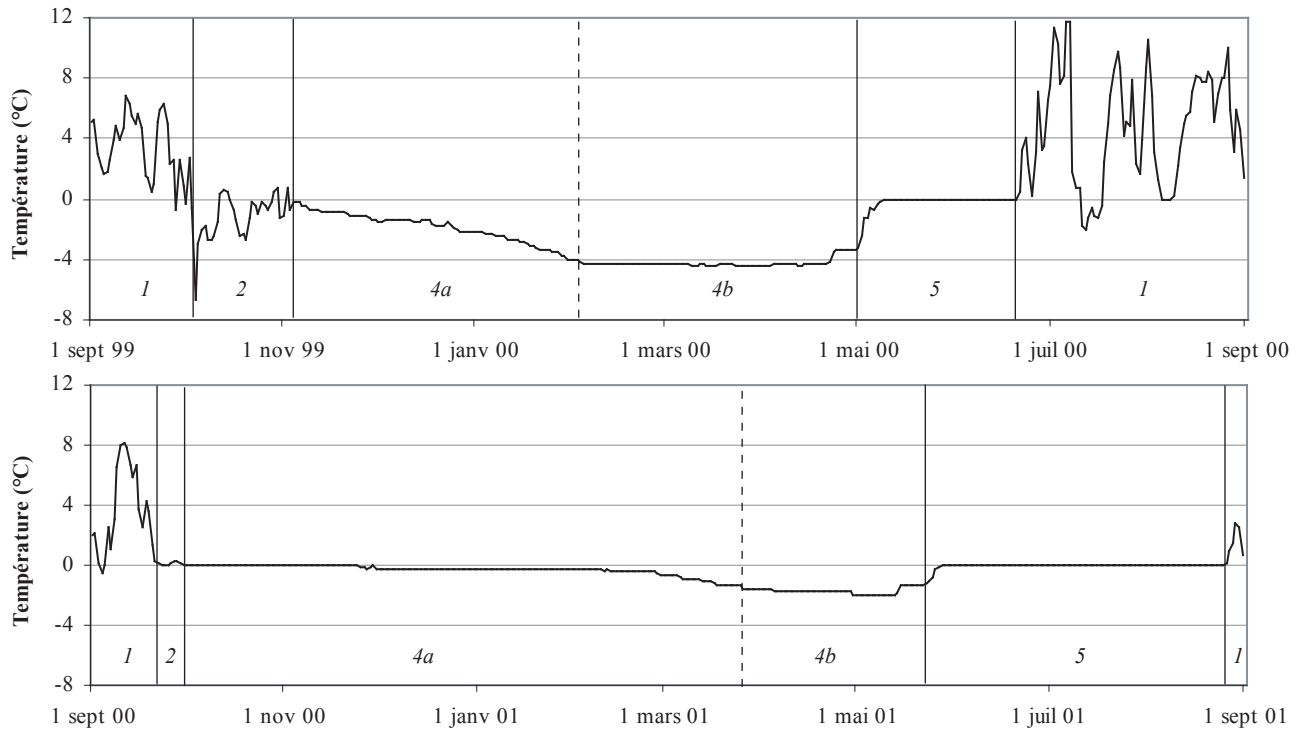


Fig. 3.14 Comportement thermique du sol enregistré à Ri-L10 (2960 m.s.m., cf. fig. 6.17) en 1999/2000 et 2000/01. On notera ici surtout l'ampleur de la différence entre les deux années, mais aussi l'absence de la phase 3 dans les deux cas et la très longue phase de fonte (5) en 2001.

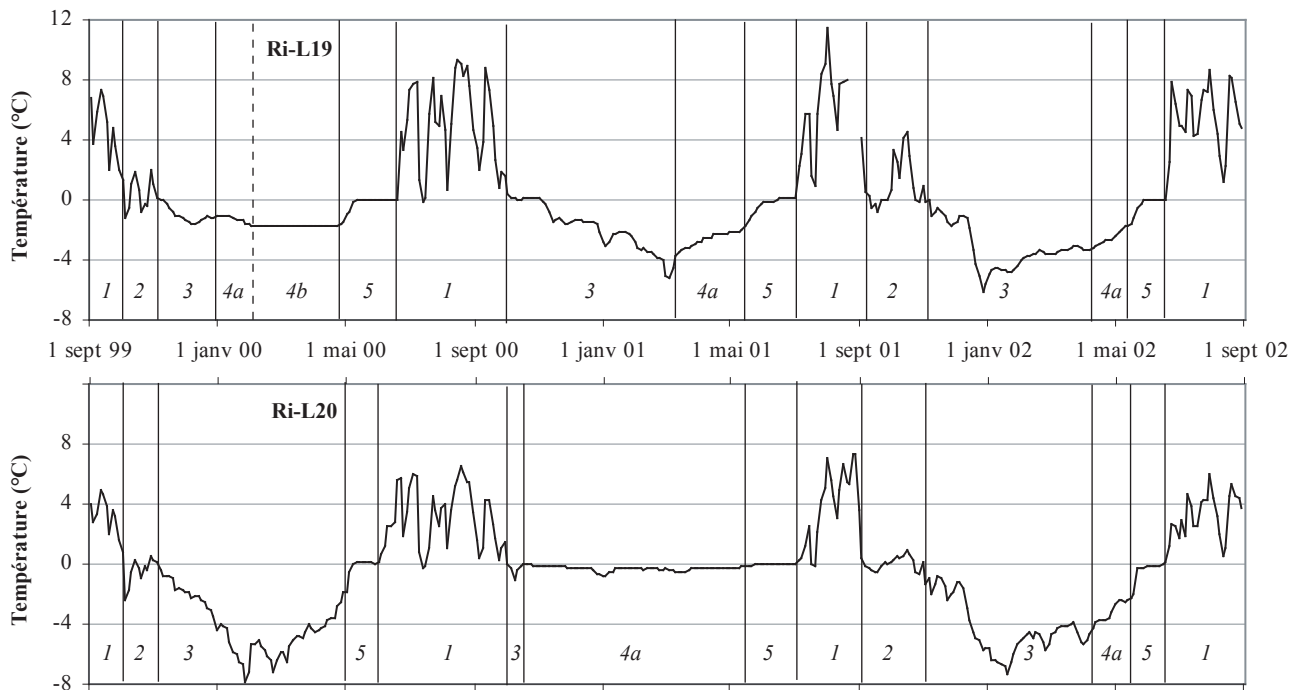


Fig. 3.15 Différences spatiales et temporelles du comportement thermique du sol. Données enregistrées à Ri-L19 (2855 m.s.m.) et Ri-L20 (2845 m.s.m.) entre 1999 et 2000, capteurs situés sur le site du Ritord (cf. fig. 6.17), de part et d'autre d'un petit col, Ri-L19 au S, Ri-L20 au N, et distants de 55 m (cf. fig. 3.25). On constate un comportement thermique hivernal doublement opposé (dans l'espace comme dans le temps) durant les deux premières années, alors qu'il est quasiment identique lors de la troisième année.

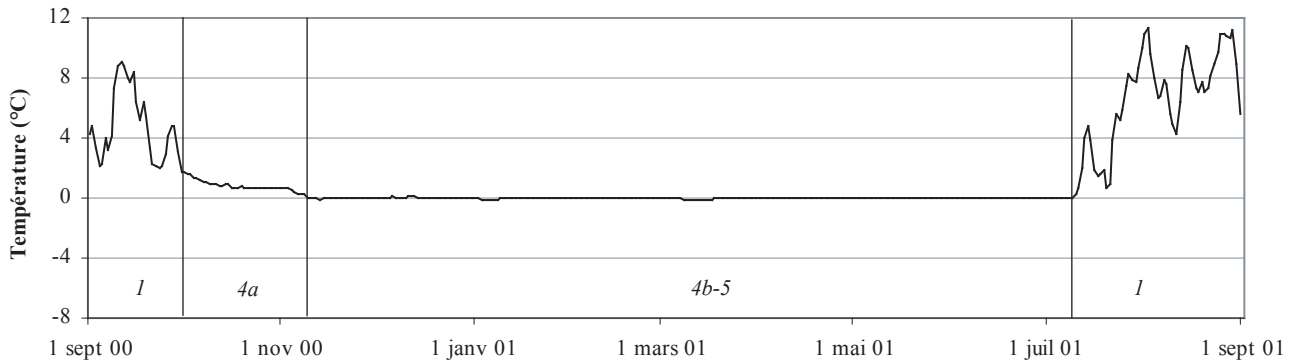


Fig. 3.16 Comportement thermique du sol typique indiquant l'absence certaine de pergélisol à faible profondeur (Ri-L14, 2855 m.s.m., W, cf. fig. 6.17).

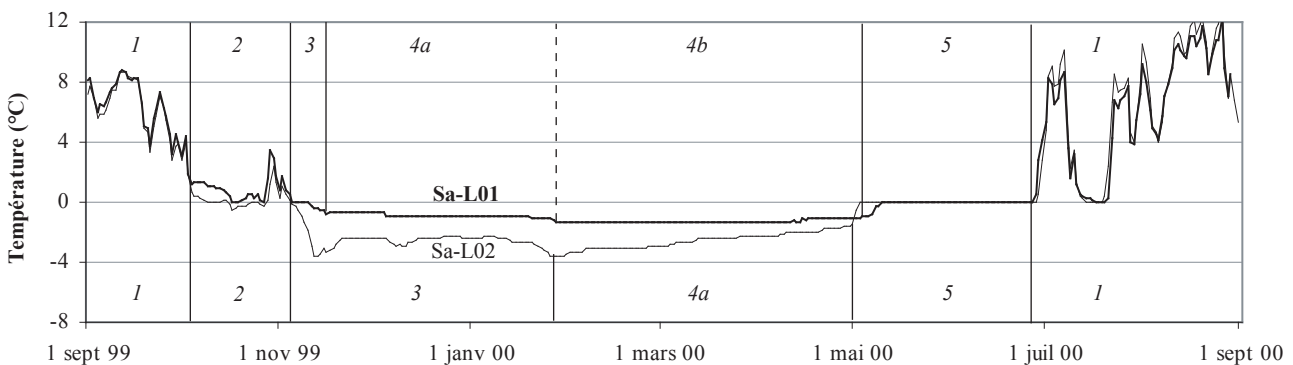


Fig. 3.17 Difficulté d'interprétation du comportement thermique du sol enregistré à Sa-L01 et Sa-L02 (2400 m.s.m., NE) entre 1999 et 2000 (cas de figure chaque année similaire, de 1998 à 2003). Les deux capteurs sont distants de 80 m, dans un terrain de topographie régulière et dont la surface est composée de matériaux «fins». Sa-L-02 est distinctement plus froid que son voisin, que ce soit durant l'hiver ou en moyenne annuelle. L'analyse montre, qu'en raison d'une phase 3 prolongée, WEqT (phase 4b) n'est jamais atteinte à Sa-L02. A cet emplacement, les températures hivernales ne peuvent pas être utilisées comme indices de la présence de pergélisol. Diverses mesures de résistivité électrique attestent la présence d'un corps gelé relativement proche de la surface, mais uniquement sous Sa-L01 (cf. 4.2.6, fig. 4.7, 6.24, 6.27). Or, à ce capteur, WEqT est de -1.3°C seulement, ce qui n'indique apparemment pas de pergélisol.

sous-jacent (GRUSON 2001), ces phases sont plus ou moins bien restituées dans le comportement thermique annuel du sol.

La présence de pergélisol est probable lorsque se présente une phase 4b et que celle-ci se situe à un niveau inférieur à -3°C . L'absence de pergélisol est certaine lorsque la température demeure parfaitement stable à 0°C au cœur de l'hiver (fig. 3.16). Dans tous les autres cas, une analyse approfondie est nécessaire pour identifier ou non la présence de pergélisol. Est-ce que l'hiver était favorable ou non au refroidissement du sol ? Quelle est la température moyenne annuelle du sol ? Quelles sont les caractéristiques de la surface du sol ? Quel est l'état thermique probable du pergélisol ? La confrontation avec d'autres méthodes devient indispensable (fig. 3.17). Poursuivre les mesu-

res durant plusieurs années peut résoudre la question, mais peut aussi être la source d'interrogations nouvelles. Les figures 3.14-15 illustrent à quel point le comportement thermique d'un même emplacement peut différer d'une année à l'autre. Quelle est, dans ce cas, l'année la plus significative ? **L'interprétation qualitative des données prime alors sur une approche purement quantitative.**

L'analyse des résultats du GSTM permet de discuter une vaste palette de questions relatives au pergélisol alpin. Parmi celles-ci, j'ai retenu, pour l'originalité des réponses apportées : la signification des températures du sol estivales (3.3.3), les variations spatiales de l'évolution de MAGST (3.3.4), la part des facteurs hivernaux et estivaux dans cette évolution (3.3.5), et finalement, la comparaison entre BTS et GST (3.3.6).

3.3.3 Signification de la température estivale

En règle générale, durant l'été (phase 1), la température du sol proche de la surface est dépendante des conditions météorologiques, de l'intensité du rayonnement solaire, de la profondeur d'enfouissement du capteur et de la composition du sol. La présence de pergélisol à quelques mètres de profondeur devrait en principe n'avoir aucune influence notable. Ainsi, des températures diurnes supérieures à +15, voire +20°C sont fréquemment enregistrées. Quant aux températures moyennes journalières relevées lors des journées chaudes de l'été (p. ex. fig. 3.11-12, 3.14-17), elles se situent habituellement entre +6 et +15°C selon les endroits.

Si un profil thermique vertical du sol peut permettre de détecter la présence de pergélisol (e.g. HÄBERLI 1975), la seule température estivale de la couche superficielle du sol ne peut pas être utilisée comme indice de la présence ou non de pergélisol. Il existe cependant au moins une exception, décrite ci-dessous.

Les trois cas reportés sur la figure 3.18 proviennent du glacier couvert de Lona/Sasseneire (cf. 6.4.6)

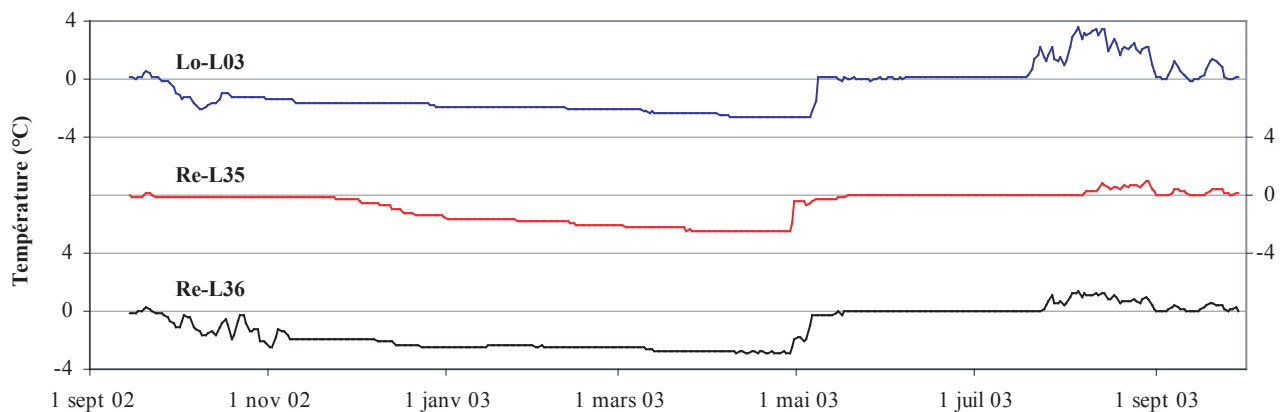


Fig. 3.18 Comportement thermique du sol (moyennes journalières) en présence de glace massive à faible profondeur. Relevés effectués en 2002/03 sur un lambeau du glacier couvert de Lona/Sasseneire (Lo-L03, 2855 m.s.m., N, centre de Lo-S202 sur fig. 6.34) et dans les racines du glacier rocheux des Becs-de-Bosson (Re-L35 et 36, 2805 m.s.m., au centre de Re-S2002e et sur la branche amont de Re-S2002d sur fig. 6.30).

et des racines du glacier rocheux des Becs-de-Bosson/Réchy (cf. 6.4.5), deux sites voisins. Les températures moyennes journalières du sol relevées durant le mois d'août 2003, pourtant exceptionnellement chaud (3.7°C au-dessus de la moyenne 1993-2002, tabl. 3.1), sont néanmoins demeurées très basses, en particulier à Re-L36 (max. +1.3°C) et Re-L35 (max. +1.0°C). A chaque emplacement, les mesures de résistivité électrique attestent la présence de glace massive très proche de la surface (MÉTRAILLER, in prep.), une glace qui n'a cependant pas été aperçue lors de la mise en place des capteurs (MÉTRAILLER, comm. pers.). Son enfouissement est donc supérieur à 50-70 cm.

On déduit qu'une température du sol en permanence froide durant l'été peut être l'indice de la présence possible de glace (massive) à très faible profondeur (environ 1 m). Un comportement thermique régulier du sol durant l'hiver (fig. 3.18), signe d'un flux de chaleur purement conductif, renforce cette présumption.

On notera par ailleurs que WEqT n'est pas nécessairement très froide dans ce genre de situation (-2.5 à -2.8°C pour les cas qui nous occupent), ce que corroborent d'autres relevés effectués sur des glaciers

Tabl. 3.1 Température moyenne mensuelle de l'air en août mesurée dans les racines du glacier rocheux des Becs-de-Bosson de 1993 à 2003 (station MADD 142, 2795 m.s.m. cf. 5.2, fig. 5.9). En gras, moyenne de la décennie 1993-2002.

Année	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	1993-2002	2003
Température (°C)	6.99	7.56	4.44	4.36	7.26	7.78	6.75	7.33	8.01	5.35	6.58	10.29

très faiblement couverts : WEqT = -1.8°C durant l'hiver 2002/2003 sur le glacier couvert du Sanetschhorn (Sa-L08), à 2410 m.s.m. (cf. fig. 6.24); 4 mesures BTS entre -0.9 et -2.5°C le 26 mars 1997 sur le glacier du Petit Combin (2740 m.s.m., cf. fig. 6.18). Cette caractéristique thermique demande cependant confirmation; en effet, les hivers 1996/97 et 2002/03, durant lesquels ont été réalisées toutes ces mesures, ont été relativement chauds du point de vue de la température du sol (cf. fig. 3.5 et 3.26).

3.3.4 Variations spatiales de l'évolution de MAGST

La variation dans le temps de la température moyenne annuelle du sol (MAGST) est le facteur principal dictant l'évolution du pergélisol sous-jacent. **Quelle est l'homogénéité de cette variation dans la dimension spatiale ?**

Quatre à six ans de mesures sont aujourd'hui disponibles pour une soixantaine d'emplacements répartis sur les sites investigués lors de mes premiers travaux de recherche (Mille, Ritord, Réchy, Aget, Sanetschhorn; les trois premiers sont intégrés à PERMOS; 7 à 22 UTL par site). Ces terrains sont répartis dans un rayon de 25 km, tous dans les Alpes valaisannes, à l'exception du Sanetsch(horn), situé sur la crête N des Alpes, en rive droite de la vallée du Rhône. L'analyse de ces données permet d'apprécier la variabilité spatiale de l'évolution de MAGST.

MAGST est calculée chaque mois (moyenne arithmétique des 12 mois précédents) pour tout UTL dont la série de données est complète. L'homogénéité spatiale du comportement interannuel de MAGST diffère selon que l'on traite le sujet à l'échelle régionale (comparaison de sites distants de plusieurs (dizaines) de kilomètres) ou locale (comparaison d'emplacements de mesure sur un site) (DELALOYE & MONBARON 2003).

3.3.4.1 Echelle régionale

A cette échelle, les valeurs de MAGST correspondent pour un site à la moyenne des MAGST obtenue pour chacun des UTL disponibles. La figure 3.19 illustre l'évolution de MAGST depuis 1998 pour les 5 sites mentionnés plus haut. Le comportement régional de MAGST apparaît relativement homogène, en dépit de quelques exceptions, dont celle de l'hiver 1999/2000 : Mille et Ritord se réchauffent, alors qu'Aget et Sanetsch se refroidissent. On notera également les variations importantes de MAGST dans le temps, dépassant parfois 2°C entre juillet 2002 et août 2003. Celles interve-

nues entre 2000 et fin 2002 n'ont accompagné aucun changement significatif de la température de l'air. Elles ont par conséquent été dues exclusivement à des modifications des conditions d'enneigement (cf. 3.3.5). Cela a également été le cas en Engadine où, durant cette même période, des écarts extrêmes de MAGST (2.5°C) se sont produits (HOELZLE *et al.* 2003, VONDER MÜHLL *et al.* in prep.).

3.3.4.2 Echelle locale

Lorsqu'on analyse l'évolution de MAGST à l'échelle d'un site (superficie : environ 0.1 à 0.5 km^2), si l'on constate toujours une certaine homogénéité de comportement entre les emplacements de mesure (distants en moyenne de l'ordre de 50 à 100 m) (fig. 3.20-3.23), trois types de différences se distinguent néanmoins :

(a) **Evolution thermique divergente de certains emplacements**, en particulier Ri-L04 et Ri-L19 au Ritord (fig. 3.20A), Sa-L04 au Sanetsch (fig. 3.21A) et, dans une moindre mesure, Mi-L04, Mi-L31, Mi-L34 à Mille (fig. 3.23A)

La variabilité interannuelle de la redistribution spatiale de la neige par le vent est l'une des causes possibles de comportement thermique divergent d'un emplacement de mesure (la variabilité interannuelle du rythme et de l'ampleur des déplacements de neige par les avalanches en est une autre, fig. 3.24). Par sa disposition géographique, la chaîne alpine, du Mont-Blanc aux Alpes autrichiennes, est en effet soumise à des courants dont la direction prédominante durant tout ou partie d'un hiver s'avère très variable, voire inverse. La manière dont se répartit la neige dans le terrain peut s'en trouver radicalement modifiée.

Ainsi, les comportements thermiques opposés de Ri-L19 et Ri-L20 entre 2000 et 2002 (fig. 3.25, voir aussi fig. 3.15), de part et d'autre du col du Six Rouge (Ritord), trouvent certainement leur explication dans une inversion de la direction prédominante du vent : l'hiver 2000/01 a en effet connu de très nombreuses situations de vent de S, au contraire des saisons hivernales 1999/00 et 2001/02, durant lesquelles des courants de W à NW ont prédominé. Lors de ce second type d'hiver, la neige tend à s'accumuler sur le versant S du col, ce qui favorise le refroidissement du sol sur le versant N. En 2000/01, sous l'influence du vent de S, la neige s'est par contre rapidement amassée sur le côté N du col. Ceci a empêché tout refroidissement hivernal du terrain et provoqué une forte hausse de MAGST (Ri-L19). Dans le même temps,

MAGST s'est refroidie sur le côté S du col (Ri-L20), d'où la neige était soufflée. Plus en amont, l'inversion qui s'observe également entre les comportements de Ri-L21 et Ri-L22 (fig. 3.25) semble être causée par le même principe de redistribution de la neige par le vent, mais cette fois-ci, dans un relief de rides et de sillons d'ampleur plurimétrique (cf. n°4 sur fig. 6.16).

(b) Amplitude de la variation hivernale plus importante aux emplacements les plus froids

Les figures 3.20B-3.23B comparent la variation de MAGST durant le réchauffement de l'hiver 2002/03

avec la valeur moyenne de MAGST (entre 2000 et mai 2003). Elles indiquent sur tous les terrains que la variation hivernale de MAGST est plus importante aux emplacements les plus froids. La dispersion des points démontre néanmoins qu'il ne s'agit là que d'une tendance. Comme pour les BTS (cf. 3.2.4), l'hypothèse est émise que l'ampleur potentielle de la variabilité hivernale de MAGST est liée à l'importance de la réserve de chaleur latente présente dans le terrain.

Le fait que les emplacements Sa-L04 (fig. 3.21), Mi-L04 et Mi-L10 (fig. 3.23) divergent de la tendance

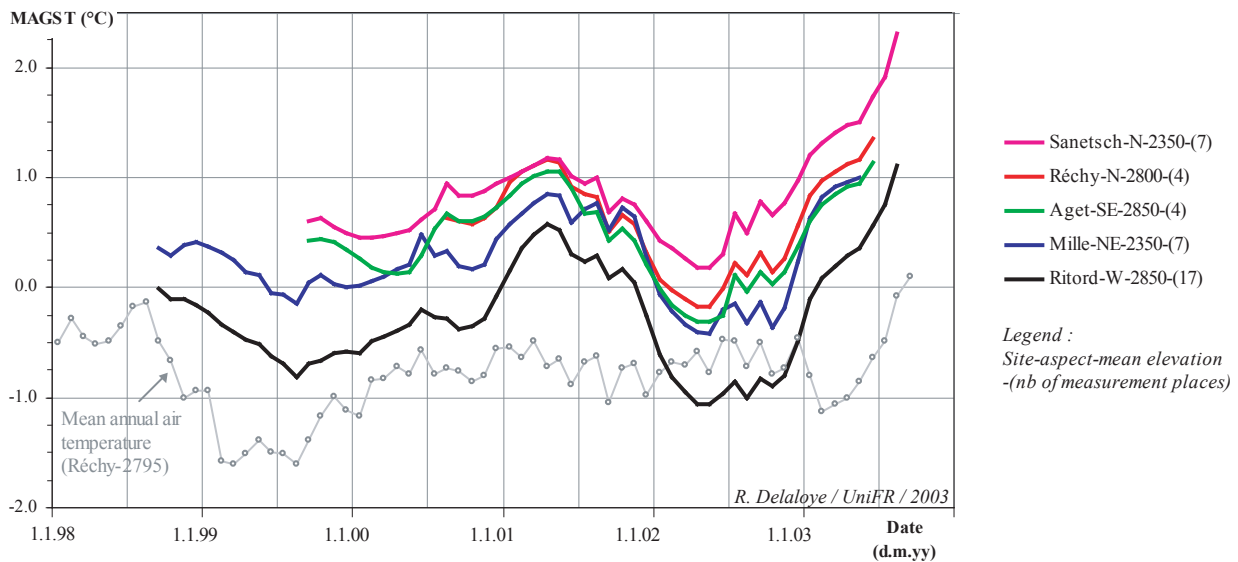


Fig. 3.19 Comparaison de l'évolution de MAGST à l'échelle régionale (rayon 25 km) et température moyenne annuelle de l'air à Réchy (2795 m.s.m.) de 1998 à septembre 2003 (pas de temps mensuel).

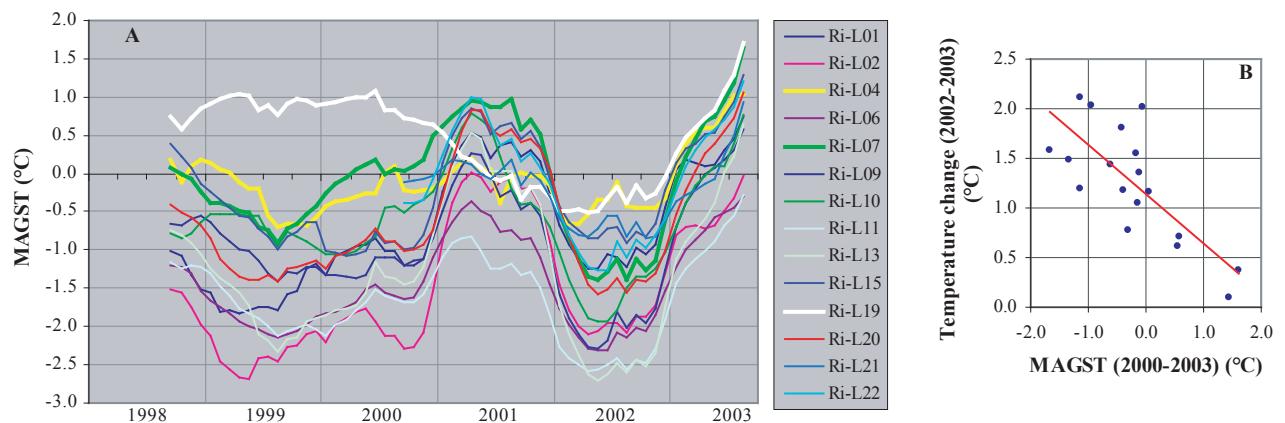


Fig. 3.20 A : Evolution de MAGST de 1998 à 2003 pour 14 emplacements situés sur un pergélisol à Challand/Ritord (2500-3000 m.s.m., cf. fig. 6.17). B : Comparaison entre MAGST moyenne (septembre 2000 - mai 2003) et augmentation de MAGST entre octobre 2002 et mai 2003 pour 18 emplacements situés ou non sur un pergélisol à Challand/Ritord ($-0.49x + 1.14$; $r^2 = 0.57$).

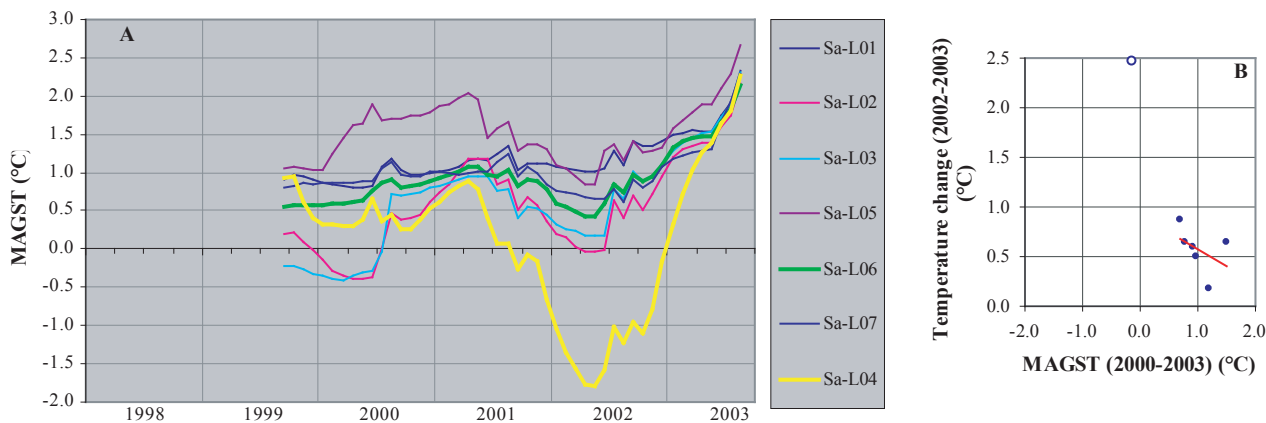


Fig. 3.21 A : Evolution de MAGST de 1999 à 2003 pour 7 emplacements au Creux de la Lé / Sanetschhorn (2300-2450 m.s.m., cf. fig. 6.24). Remarquer la hausse de plus de 4°C de Sa-L04 entre avril 2002 et juillet 2003. B : Comparaison entre MAGST moyenne (septembre 2000 – mai 2003) et augmentation de MAGST entre octobre 2002 et mai 2003 ($-0.35x + 0.92$, $r^2 = 0.2$, sans tenir compte de SaL-04 (cercle blanc)).

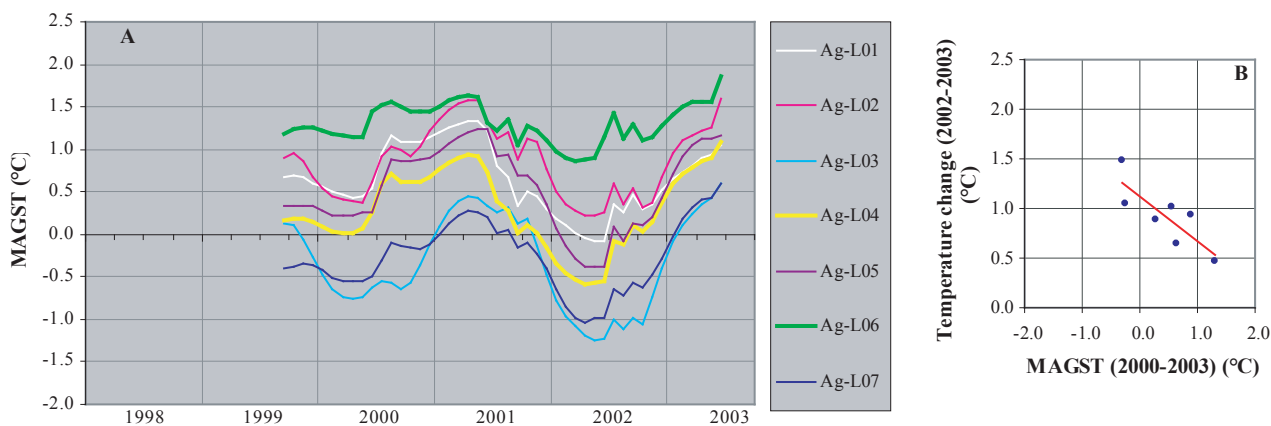


Fig. 3.22 A : Evolution de MAGST de 1999 à 2003 pour 7 emplacements au Grand-Aget/Rogneux (2800-2870 m.s.m., cf. fig. 6.20). B : Comparaison entre MAGST moyenne (septembre 2000 – mai 2003) et augmentation de MAGST entre octobre 2002 et mai 2003 ($-0.45x + 1.13$, $r^2 = 0.67$).

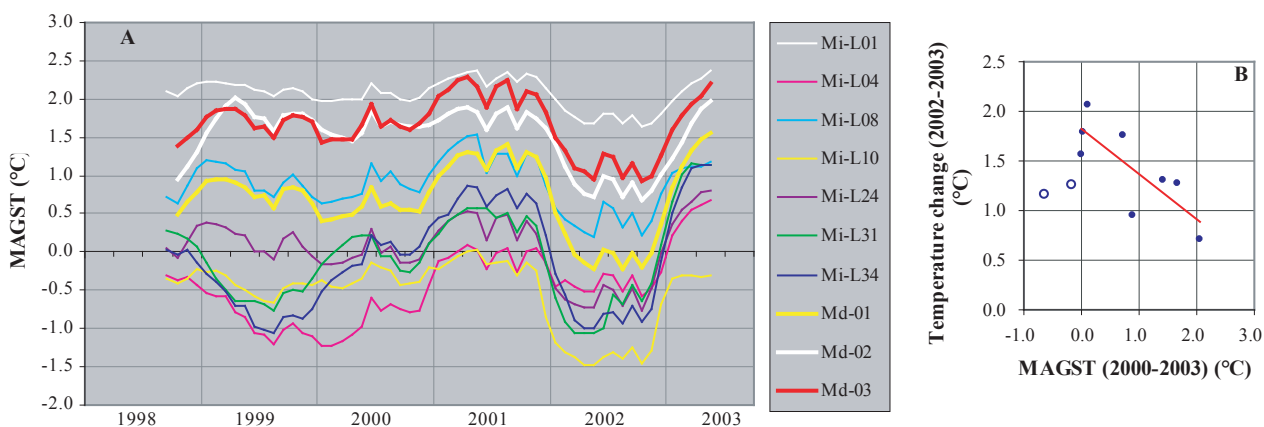


Fig. 3.23 A : Evolution de MAGST de 1999 à 2003 pour 10 emplacements à l'Alpage de Mille (2250-2450 m.s.m.) situés en zone de pergélisol (excepté Mi-L01 et peut-être Mi-L10 et Mi-L31). Md-01, Md-02 et Md-03 sont situés dans un rayon de 15 m sur le glacier rocheux inactif des Savolaires. B : Comparaison entre MAGST moyenne (septembre 2000 – mai 2003) et augmentation de MAGST entre octobre 2002 et mai 2003 ($-0.46x + 1.82$, $r^2 = 0.63$, sans tenir compte (cercles blancs) de MiL-04 (à droite) et MiL-10).



Fig. 3.24 Illustration par deux situations contrastées de la variabilité interannuelle de la redistribution spatiale de la neige causée par les avalanches dans la pente d'éboulis des Lapires (cf. 8.3) : à gauche (23 juin 2000), accumulation de neige au bas du versant en 1999 et 2000; à droite (1er juillet 2001, photo : A. TURATTI), accumulation de neige dans la partie médiane de la pente d'éboulis. Cercle et trait (pylône P10) servent de repères. En 2000 et, surtout, en 1999, de (très) grosses avalanches se sont produites, transférant d'importantes quantités de neige jusqu'au bas du versant (au tout premier plan, subsiste encore de la neige de 1999); ainsi, en début de saison estivale, la partie médiane de l'éboulis est la première à être déneigée. En 2001, les avalanches qui se sont (ont été) déclenchées n'ont jamais atteint une grande ampleur et leurs dépôts se sont concentrés plus haut dans le versant; la fonte de la neige est cette fois retardée dans la zone médiane. La précocité relative du déneigement estival en un point donné par rapport au reste du versant est donc ici fonction des caractéristiques annuelles (ampleur, fréquence) des avalanches hivernales et printanières, caractéristiques qui peuvent être très variables d'une année à l'autre.

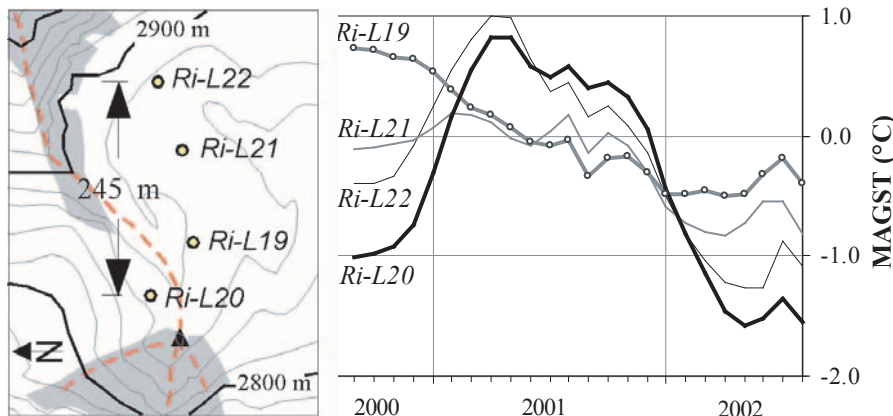


Fig. 3.25 Evolution de MAGST près du col du Six Rouge sur le site du Ritord. Sur la carte de localisation, la surface blanche correspond à des dépôts sédimentaires (principalement moraine de poussée). La roche affleurante est en grisé. Les lignes de crête sont en rouge (trait discontinu). Le Six Rouge est le petit sommet à l'ouest de Ri-L20.

générale est l'indice d'un possible fonctionnement thermique atypique du sol. Cela ne semble toutefois pas être le cas pour SaL-04, dont la position à proximité d'un point haut du terrain pourrait expliquer les écarts extrêmes de température eu égard à la redistribution de la neige par le vent. MiL-04 et MiL-10 ne sont pas dans des lieux exposés au vent. Leur état thermique paraît dépendant de circulations d'air dans la couche active (cf. 8.4).

(c) Variations de MAGST à courte distance

Md-01, Md-02 et Md-03 sont des sondes thermiques placées dans un rayon de 15 m autour de la mini-station climatique installée au centre du glacier

rocheux inactif des Savoires. Le terrain est composé uniquement de blocs et la morphologie de la surface est relativement plane (absence de rides et sillons).

Sur la figure 3.23, on constate d'une part que l'écart moyen de MAGST entre les trois emplacements est de l'ordre de 1°C, et d'autre part, que les variations enregistrées à Md-02 ne sont pas identiques à celles de Md-01 et Md-03 (qui sont elles similaires). Par rapport à Md-03, l'écart oscille entre -0.2 et 0.4°C. Les décalages se produisent surtout durant la saison hivernale et sont donc liés soit aux conditions d'enneigement (cf. fig. 3.2), soit à la manière dont les processus d'échange thermique se développent dans la couche active (cf. 2.2).

3.3.4.3 Conclusions

Pour conclure, nous retiendrons que, **d'une année à l'autre, MAGST peut varier de plus de 2°C au niveau régional**. Cette évolution, si elle apparaît homogène à l'échelle de la région, peut connaître **localement d'importantes variations (jusqu'à 3°C) en raison notamment des modifications interannuelles de la redistribution de la neige par le vent (et les avalanches) en lien avec la (micro-) topographie**, mais aussi de processus d'échanges thermiques atypiques entre le sol et l'extérieur (neige, atmosphère). **La prudence est donc de mise lors de l'interprétation de MAGST**, surtout lorsque les données n'ont été acquises que durant une période de temps limitée à un ou deux ans.

D'autre part, sachant :

- que sur un terrain composé uniquement de blocs, MAGST peut varier de plus de 1°C sur une distance de 15-20 m,
- qu'un décalage thermique (ALTO, cf. 2.2) important peut intervenir entre la (sub)surface du sol et le toit du pergélisol,
- et que l'évolution climatique séculaire a généré un réchauffement de l'ordre de 1°C des valeurs moyennes actuelles de MAGST, comme en témoignent les profils de température relevés dans des forages (cf. 2.3 et fig. 2.5), et qu'elle induit un probable déséquilibre entre les conditions thermiques en surface et celles du (pergéli)sol sous-jacent,

MAGST ne peut que difficilement être utilisé comme indicateur direct de la présence ou de l'absence de pergélisol. MAGST est cependant un paramètre important dictant l'évolution du pergélisol sous-jacent et l'intérêt essentiel réside dès lors et surtout dans l'observation des variations temporelles de MAGST.

3.3.5 Part des facteurs hivernaux et estivaux dans l'évolution de MAGST

En simplifiant, on peut considérer que le comportement dans le temps de MAGST est dicté par l'évolution de l'effet de deux ensembles de facteurs :

- les **facteurs hivernaux**, en particulier la date et le rythme de mise en place du manteau neigeux, qui

gèrent l'intensité du refroidissement hivernal du sol (fig. 3.26);

- les **facteurs estivaux**, notamment la combinaison de la date de disparition du manteau neigeux (fig. 3.27) et de la température de l'air durant la période sans neige.

Quelle est la part de ces facteurs dans les variations observées de MAGST ces dernières années ? Il apparaît évident (fig. 3.19-3.23) que la plupart des changements ont eu lieu durant l'hiver et que, par conséquent, les facteurs hivernaux ont été prépondérants. Mais dans quelle mesure ?

3.3.5.1 Détermination des périodes avec et sans neige sur le site du Ritord

Les données enregistrées par le capteur Ri-L14 sont utilisées pour déterminer la part relative des facteurs hivernaux et estivaux dans les variations observées de MAGST sur le site du Ritord (17 UTL).

RiL-14 n'est pas situé sur un pergélisol (cf. fig. 6.17). Dès que la neige s'installe (**SnD**), Ri-L14 n'enregistre plus aucune variation importante de température (fig. 3.16 et 3.28), ce qui rend aisé la détermination de la date de mise en place du manteau neigeux hivernal. La date à laquelle la neige disparaît (**SFD**) est, pour sa part, chaque année presque identique à celle obtenue pour l'ensemble du site du Ritord (tabl. 3.2). Ainsi, à partir de la série de températures de RiL-14, il est possible d'extraire les températures du sol uniquement pour la période durant laquelle la neige (hivernale) est absente et de postuler que cette période est représentative de l'ensemble du site du Ritord.

3.3.5.2 Estimation de la part des facteurs estivaux et hivernaux sur le site du Ritord

En calculant MAGST chaque mois à partir d'une nouvelle série Ri-L14mod (série Ri-L14 dans laquelle toutes les valeurs de température durant la période «avec neige», selon figure 3.28 et tableau 3.2, ont systématiquement été portées à 0°C), on dispose désormais de valeurs de MAGST uniquement influencées par l'évolution des températures estivales durant la période «sans neige».

Si l'on considère les variations relatives de MAGST de 2000 à 2003 par rapport à la moyenne de cette période et que l'on compare celles observées sur l'en-

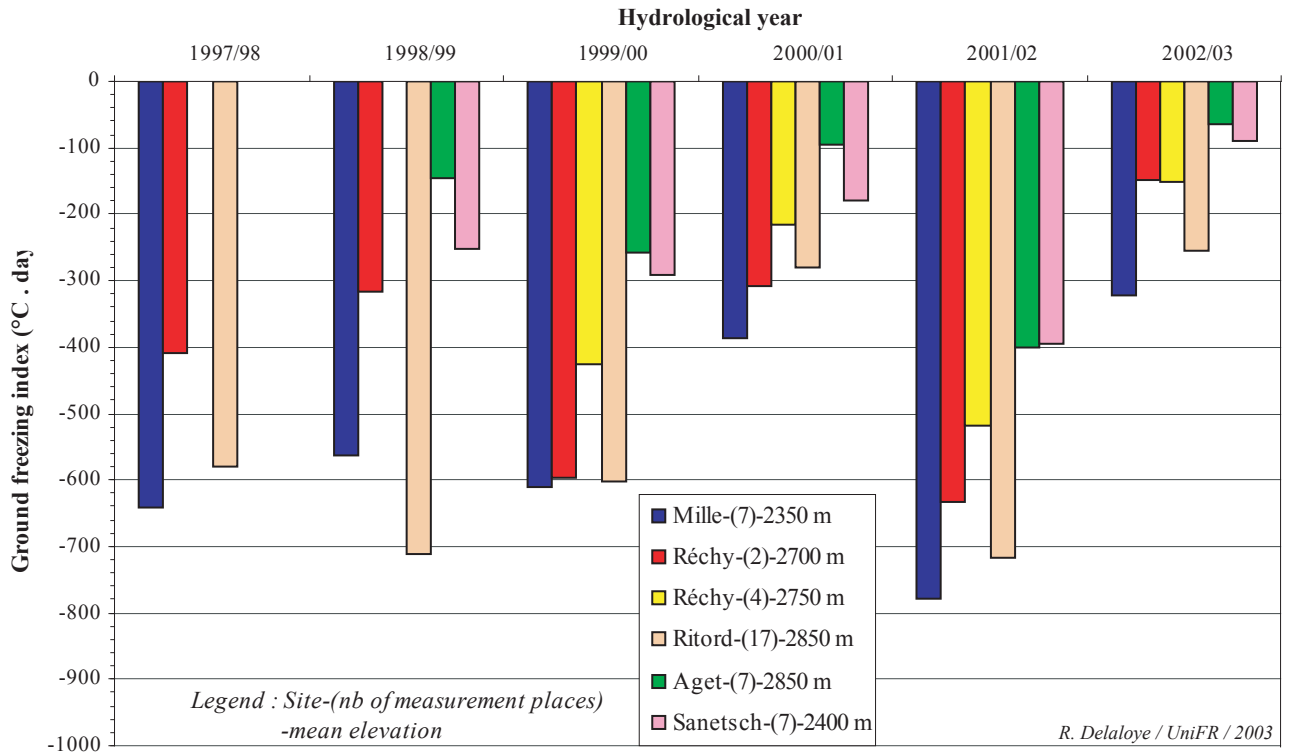


Fig. 3.26 Indice de gel du sol (Ground Freezing Index = **GFI**) de 1998 à 2003. GFI est égal à la somme (en °C.jours) de toutes les températures négatives mesurées. GFI a été jusqu'à tripler au gré des années.

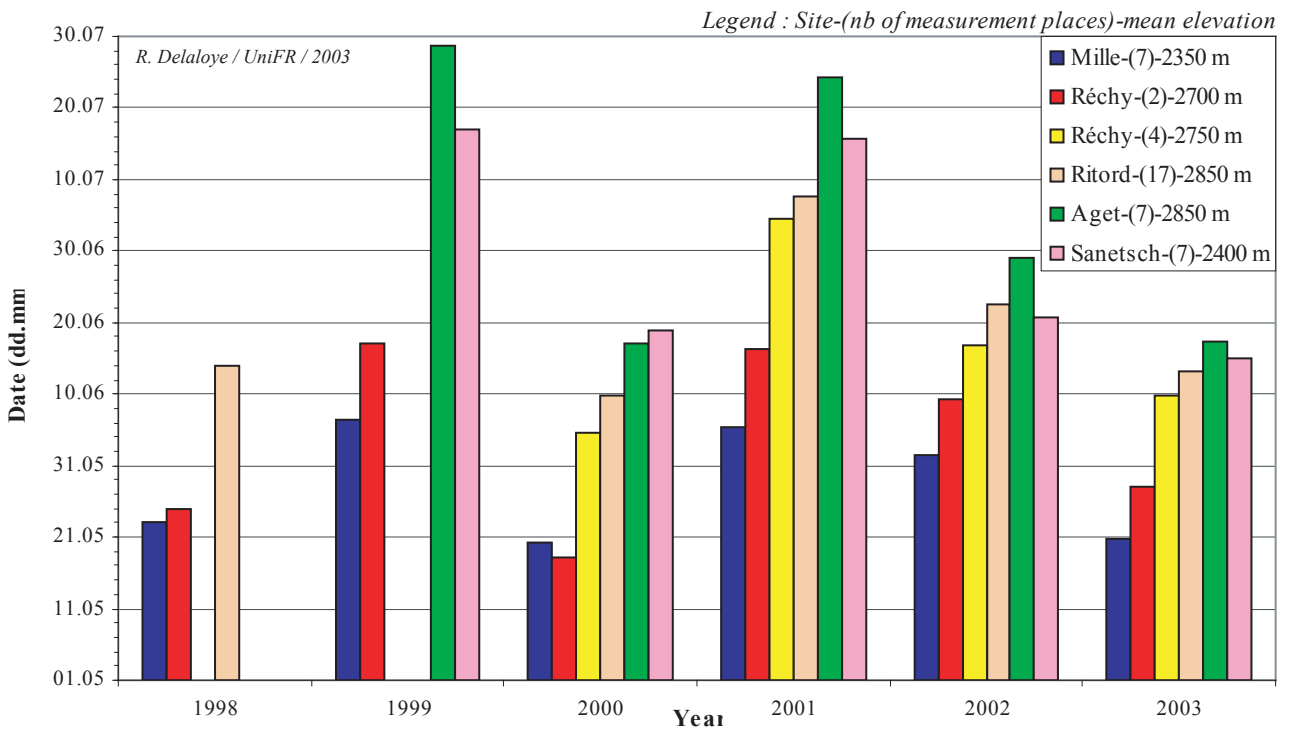


Fig. 3.27 Date moyenne de disparition du manteau neigeux (Snow Free Date = **SFD**) de 1998 à 2003. Il s'agit en fait de la date de fin de la période de zero curtain. Selon les sites, 18 à 43 jours ont séparé la date la plus précoce de la plus tardive.

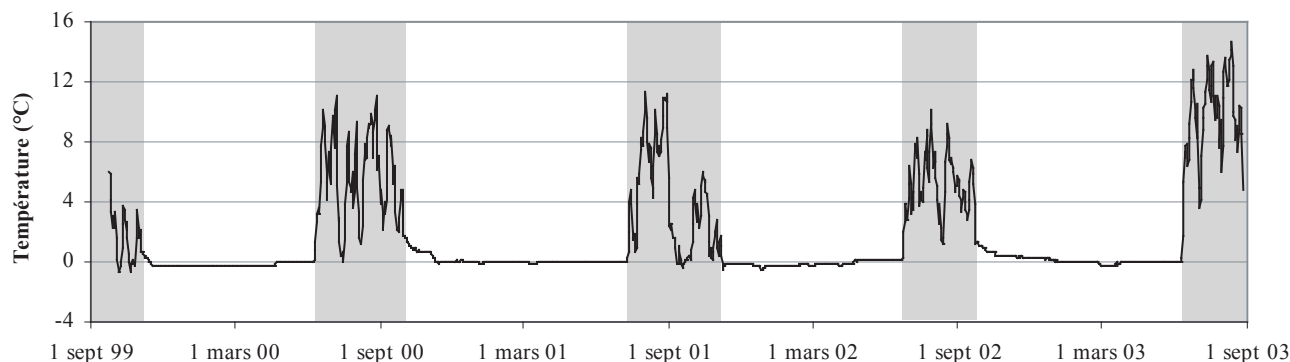


Fig. 3.28 Température du sol (moyenne journalière) à Ri-L-14 de septembre 1999 à septembre 2003. En grisé, les périodes estivales sans neige persistante.

Tabl. 3.2 Dates d'enneigement et de disparition de la neige sur le site du Ritord.

Année		1999/00	2000/01	2001/02	2002/03
Ri-L14 :	Date d'enneigement (SnD)	4 nov.	3 oct.	8 nov.	24 sept.
	Disparition de la neige (SFD)	9 juin	10 juil.	23 juin	11 juin
Ritord (moyenne) :	Disparition de la neige (SFD)	9 juin	7 juil.	22 juin	13 juin
	Ground Freezing Index (GFI) (°C.jours) ¹	-601.8	-279.2	-718.1	-255.4
Mille (2400 m.s.m) :	Température moyenne de l'air en décembre (°C)	-6.45	-3.45	-7.08	-3.60

¹ GFI = somme des °C.jours négatifs enregistrés dans le sol durant l'hiver (septembre-mai)

semble du site du Ritord ($MAGST_{Ritord}$) et celles de Ri-L14mod ($MAGST_{Ri-L14mod}$), on constate que l'amplitude des variations durant les mois «sans neige» est plus élevée pour $MAGST_{Ri-L14mod}$ dans un rapport de 1 : 0.6 (fig. 3.29).

En multipliant les $MAGST_{Ri-L14mod}$ par 0.6, les variations relatives de $MAGST_{Ritord}$ sont reproduites de manière convenable : on obtient ainsi une **estimation de la part de variations relatives de $MAGST_{Ritord}$ due aux facteurs estivaux** (fig. 3.30). La part due aux **facteurs hivernaux** est celle des variations relatives de $MAGST_{Ritord}$ qui n'est pas expliquée par les facteurs estivaux.

On constate (fig. 3.30) qu'à l'exception de l'été 2003 (+ 0.7°C entre juin et août), **la part des facteurs estivaux** dans les variations de $MAGST$ est demeurée **négligeable** (+/- 0.25°C). **Les facteurs hivernaux ont** quant à eux **conduit aux importantes variations annuelles de $MAGST$ qui se sont produites entre 2000 et 2003** (part de 1.4°C entre 2002 et 2003).

3.3.5.3 Quels facteurs hivernaux ?

Dans l'exercice qui vient d'être réalisé, il a été considéré qu'en automne, la date marquant la transition entre les périodes d'influence des facteurs estivaux et hivernaux était celle d'enneigement (SnD) au niveau du capteur Ri-L14. Or il s'avère que cette date est très bien corrélée avec l'indice de gel du sol (*Ground Freezing Index = GFI*) ($r = -0.98$) (comparer les valeurs annuelles dans le tabl. 3.2) : plus SnD a été précoce, plus le refroidissement du sol durant l'hiver qui a suivi a été faible. Cependant, GFI et SnD sont étonnamment également corrélés avec la température moyenne de l'air du mois de décembre (mesurée à 2400 m.s.m. à l'Alpage de Mille, $r = 0.99$, resp. -0.98) (comparer dans le tabl. 3.2) ou des mois de novembre-décembre ($r = 0.93$, resp. -0.97) !

Cette température de l'air est importante car elle conditionne celle de la surface d'un manteau neigeux encore peu épais (cf. 5.1, fig. 5.4) et influence dès lors l'intensité du flux (perte) de chaleur du sol vers la

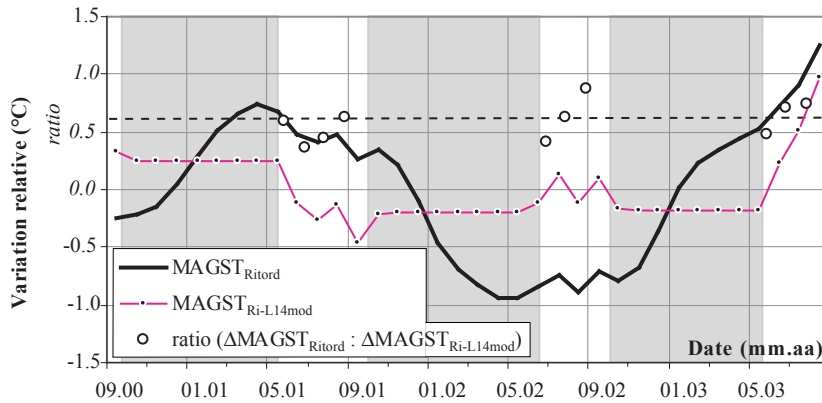


Fig. 3.29 Evolution relative de $MAGST_{Ritord}$ (moyenne de 17 UTL sur le site du Ritord) et $MAGST_{Ri-L14mod}$ entre septembre 2000 et août 2003 par rapport à la moyenne de cette même période (=0); détermination du rapport entre l'amplitude des variations relatives (Δ) de $MAGST_{Ritord}$ et $MAGST_{Ri-L14mod}$ entre les mois «sans neige» (zones blanches), valeur moyenne du ratio indiquée par la ligne discontinue.

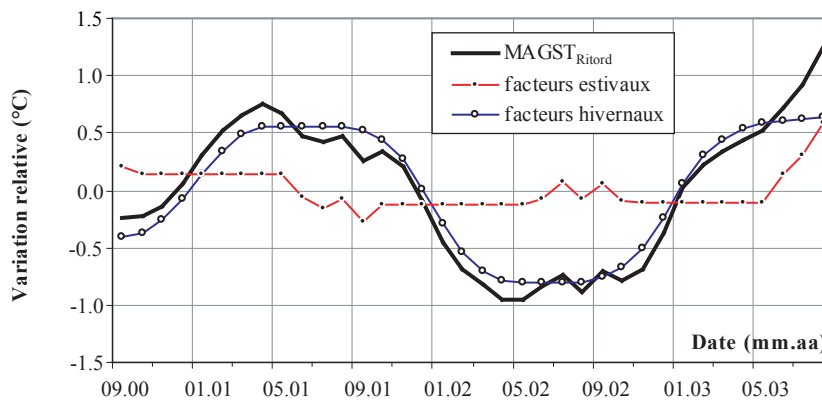


Fig. 3.30 Evolution relative de $MAGST_{Ritord}$ (moyenne de 17 UTL) et des facteurs hivernaux et estivaux entre septembre 2000 et août 2003 par rapport à la moyenne de cette même période (=0).

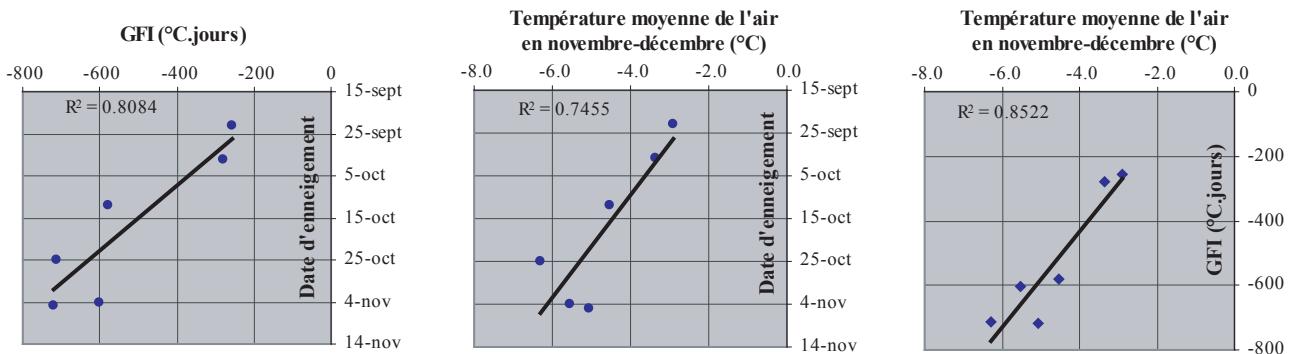


Fig. 3.31 Relation entre date d'enneigement (estimée à Ri-L19), GFI (Ritord) et température moyenne de l'air en novembre-décembre (mesurée à l'Alpage de Mille, 2400 m.s.m.) entre 1997/98 et 2002/03.

neige. Par conséquent, non seulement les caractéristiques de mise en place du manteau neigeux durant la première partie de l'hiver (e.g. HAEBERLI 1985, VONDER MÜHLL *et al.* 1998) seraient prépondérantes sur GFI et MAGST, mais également la température de l'air durant cette période.

La figure 3.31, réalisée à partir des dates déterminées au capteur Ri-L19 (localisation, cf. fig. 3.25),

montre que les (surprenantes) relations observées entre SnD, température de l'air en novembre-décembre et GFI ne sont pas restreintes aux seules années 1999/00-2002/03, mais qu'elles étaient déjà valables durant les deux années précédentes. Ceci a pour conséquence qu'en raison de la dépendance qui a existé de 1997/98 à 2002/03 entre la précocité de l'enneigement en automne et la température de l'air durant les mois de novembre et décembre suivants (!), il n'est pas

possible de déterminer, sur la base des données à disposition, **quelle est l'influence relative de la date d'enneigement définitif (SnD) et de la température de l'air durant la première partie de l'hiver sur le refroidissement hivernal (GFI) du sol**. Cette intéressante question demandera à l'avenir approfondissement et confirmation.

3.3.6 BTS versus GST

Cette dernière section répond à une question d'ordre méthodologique posée précédemment (cf. 3.2.5): **dans quelle mesure BTS et GST sont-ils comparables ?** D'un point de vue conceptuel, BTS et GST mesurent le même paramètre : la température de la surface du sol. Dans la pratique, ce n'est pas vraiment le cas, et la similitude entre les valeurs BTS et celles obtenues par des UTL n'est pas immédiate.

Afin d'être protégés du rayonnement solaire, les capteurs sont enfouis à quelques (dizaines de) centimètres de profondeur, alors que la mesure BTS est réalisée à la surface même du sol. La rugosité de cette surface (constituée fréquemment de blocs de rochers), combinée à l'enfouissement des UTL, font que la différence verticale du point de mesure peut être supérieure à 1 m. La neige étant a priori plus froide que le sol, on s'attend à ce que les valeurs BTS soient en général les plus basses. Nous avons ainsi signalé en mars 1999 des différences pouvant atteindre 2°C entre les résultats d'une cartographie BTS et les températures relevées par des UTL sur le site du Grand-Aget/Rogneux, les mesures BTS étant les plus froides (DEVAUD 1999, DELALOYE & DEVAUD 1999).

Les données aujourd'hui à disposition à l'Alpage de Mille permettent d'étayer cette comparaison : 64 mesures BTS sont répétées chaque année aux mêmes emplacements, 15 UTL sont en fonction depuis 1998 et un «mât à neige» (cf. 3.3.2) depuis 1999. Parmi les

mesures BTS, 8 correspondent approximativement à l'emplacement d'un UTL et sont toutes réalisées sur une surface constituée uniquement de blocs grossiers (glaciers rocheux). Les valeurs BTS sont comparées aux températures relevées par les UTL le jour de la campagne de mesure.

Le tableau 3.3 présente les différences moyennes, minimales et maximales obtenues pour l'ensemble des 8 couples UTL-BTS, ainsi que le gradient thermique mesuré dans le manteau neigeux entre 66 cm de hauteur et la base de ce dernier à l'emplacement du «mât à neige» entre 1999 et 2003 (2001 n'a pas été retenue en raison du trop faible enneigement et d'une réduction à 5 seulement du nombre de couples UTL-BTS disponibles). Le gradient thermique dans la partie basse de la couche de neige diffère évidemment d'un endroit à l'autre en fonction de la température du sol et de la hauteur de neige : la valeur mesurée au «mât à neige» ne peut pas être généralisée à l'ensemble du site, mais peut être considérée comme indicatrice d'une tendance générale. On constate ainsi que GST et BTS montrent des différences de température pouvant atteindre 1.33°C en moyenne, et même 2°C pour des couples pris individuellement, mais que ces différences peuvent s'inverser : les BTS sont soit plus chaudes, soit plus froides que GST. **Les différences moyennes constatées entre BTS et GST semblent liées au gradient thermique du manteau neigeux ($r^2 = 0.66$), donc à la direction et à l'intensité du flux de chaleur entre la surface du sol et celle de la neige.**

Ces résultats, même s'ils doivent encore être complétés et confirmés en particulier par d'autres études de cas, démontrent une fois encore la prudence dont il convient de faire preuve lors de l'interprétation de mesures thermiques hivernales du sol. Ceci permet de répéter qu'une analyse qualitative de ce type de données est préférable à toute approche purement quantitative.

Tabl. 3.3 Comparaison entre gradient thermique du manteau neigeux mesuré au «mât à neige» et différence de température du sol entre GST et BTS déterminée à 8 emplacements de l'Alpage de Mille (2250-2450 m.s.m.) sur surface constituée de blocs.

Année		1999	2000	2002	2003
Date		7 mars	6 mars	8 mars	7 mars
Gradient thermique (neige)*	(°C/m)	1.34	2.70	-1.83	1.67
Différence GST-BTS moyenne**	(°C)	0.63	0.51	-0.75	1.33
Différence GST-BTS maximale	(°C)	2.00	1.99	1.00	2.00
Différence GST-BTS minimale	(°C)	-0.99	-1.05	-1.77	-0.02

* de la surface de la neige vers la surface du sol, calculé entre 66 et 0 cm de hauteur (excepté 1999, entre 50 et 0 cm)

** n = 8

3.3.7 Synthèse

Le régime thermique annuel du sol se décompose en 5 phases principales, étroitement dépendantes des conditions d'enneigement. Il peut varier considérablement d'une année à l'autre en fonction de la manière dont se succèdent ces différentes phases. Pour cette raison en particulier, ni WEqT, ni MAGST ne peuvent être utilisées comme indices de la présence ou non de pergélisol sans qu'une analyse qualitative préalable du comportement thermique du sol n'ait été réalisée (3.3.2).

Par ailleurs, des températures estivales froides du sol ont révélé être le signe de la préservation possible de glace massive à faible profondeur (environ 1 m) (3.3.3).

Le suivi de GST durant plusieurs années a démontré une évolution régionale homogène de MAGST, mais à l'échelle d'un site, les différences peuvent être considérables (3.3.4). Les divergences spatiales de comportement thermique peuvent être autant dues à la variabilité interannuelle de la redistribution de la neige par le vent (ou les avalanches) qu'à la présence de processus d'échanges thermiques particuliers entre le sol et l'extérieur (neige, atmosphère).

Les variations importantes de MAGST constatées entre 2000 et 2003 ont été causées pour l'essentiel par les variations des facteurs de refroidissement hivernal du sol (3.3.5). Cependant, en raison de la relation étroite (étonnante) qui les unit depuis 1997/98 au moins, il n'est pas possible de déterminer quelle est l'influence de la date d'enneigement d'un terrain et de la température de l'air durant la première partie de l'hiver.

Les différents éléments présentés dans cette section 3.3 illustrent, **comme pour la méthode BTS, que l'application d'un monitoring thermique du sol (GSTM) vise de préférence l'identification de processus et d'«anomalies» du comportement thermique du sol, plutôt que la prospection même du pergélisol.**

3.4 TEMPÉRATURE DU SOL EN PROFONDEUR (FORAGE)

Pour clore le *chapitre 3*, les températures du sol enregistrées en profondeur dans l'éboulis des Lapires (cf. 8.3) sont brièvement commentées.

Un forage destructif a été réalisé en octobre 1998, à 2500 m.s.m. (fig. 3.32, gauche), dans le cadre des travaux de réfection d'une télécabine. Situé à 16.5 m du pylône P10 (cf. fig. 8.5), il a atteint 19.6 m de profondeur. Douze capteurs thermiques ont été installés à des intervalles de profondeur réguliers. Après une année de mesure, l'emplacement des capteurs a été modifié afin de cerner au mieux les variations d'épaisseur de la couche active. Les données sont saisies par un module d'enregistrement (MADD) situé à la surface, protégé du rayonnement solaire, des intempéries... et des chutes de pierres (fig. 3.32, bas) dans une double caisse en bois et en métal. La précision des mesures est estimée à 0.1°C. Les données révèlent la présence d'un pergélisol parfaitement *tempéré* (cf. 2.1 et fig. 2.1).

Simultanément, la température est enregistrée selon la même technique jusqu'à 6 m de profondeur dans un tube placé au contact des fondations du pylône P10, sur son côté amont. L'excavation réalisée en juin 1998 pour l'installation du pylône y avait révélé la présence d'un éboulis gelé, plus ou moins saturé en glace (LAMBIEL 1999).

Il est intéressant de noter que le comportement thermique du sol dans les fondations du pylône P10 diffère de celui qui est enregistré dans le forage (fig. 3.33) : à profondeur égale, les variations de températures au cours d'un cycle annuel sont beaucoup plus importantes dans les fondations du pylône. Si une partie de ce transfert accéléré de chaleur peut être attribué à la conduction thermique du pylône, une part non négligeable est également due à la répartition de la neige autour du pylône (DELALOYE *et al.* 2001). En effet, en début d'hiver, l'accélération du vent au franchissement de l'obstacle que représente le pylône empêche l'accumulation de neige dans une auréole de 2 m environ autour de celui-ci. Cette auréole n'est comblée qu'en cas d'avalanche. L'action du vent permet ici un refroidissement du sol souvent extrême durant la première partie de l'hiver (p. ex. -4.4°C à 6 m de profondeur en décembre 1999). En été, l'effet du vent se combine au rayonnement thermique du pylône. La fonte de la neige est accélérée autour de celui-ci (fig. 3.32 centre). Ainsi, en 2000 (fig. 3.32 droite, 3.33), on note la disparition de la neige 45 jours plus tôt au pied du pylône qu'à l'emplacement du forage.

La comparaison de profils verticaux de la température moyenne annuelle (MAGT) (fig. 3.34) tend à indiquer que **le terrain est plus froid au pied du pylône qu'à l'emplacement du forage**. Ceci pourrait laisser présager la (re)formation prochaine de pergélisol dans



Fig. 3.32 Pylône P10 (Lapires, 2500 m.s.m.). A gauche : réalisation du forage en octobre 1998 (photo : E. REYNARD) à 16.5 m à l'W de P10. Au centre : épaisseur de neige restreinte autour de P10 (19 juin 2001). A droite : fonte accélérée de la neige autour de P10 (23 juin 2000). En bas : incident survenu en août 1999 ! Le module d'enregistrement des données se trouve sous le bloc, dans une caisse métallique qui a heureusement supporté le choc.

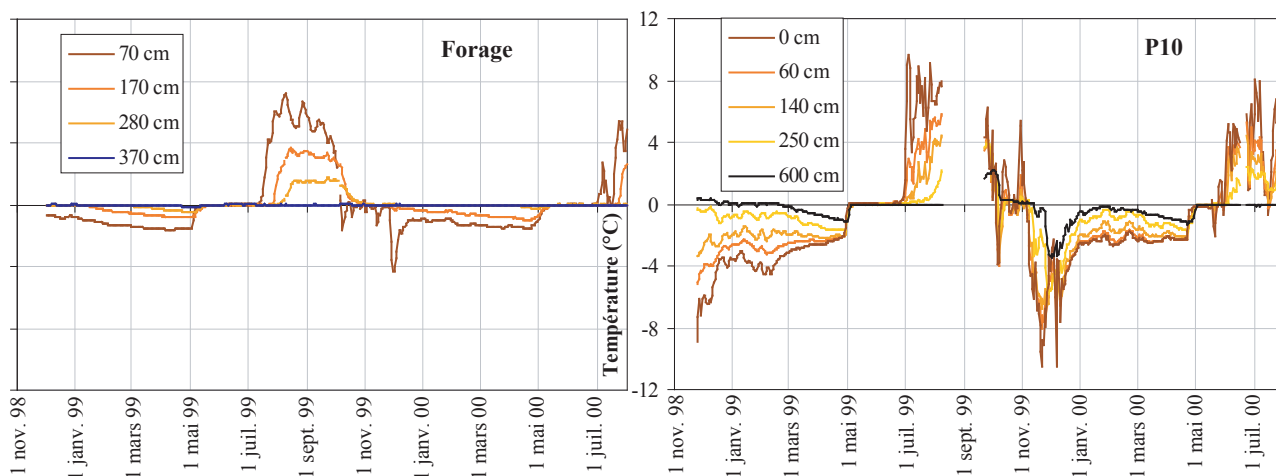


Fig. 3.33 Evolution de la température à différentes profondeurs dans le forage et les fondations du pylône P10 aux Lapires. Remarquer les différences de comportement thermiques hivernales entre les deux sites, ainsi que la précocité (surtout en 2000) de la disparition de la neige (fin de la phase de zero curtain) au pylône P10 par rapport à l'emplacement du forage.

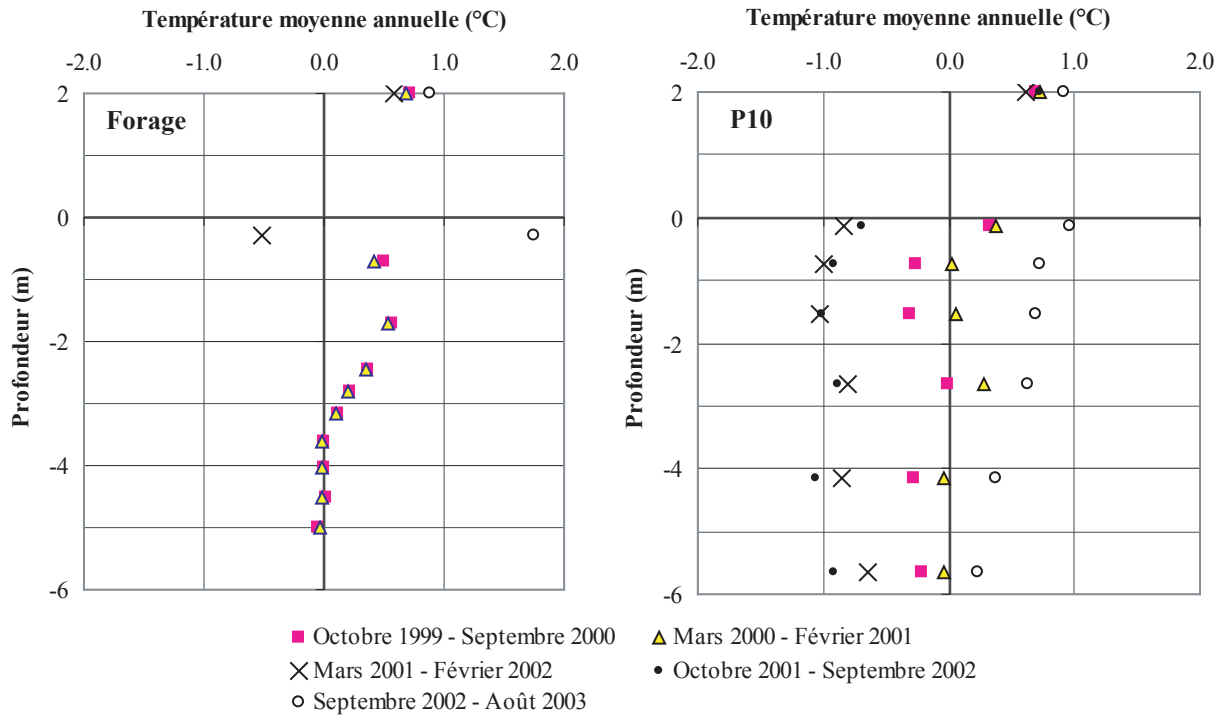


Fig. 3.34 Profils thermiques annuels moyens dans le forage et les fondations du pylône P10 aux Lapires.

les fondations du pylône. Finalement, en raison de la similitude de l'effet du vent sur la répartition de la neige, il est possible d'envisager que le régime thermique du sol observé à la base du pylône s'apparente,

à l'état naturel, à celui qui est en vigueur à proximité de gros blocs de rocher émergeant de la surface de la neige.

4. RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE

Ce chapitre a pour objectif, mise à part une brève présentation des techniques utilisées, de mettre en évidence, sur la base des données acquises durant ma recherche, certaines limites et forces de l'interprétation des mesures de résistivité électrique du sol en milieu périglaciaire. En complément d'une analyse simplement quantitative des résultats obtenus, nous verrons qu'une approche qualitative (l'aspect de la courbe d'un sondage vertical par exemple) renseigne de manière prépondérante sur la nature du terrain prospecté. Après une partie introductive (4.1), les techniques du sondage vertical (4.2), du traîné (4.3) et de la pseudo-section - ou tomographie - (4.4) sont abordées. Pour rappel, sur l'ensemble des sites traités dans ce travail, plus de 120 sondages, 10 cartographies par traîné (environ 1500 mesures) et 25 pseudo-sections ont été réalisés. Les discussions de deux questions relatives à la variabilité dans le temps de la résistivité électrique du sol (4.5) et à la confrontation de mesures BTS avec celles de géoélectrique (4.6) terminent le chapitre.

4.1 GÉNÉRALITÉS

Des procédés de mesure (et de calcul) de la résistivité électrique du sol (4.1.1) sont utilisés (4.1.2) pour **estimer** les propriétés physiques, ainsi que la répartition verticale et latérale de différentes couches pouvant composer le sous-sol (e.g. MILSOM 1996, PARASNIS 1997, et plus particulièrement dans le domaine du pergélisol : VONDER MÜHLL 1993, HAEBERLI & VONDER MÜHLL 1996, HAUCK 2001). Cette résistivité est notamment fonction de paramètres tels que la nature du matériel, le contenu en eau, la porosité et, ce qui est fondamental dans notre cas, la teneur en glace, le type de glace et la température (4.1.3). La glace étant a

priori un matériel très résistant au courant électrique, la géoélectrique s'avère être une méthode adaptée à la prospection en milieu périglaciaire. Elle a ainsi été fréquemment appliquée depuis les années 1970.

Il est en général très facile de réaliser des mesures de résistivité électrique et d'obtenir des résultats apparemment cohérents. Leur interprétation est par contre beaucoup plus difficile, parfois hasardeuse, si elle n'est pas confrontée avec les données fournies par d'autres méthodes géophysiques, classiquement la sismique-réfraction, ou mieux encore, avec la stratigraphie et les propriétés géophysiques du sol relevées dans un forage. En l'absence de telles données, je n'ai pas effectué ce type de confrontation. Cependant :

- l'accompagnement de la plupart des mesures géoélectriques par des mesures thermiques de surface,
- l'attention particulière portée envers les particularités géomorphologiques du lieu prospecté,
- et les fréquentes similitudes constatées dans les résultats du grand nombre de mesures réalisées

permettent une interprétation souvent poussée et, semble-t-il, fiable des données géoélectriques. D'inévitables interrogations demeurent néanmoins pendantes.

4.1.1 Principe

4.1.1.1 Champ électrique

Lorsqu'un courant électrique d'intensité I [mA] quelconque est généré entre deux électrodes (A et B, dites *électrodes de courant*) placées sur le sol, le terrain, dont la surface est théoriquement plane, forme un «demi-espace» conducteur du courant électrique (le

second demi-espace, l'air, peut être considéré comme infiniment résistant). Il se crée un champ électrique d'allure semi-sphérique qui est affecté par des couches d'autant plus profondes que la distance séparant les deux électrodes augmente. **La profondeur d'investigation est approximativement de $AB/4$** (MILSOM 1996), **valeur qui décroît néanmoins sensiblement dans les terrains très résistants, une situation fréquente dans les zones de pergélisol.**

4.1.1.2 Résistivité apparente et spécifique

Le principe consiste à mesurer la différence de potentiel ΔV [volts] entre deux autres électrodes (M et N, *électrodes de potentiel*). La résistance électrique R [Ω] obtenue ($R = \Delta V/I$), multipliée par un coefficient k défini par la disposition géométrique des électrodes, donne ρ_a [Ωm] ($1 M\Omega m = 1'000 k\Omega m = 1'000'000 \Omega m$), la **résistivité apparente** du sol, dépendante de toute l'épaisseur de terrain traversé par le courant électrique. Ce terrain peut être composé de plusieurs couches (ou zones) dont les **résistivités spécifiques** ρ diffèrent.

4.1.1.3 Modèle d'inversion

Dans les techniques du sondage (cf. 4.2.1.2) et de la pseudo-section (cf. 4.4.2), les valeurs de résistivité apparente mesurées sont par la suite «**inversées**»; en d'autres termes, on cherche à estimer un **modèle** du sous-sol prospecté dans lequel la disposition, l'épaisseur (ou la géométrie) et la résistivité spécifique des différentes couches (ou zones) qui le composent aurait pu permettre l'acquisition des données mesurées.

4.1.1.4 Configurations du dispositif d'électrodes

Trois types de disposition des électrodes sont appliqués selon la technique utilisée; dans chaque cas A, M, N et B se suivent dans cet ordre sur une même ligne :

- configuration de Wenner : les distances AM, MN et NB sont égales et valent a ; $k = 2\pi a$;
- configuration symétrique de Schlumberger : les distances AM et NB sont égales et multiples de MN; $k = \pi AM \cdot AN / MN$;
- configuration dissymétrique de Hummel : A ou B est remplacée lors de la mesure par une électrode fixe C placée perpendiculairement au dispositif AMNB à une distance «infinie», c'est-à-dire aussi grande que possible et au moins égale à AB; $k = 2\pi AM \cdot AN / MN$.

4.1.2 Matériel et questions pratiques

4.1.2.1 Résistimètre pour sondages et trainés

Pour la réalisation des sondages et des trainés, le résistimètre utilisé est un OYO McOhm (modèle 2115), relativement léger (7.5 kg) et peu encombrant (21x28x20 cm). La tension d'opération est de 12 V, alors que l'intervalle de mesure de potentiel est de 0.6 à $\sim 6'000$ mV. La polarisation spontanée (la tension «naturelle» qui existe entre deux points) est automatiquement annulée lors de chaque mesure de résistivité.

Seule une faible intensité de courant (entre 1 et 5 mA) est possible dans les terrains prospectés, car la résistance de contact élevée entre les électrodes et le terrain rocailleux empêche l'utilisation d'un courant plus puissant. Ces conditions permettent d'opérer durant environ un jour et demi avec la batterie interne de l'appareil. Au-delà, l'addition d'une batterie d'appoint (malheureusement de plus de 10 kg) rend possible une autonomie de travail de plus d'une semaine sans qu'aucune recharge ne soit nécessaire.

Les messages d'erreur indiqués par le résistimètre diffèrent selon que le problème provient d'une résistance au courant trop forte (notamment en raison d'un mauvais contact entre les électrodes de courant et le sol) ou d'un potentiel trop élevé ($> \sim 6'000$ mV). Dans ce second cas, une valeur minimale de potentiel est tout de même connue. On peut tenter de résoudre le problème en diminuant soit l'intensité du courant (si c'est encore possible), soit l'écartement des électrodes de potentiel M et N.

4.1.2.2 Résistimètres pour profils tomographiques

A l'exception des profils de tomographie de la couche active au Creux du Van (cf. 4.4) réalisés avec le même appareil que pour les sondages et les trainés, les autres profils ont été effectués soit à l'aide d'un *Campus Geopulse Imager Resistivity System* par J. RUSSILL (Univ. Cardiff), soit à l'aide d'un *Sting/Swift Imaging System (Advanced Geosciences Inc.)* par L. MARESCOT, L. BARON et R. MONNET (Univ. Lausanne).

4.1.2.3 Electrodes

Les électrodes sont habituellement des tiges métalliques. Toutefois, comme il est souvent difficile d'obtenir un contact suffisant entre les électrodes et le terrain, celles-ci sont le plus souvent remplacées par

des éponges plus ou moins copieusement arrosées d'eau salée. En dépit de cette technique, il est parfois nécessaire de doubler, voire de tripler les électrodes pour permettre le «passage» du courant électrique au travers de la surface «aérée» de certains glaciers rocheux. Malgré cela, l'acquisition de données sur certains terrains très grossiers ne s'avère possible que lorsque ceux-ci sont humides. Ainsi, deux tentatives (pseudo-section en août 2000, sondage vertical en juin 2003) ont échoué sur le glacier rocheux des Savolaires à l'Alpage de Mille, apparemment en raison d'un sol trop sec. La campagne fructueuse de septembre 1995 (DELALOYE & MORAND 1997, 1998) avait, pour sa part, été précédée d'une période de pluie.

Sur l'éboulis du Creux du Van, des électrodes fixes (des sardines de tente !) ont été placées dans le sol organique qui recouvre l'amas de blocs. En décembre 2001 et janvier 2002, le gel intense du terrain a provoqué une telle élévation de la résistance de contact entre les électrodes et le sol que les mesures n'ont alors pu être réalisées qu'après avoir systématiquement arrosé toutes les électrodes avec de l'eau chaude !

4.1.3 Résistivité des corps gelés

La **résistivité d'un pergélisol est notamment fonction de la teneur en glace du matériel, de l'origine de cette glace** (cf. 2.5), mais aussi **de la température** (HOEKSTRA & MCNEILL 1973, HAUCK 2001, HAUCK & VONDER MÜHLL 2003, DELALOYE *et al.* 2003c) (cf. 4.5) et, dépendant directement de cette dernière, **de la portion d'eau non gelée contenue dans le sol** (HAUCK 2001). De ce fait, il n'est pas possible d'établir une relation directe entre les résultats de la géoélectrique et la nature d'un pergélisol étant donné que plusieurs paramètres influencent la résistivité électrique d'un matériel. D'une manière générale, on considère cependant que cette résistivité est en grande partie dépendante de la teneur en glace du pergélisol.

4.1.3.1 Types de résistivité spécifique

HAEBERLI & VONDER MÜHLL (1996), qui synthétisent la littérature existante, différencient trois grandeurs de résistivité électrique pour les mélanges de (matériaux) roche et de glace (*ice / rock mixtures*) présents dans les glaciers rocheux :

- Si, dans de rares cas, une résistivité *extrême* (>10 M Ω m), qui n'est connue que pour des glaciers de montagne tempérés (ou proches de cet état), est détectée à la surface d'un pergélisol, elle est le signe de la présence probable de glace d'origine sédimentaire.

- Plus fréquemment, une résistivité *élevée* (environ 1-2 M Ω m) caractérise les corps de glace massive d'un glacier rocheux. Cette glace, qui a le plus souvent pour origine un processus de congélation à proximité de la surface (p. ex. glace de ségrégation, enfouissement de cônes d'avalanches ou de *plaques de glace*, cf. 2.5), pourrait également provenir de la zone d'accumulation froide d'un glacier (le cas du complexe glacier-glacier rocheux de Gruben est cité comme exemple).

- Des résistivités comprises entre 5 et 500 k Ω m sont le plus souvent signalées pour des corps gelés comprenant de la glace de congélation formée en profondeur. La résistivité de la glace elle-même peut ne pas dépasser 20 k Ω m (VONDER MÜHLL 1993).

Par ailleurs, les mesures traitées dans le cadre de cette recherche révèlent souvent des résistivités d'environ 3-5 M Ω m là où subsistent (ou semblent subsister) des lambeaux de petits glaciers (glacierets) enfouis plus ou moins profondément dans le sol (cf. *fig. 4.2-4.3*). L'introduction de la notion de résistivité *très élevée*, intermédiaire entre valeurs élevées et extrêmes, s'impose. Il apparaît également nécessaire de distinguer des résistivités *peu élevées* (de l'ordre de 100-500 k Ω m), fréquentes dans les glaciers rocheux, de résistivités *faibles* (20-50 k Ω m) qui paraissent caractéristiques d'un pergélisol (semi-)tempéré, indépendamment de sa teneur en glace. Des résistivités *très faibles*, aussi basses que 0.6 k Ω m, pourraient encore indiquer la présence d'un terrain gelé lorsque celui-ci est très humide : cette valeur a été relevée par RUSSILL (2000), à 2700 m.s.m., dans les marnes du versant N de l'Arête de l'Arpille, au-dessus du Col du Sanetsch (VS). Le tableau 4.1 résume le propos.

4.1.3.2 Interprétation d'une résistivité faible

L'interprétation de la résistivité d'un corps sédimentaire (ρ) repose également sur le rapport avec la résistivité des matériaux rocheux (ρ_r) qui le constitue. En général, je considère arbitrairement qu'un rapport $\rho : \rho_r$ égal à 2 : 1 est le signe de la présence possible de glace dans le sol, et qu'un rapport minimal de 4 : 1 est nécessaire pour conclure à son existence probable. Dans les sites prospectés, la roche en place et les sédiments non gelés (éboulis, moraines) ont habituellement des résistivités de l'ordre de 1 à 5 k Ω m. Cependant, les cornieules du Vallon de Réchy (DELALOYE *et al.* 2003b), les calcaires massifs urgoniens karstifiés des Diablerets (RUSSILL 2000) et le granite intrusif du Posets (LUGON *et al.* in prep.) atteignent par exemple des résistivités beaucoup plus élevées qui peuvent dépasser 20, voire 50 k Ω m. A l'inverse, la résistivité d'un

Tabl. 4.1 Qualification de la résistivité spécifique d'un mélange de glace (0-100%) et de sédiments et typicité.

Qualification de la résistivité spécifique	Ordre de grandeur de la résistivité spécifique (kΩm)	Typicité du mélange glace/sédiments (ice/rock mixture)
Extrême	> 10'000	Glace de zone d'accumulation glaciaire tempérée
Très élevée	3'000-5'000	Corps de glace massive : lambeaux de petits glaciers (glacierets), cônes d'avalanches ou plaques de glace enfouis, glace de ségrégation (?), glace de zone d'accumulation glaciaire froide
Elevée	1'000-2'000	
Peu élevée	100-500	Sédiments gelés $\left(\begin{array}{ccc} - & + & - \\ \text{température} & \text{et/ou} & \text{glace et/ou} & \text{eau non gelée} \\ + & & - & + \end{array} \right)$
Faible	20-50	
Très faible	<10	

terrain composé de marnes est nettement plus faible (< 0.1 kΩm). **L'interprétation d'une valeur inférieure à 100 kΩm dépend ainsi étroitement du terrain dans lequel elle a été obtenue.**

4.2 SONDAGES ÉLECTRIQUES VERTICAUX

Depuis les travaux précurseurs de FISCH *et al.* (1977), les études utilisant les sondages verticaux pour la prospection du pergélisol en milieu périglaciaire alpin ont été nombreuses. Parmi les plus récentes, on peut signaler par exemple, la liste n'étant de loin pas exhaustive, KING *et al.* (1992), VONDER MÜHLL (1993), EVIN *et al.* (1997), GARDAZ (1997), KNEISEL (1998, 1999), REYNARD *et al.* (1999), IMHOF *et al.* (2000), LUGON *et al.* (2000). Les détails de l'application de la méthode sont tout d'abord présentés (4.2.1) avant qu'une large part soit consacrée aux subtilités de l'interprétation des sondages verticaux réalisés (4.2.2-6).

4.2.1 Application

4.2.1.1 Principe

On l'a dit précédemment, plus la distance entre les deux électrodes de courant est grande, plus le champ électrique créé dans le sol (grosso modo une demi-sphère) et par conséquent la résistivité mesurée sont affectés par des couches profondes. L'écartement graduel des électrodes de part et d'autre d'un point central fixe (O) permet de retracer un profil vertical de la variation de la résistivité apparente du sol avec la profondeur. La superposition de couches d'épaisseur et de résistivité spécifiques est déterminée ensuite par inversion (dit aussi *interprétation d'un sondage*).

4.2.1.2 Interprétation d'un sondage

Les inversions ont été réalisées avec le programme SCHLUMY (Aquaphys, Genève), procédure semi-automatique dans laquelle l'utilisateur choisit lui-même le nombre, l'épaisseur et la résistivité spécifique des couches composant le sous-sol. En accord avec VONDER MÜHLL (1993) et GARDAZ (1997), un modèle stratigraphique comprenant trois, quatre, exceptionnellement cinq couches plausibles en regard de la situation géomorphologique est recherché. En présence d'un pergélisol, on peut typiquement s'attendre à déceler :

- une couche active éventuellement constituée de deux sous-couches (les gros blocs de surface, puis au-dessous, un niveau comprenant des matériaux plus fins),
- un niveau de résistivité (très) élevée correspondant à la partie supérieure plus froide du pergélisol et/ ou qui peut contenir de la glace massive de quelque origine que ce soit,
- un niveau de résistivité moins élevée correspondant à la partie inférieure du pergélisol dont la température est proche de 0°C et la teneur en glace est plus faible (niveaux à blocs),
- et finalement, au-dessous, le terrain non gelé.

Les limites de la méthode reposent avant tout sur les dimensions restreintes et l'hétérogénéité des corps sédimentaires analysés (le choix de l'emplacement des sondages se révèle donc hautement stratégique). Ne pas y prendre garde peut conduire à des interprétations erronées. Au contraire, la mise en évidence d'«anomalies» dans les résultats d'un sondage

peut fournir des renseignements de toute première valeur. Un certain nombre de cas sont présentés et discutés dans les sections 4.2.2 à 4.2.6.

En dépit de toutes les précautions possibles, des contraintes d'interprétation inévitables subsistent, notamment le *principe d'équivalence* qui veut que des variations inversement proportionnelles de l'épaisseur et de la résistivité d'une couche intermédiaire s'annulent. Elles rendent approximative la stratigraphie déterminée sur la base d'un sondage électrique vertical, car de nombreux *modèles* sont toujours applicables. En vertu de ce principe d'équivalence, **les épaisseurs et résistivités spécifiques de couches indiquées dans ce travail sont systématiquement des valeurs moyennes (et réalistes).**

4.2.1.3 Mise en œuvre

Les sondages verticaux sont adéquats pour une première approche d'un terrain. Ils permettent de caractériser la stratification du sous-sol, de déterminer les différents types de corps résistants qui s'y trouvent et d'estimer leur géométrie. Le nombre et l'emplacement des sondages à réaliser dépendent de la dimension du site et de ses caractéristiques (homogénéité ou hétérogénéité) géomorphologiques. Il est vivement conseillé, lorsque cela paraît possible, d'effectuer également un ou plusieurs sondages «paramétriques» sur la roche en place, afin d'estimer la résistivité locale de cette dernière.

De 2 à 18 sondages ont été réalisés sur chaque site prospecté par cette méthode (cf. *tabl. 1.1-1.5*), le plus souvent en utilisant la configuration dissymétrique de Hummel qui permet de différencier la part de chacun des deux bras du sondage dans les résistivités mesurées. Dans quelques cas, seule la configuration symétrique de Schlumberger a été appliquée. La direction choisie pour un sondage est généralement celle où la constitution du terrain semble demeurer la plus homogène en s'éloignant du centre du sondage sur la distance la plus longue possible. Très souvent, il s'agit d'une direction amont-aval.

Le dispositif dissymétrique est donc indispensable car il est rare de trouver, en montagne, des terrains homogènes d'une dimension suffisante (environ 200 m sont nécessaires à la réalisation d'un sondage). Il est ainsi fréquent de constater de fortes différences, parfois même des comportements opposés, entre les deux branches du sondage. Dans de tels cas, l'interprétation du simple sondage AB perd toute signification et il est

nécessaire de procéder à l'interprétation des deux bras OA et OB séparément.

L'utilisation des configurations de Hummel ou de Schlumberger ne nécessite d'écarter M et N par rapport au centre O qu'à deux ou trois reprises lors de la réalisation d'un sondage. Un **segment** correspond à l'ensemble des mesures réalisées avec un écartement MN donné. Un décalage peut survenir entre deux segments. Deux mesures effectuées avec un premier écartement MN sont systématiquement répétées avec le nouvel écartement afin de déterminer l'importance du décalage. Conformément aux recommandations de VONDER MÜHLL (1993), les segments sont ensuite corrigés pour être **ajustés** (translation logarithmique) sur le deuxième segment d'un sondage qui, lui, demeure fixe. Les valeurs corrigées sont utilisées pour l'inversion. Les résultats d'un sondage vertical sont conventionnellement reportés sur un graphique bi-logarithmique (distance O-A versus résistivité) (p. ex. fig. 4.1). Les valeurs ρ_a mesurées puis ajustées (dite **courbe mesurée**) sont représentées par des symboles. S'y adjoint une **courbe calculée** (ligne) correspondant aux valeurs ρ_a déterminées par inversion à partir du modèle stratigraphique proposé en marge.

L'interprétation d'un sondage vertical repose sur l'hypothèse d'un terrain parfaitement homogène constitué de couches distinctes parallèles à la surface. Ces conditions ne sont cependant de loin jamais remplies. Comment dès lors évaluer un sondage ? Plusieurs exemples sont proposés ci-après (4.2.2-4.2.6). Ils illustrent les limites et les forces d'une interprétation qualitative des sondages verticaux.

4.2.2 Effet de sur-pente initiale (*oversteepening effect*)

Un problème fréquemment rencontré est l'effet de sur-pente (*oversteepening effect*) que peut connaître la partie initiale d'un sondage : l'accroissement des valeurs de résistivité apparente, lorsque la distance entre les deux électrodes de courant augmente, est tellement prononcé qu'il n'est pas possible de simuler les valeurs mesurées à l'aide d'un modèle constitué de simples couches parallèles. EVIN & FABRE (1990) et KING *et al.* (1992) ont attribué cet effet à la forme lenticulaire de corps très résistants composés presque exclusivement de glace.

Dans ce travail, des sondages ont été effectués sur des glaciers couverts, sur de la glace morte (glace de glacier abandonnée) ou sur des plaques de glace ayant

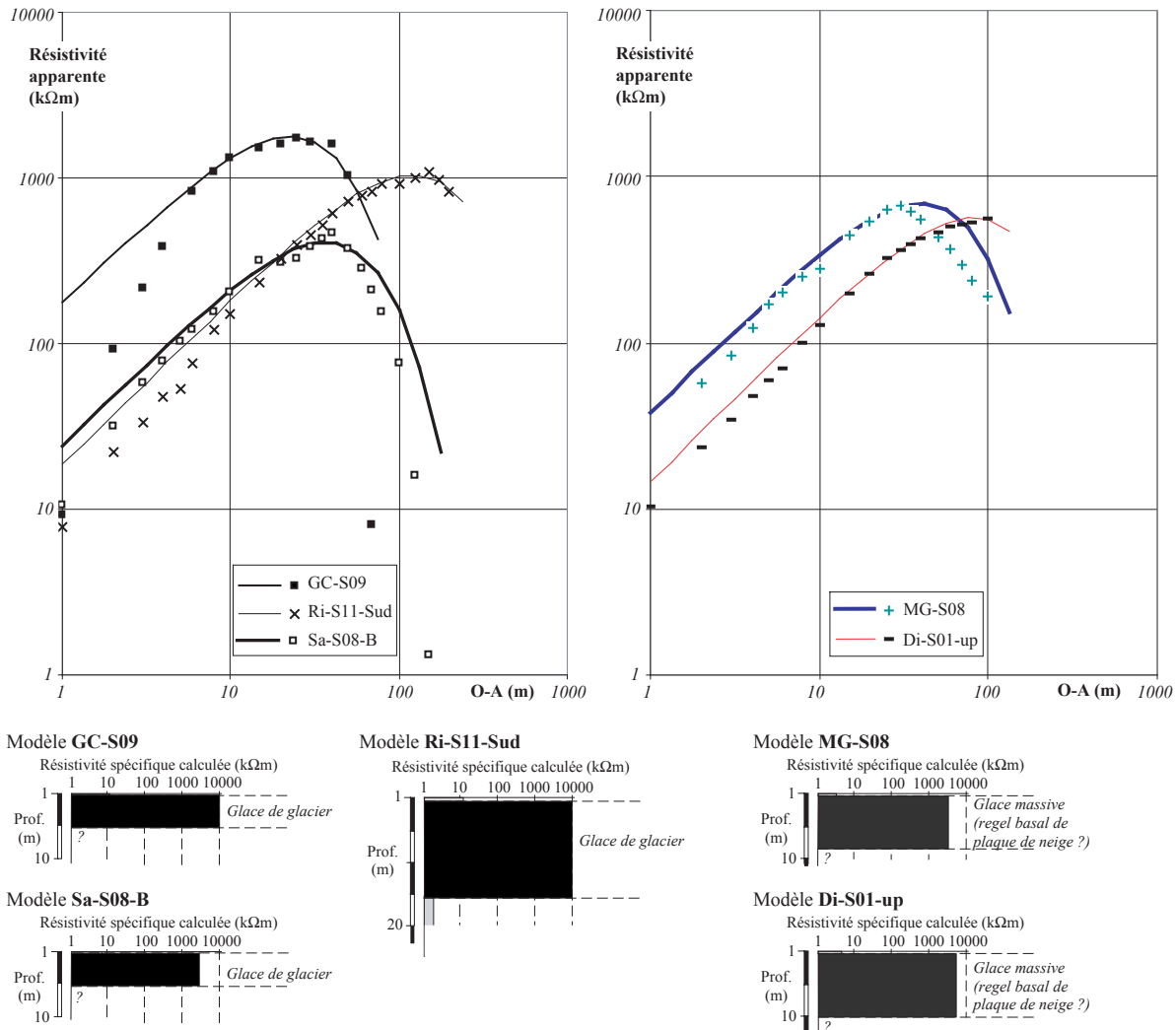


Fig. 4.1 Effet de sur-pente initiale dans le cas de sondages verticaux où la présence de glace massive (pure) a été attestée par une observation visuelle directe : à gauche, sur (restes de) glaciers couverts ; à droite, sur plaques de glace massive parfois affleurante, dans la partie supérieure de petits glaciers rocheux (REYNARD et al. 1999).

comme origine le regel d'eaux de fonte à la base d'un névé (cf. 2.5). Dans tous ces cas, de la glace massive, qui est électriquement *très*, voire *extrêmement* résistante, repose immédiatement sous une fine (< 1 m) couverture de débris non gelés. Les mesures ont montré qu'un effet de sur-pente est commun dans ce genre de situation (fig. 4.1), indépendamment de la forme de la couche résistante. La sur-pente n'est cependant pas toujours très marquée. Quant à l'extension spatiale limitée (forme lenticulaire) d'un niveau très résistant, elle affecte plutôt l'extrémité d'un sondage (e.g. MOSCICKI & KEDZIA 2001) et se reconnaît lorsque les résistivités chutent de manière brutale (c'est le cas de

la plupart des sondages présentés aux figures 4.1 et 4.2).

La présence de glace n'est pas attestée par des observations visuelles dans le cas des sondages illustrés à la figure 4.2. Cependant, la similitude avec les courbes des sondages de la figure 4.1 et la présence d'un effet de sur-pente initiale permettent d'interpréter ici aussi la couche très résistante comme un niveau de glace massive situé à faible profondeur (1 à 2 m). Notons toutefois qu'en cas de sur-pente initiale, l'épaisseur de la couche superficielle est difficile à estimer convenablement.

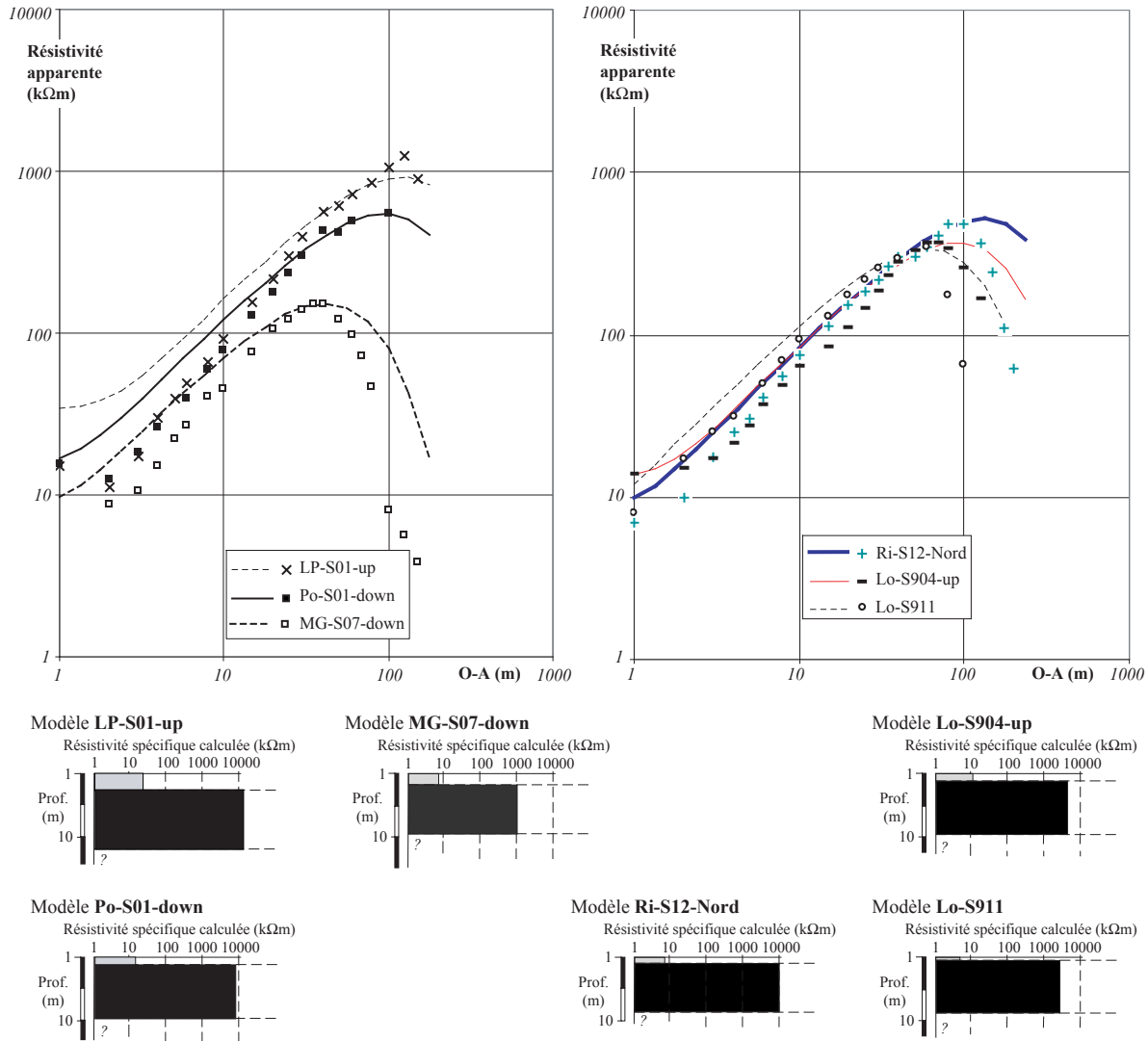


Fig. 4.2 Effet de sur-pente initiale dans le cas de sondages verticaux où la présence de glace n'a pas été directement observée : à gauche, sur des glaciers rocheux liés dans leur partie supérieure, pour LP et Po, à l'extension historique d'un glacier (LUGON *et al.*, *in prep.*) ou, pour MG, à une plaque de glace (REYNARD *et al.* 1999); à droite, sondages effectués dans trois moraines de poussée latérales différentes (pour Lo, MÉTRAILLER, *in prep.*).

4.2.3 Masquage total par un niveau résistant

Plus une couche est résistante au courant électrique, plus sa capacité à masquer la présence d'épais niveaux plus conducteurs situés directement au-dessous d'elle s'accroît. Ainsi, lorsque la résistivité du niveau supérieur d'un pergélisol est élevée à *extrême* (comme dans tous les cas présentés aux figures 4.1 et 4.2), il est généralement impossible de déterminer précisément la nature du terrain situé immédiatement au-dessous de cette couche. **D'épais niveaux peu-**

vent être complètement masqués. En effet, comme le montrent les deux *modèles* proposés pour la branche amont (Ri-S17-up) du sondage illustré à la figure 4.3, il est possible d'intercaler entre la deuxième couche, de résistivité élevée (800-1000 kΩm), et la troisième, peu résistante (4 kΩm = résistivité de la roche en place) (variante A), une couche pouvant atteindre jusqu'à 25 m d'épaisseur et 250 kΩm de résistivité spécifique (variante B) sans que la courbe pa calculée n'en soit significativement modifiée. Quelle variante est la plus proche de la réalité ? Le plus souvent, il n'est pas possible de se prononcer.

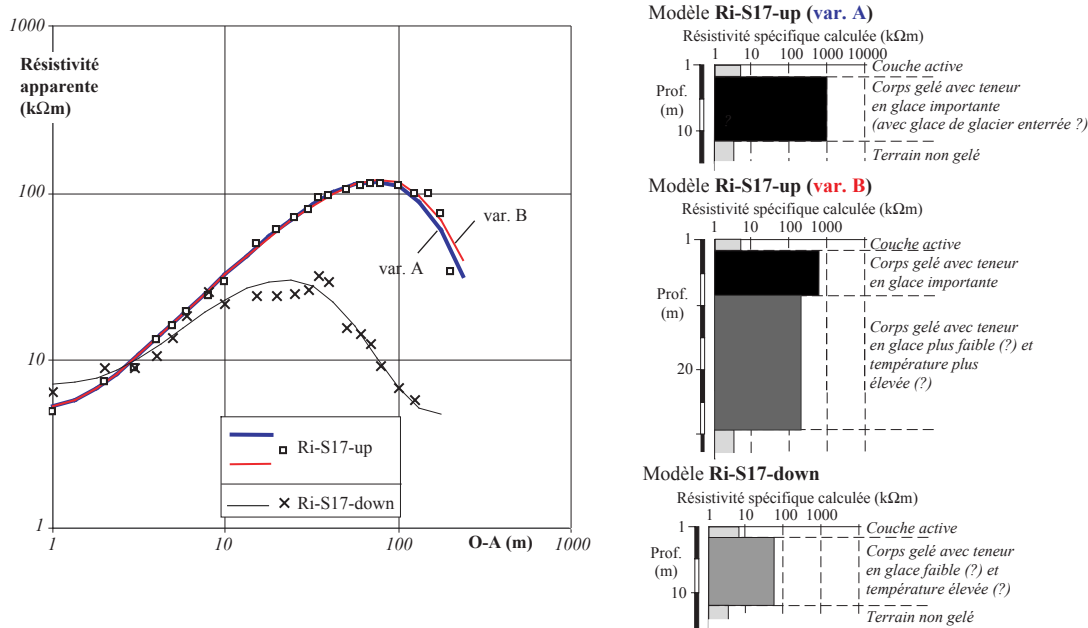


Fig. 4.3 Sondage vertical dissymétrique Ri-S17 sur le glacier rocheux du Six Noir (localisation, fig. 6.11).

Ce n'est pas le cas de Ri-S17. En effet, la configuration dissymétrique du sondage révèle que la branche aval du sondage (Ri-S17-down) diverge de la branche amont après quelques mètres d'écartement O-A (fig. 4.3). Le modèle d'inversion indique alors que la couche de résistivité élevée est remplacée par une couche d'épaisseur comparable (10 m), mais de résistivité peu élevée à faible (70 kΩm). Ce sondage Ri-S17, qui provient de la digitation N du glacier rocheux du Six Noir (localisation, cf. fig. 6.11), glacier rocheux partiellement recouvert par un glacier durant le Petit Age Glaciaire (PAG), est dès lors interprété comme suit : sous une couche active de 2 m d'épaisseur environ (il n'y a pas d'effet de sur-pente), le niveau très résistant détecté dans la branche amont du sondage, dont on ne peut exclure l'origine glaciaire, se biseaute et disparaît au maximum 10 m à l'aval du centre du sondage; ce niveau chevauche une couche relativement épaisse (10-20 m) de terrain gelé dont la température doit être proche de 0°C et dans laquelle la présence de glace massive est peu probable. La variante B est ainsi privilégiée pour l'interprétation de la branche amont du sondage.

4.2.4 Masquage partiel de la partie profonde d'un pergélisol

Si la résistivité ou l'épaisseur de la couche gelée supérieure n'est pas trop importante, la partie profonde

du pergélisol, moins résistante, peut alors être détectée par un sondage vertical. On parlera de masquage partiel, car la mise en évidence de la couche gelée inférieure n'est pas toujours évidente.

Le cas proposé est celui du sondage La-S02, effectué dans le sens de la pente 20 m à l'E du pylône P10 (du côté opposé au forage, cf. 3.4), dans l'éboulis des Lapires. Deux mois plus tôt, en juin 1998, l'excavation de 7 à 8 m de profondeur réalisée en vue de l'implantation du pylône avait révélé qu'au-dessous de 2 à 3 m, l'éboulis était gelé et saturé en glace (les interstices étaient entièrement remplis de glace) (LAMBIEL 1999). Le forage, sis à 16.5 m du pylône, indique que l'éboulis est gelé au moins jusqu'à 20 m de profondeur, que la température est sur toute l'épaisseur égale à 0°C (cf. fig. 2.1) et qu'en août, la couche active avoisine 3.5 m. Les conditions révélées par l'excavation et le forage peuvent néanmoins être légèrement différentes de celles de l'emplacement de La-S02.

Les deux bras du sondage ayant fourni des résultats similaires, les valeurs issues de la configuration symétrique sont retenues. La courbe des pa mesurées laisse d'emblée songer à un modèle de terrain comprenant trois couches (fig. 4.4). Or, il s'avère qu'une reproduction parfaite des valeurs mesurées par un tel modèle n'est pas possible. L'inversion réalisée sur la base d'un modèle à 4 couches donne par contre de meilleurs

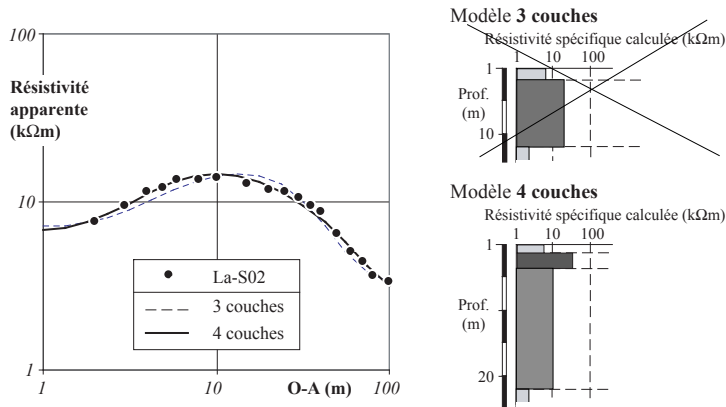


Fig. 4.4 Sondage électrique vertical symétrique La-S02 (2500 m.s.m., orientation NE, localisation, cf. fig. 8.5) : une simulation à l'aide d'un modèle à 4 couches (au lieu de 3) permet d'ajuster au mieux les valeurs calculées sur celles mesurées.

résultats. Ainsi, il est proposé d'interpréter La-S02 comme suit :

- une couche active de 3 m environ (que le modèle d'inversion sous-estime);
- puis au-dessous un premier niveau gelé de résistivité *faible à peu élevée* (30-60 kΩm), épais de 2-4 mètres et probablement saturé en glace;
- suivi d'un second niveau gelé atteignant au moins 20 m de profondeur; sa *très faible* résistivité (10 kΩm) n'étant pas due à une température plus élevée, elle reflète soit une teneur en glace plus faible (sous-saturation), soit une portion d'eau non gelée plus importante;
- finalement, le terrain non gelé (sédiments ou roche en place) dont la résistivité est de 2-3 kΩm.

On retiendra de cet exemple que **la partie profonde d'un pergélisol peut dans certains cas n'être que partiellement masquée par un niveau gelé sus-jacent de plus forte résistivité** (ce qui est en fait souvent le cas). Sa présence peut parfois être révélée par la prise en compte de petits détails d'ajustement de la courbe de pa calculée sur les valeurs mesurées. On constate pour terminer que l'épaisseur totale du (des) niveau(x) résistant(s) s'accroît considérablement dans la variante d'un modèle comprenant 4 couches. Elle correspond alors aux informations fournies par le forage. Ceci montre que l'épaisseur totale d'un pergélisol peut être largement sous-estimée par un modèle à 3 couches.

4.2.5 Masquage (partiel) d'un pergélisol par la résistivité élevée de la couche de surface (glaciers rocheux inactifs et fossiles)

Le masquage total ou partiel d'un corps gelé peut également être dû à la résistivité importante (> 100 kΩm) de la couche superficielle lorsque celle-ci est uniquement composée de blocs. Cette situation est typique des glaciers rocheux inactifs et (apparemment) fossiles (DELALOYE & MORAND 1998, GARDAZ 1999, LAMBIEL 1999). Le cas proposé comme exemple (Ri-S02, fig. 4.5) provient du petit glacier rocheux inactif du Plan des Tchottons (2670 m.s.m., W, cf. fig. 6.10), en marge du site du Ritord.

Les pa mesurées reflètent à première vue un modèle de terrain à deux couches. Toutefois, la décroissance relativement lente des valeurs au-delà d'une distance O-A de 8 m (effet de sous-pente) fait que seul un modèle comprenant trois couches, avec un niveau intermédiaire relativement épais (10 m) et résistant (30 kΩm), est applicable. Il révèle ainsi, sous un manteau de blocs épais de 3-4 m et de résistivité dépassant 100 kΩm, la présence d'un corps gelé dont on peut supposer, au vu de sa *faible* résistivité, que la température est proche de 0°C.

Le problème de masquage causé par la résistivité élevée de la couche de surface peut rendre difficile la détection par la géoélectrique de corps gelés préservés dans certains glaciers rocheux inactifs ou apparemment fossiles.

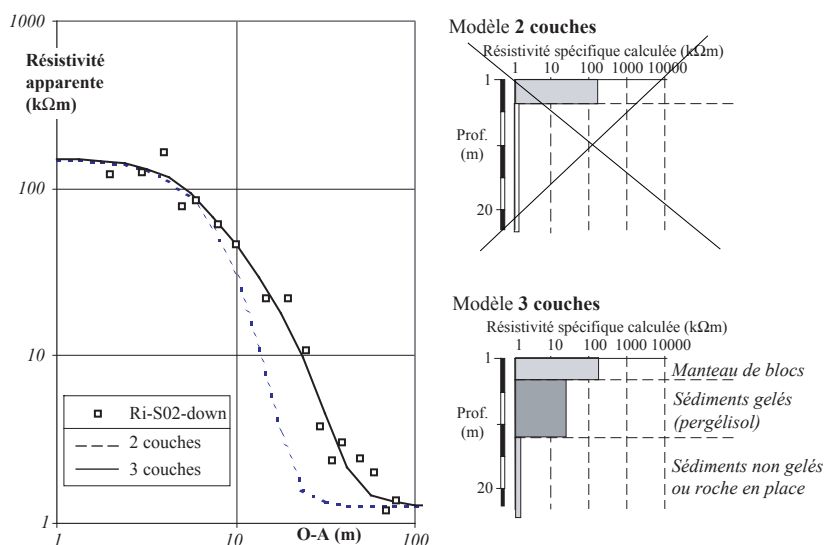


Fig. 4.5 Branche aval du sondage Ri-S02 sur le glacier rocheux inactif du Plan des Tchottons (Ritord).

4.2.6 Hétérogénéité longitudinale du terrain

Le dernier point abordé est celui de la mise en évidence d'une hétérogénéité longitudinale de la composition du terrain le long d'une branche d'un sondage vertical. Plusieurs situations sont décrites.

4.2.6.1 Comportement opposé des deux bras d'un sondage

Le sondage Sa-S10 (fig. 4.6), réalisé dans la marge proglaciaire historique du glacier du Sanetschhorn (DEVAUD 1999), est l'illustration parfaite de la nécessité du recours systématique à la configuration dissymétrique de Hummel. Les courbes mesurées le long des deux bras du sondage s'opposent.

Les modèles d'inversion révèlent qu'au-dessous d'une couche de surface de 2-4 m d'épaisseur, un corps épais d'environ 15 m est 10 à 70 fois plus résistant du côté amont du sondage que du côté aval. Dans la branche «conductrice», ce niveau (0.4 kΩm) est interprété comme une accumulation sédimentaire très humide. Dans la branche «résistante», il est divisé en deux sous-couches. La plus proche de la surface est la plus résistante (20-30 kΩm). Au-dessous, la résistivité devient *très faible* pour un terrain gelé (3-5 kΩm), néanmoins 2 à 4 fois supérieure à celle de la couche active et de la roche en place sous-jacente, toutes deux de même nature lithologique (calcaires marneux). On conclut que les sédiments proches de la surface (jus-

qu'à 8-10 m de profondeur environ) sont probablement gelés, alors qu'au-dessous cette probabilité diminue. La figure 4.7 permet de positionner Sa-S10 sur un profil tomographique et de constater, entre les deux techniques, la similitude des résistivités spécifiques et épaisseurs calculées.

4.2.6.2 Discontinuité détectée dans une branche d'un sondage

Une discontinuité majeure des caractéristiques du sous-sol, telle que décrite ci-dessus, peut intervenir le long d'un des bras d'un sondage. **Une fois qu'elle a été détectée, il convient de ne pas tenir compte des valeurs mesurées au-delà de la distance d'apparition de cette discontinuité lors de l'interprétation verticale du sondage.**

(a) Sa-S11

Le sondage Sa-S11 (fig. 4.8), réalisé environ 30 m à l'amont de Sa-S10 (fig. 4.6), est à peu près parallèle au profil tomographique Sa-P01 (fig. 4.7). La branche aval du sondage (Sa-S11-down) révèle, au-delà de O-A = 30 m (chute de la résistivité apparente mesurée), la discontinuité due à la disparition rapide du corps résistant reconnue par Sa-S10. La branche amont du sondage (Sa-S11-up) dénote un comportement similaire au-delà de O-A = 35-40 m. Ceci permet d'estimer que le corps résistant ne s'étend pas au-delà de cette distance (= 120 m dans Sa-P01, fig. 4.7).

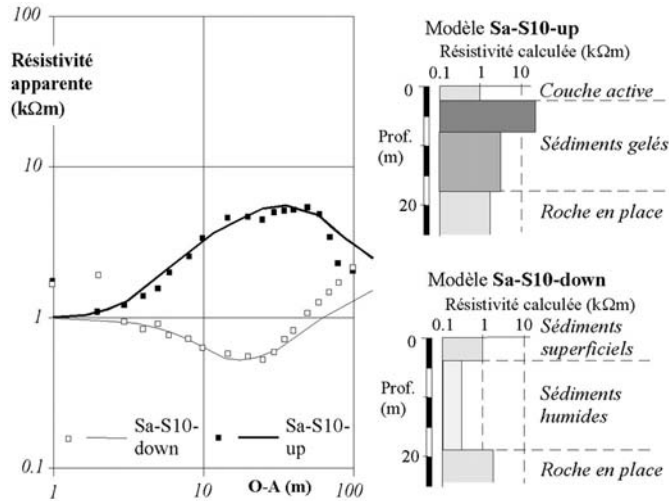


Fig. 4.6 Hétérogénéité longitudinale entre les deux branches du sondage Sa-S10, marge proglaciaire du glacier du Sanetschhorn (2400 m.s.m.) (localisation, cf. fig. 4.7, 6.24, 6.27)

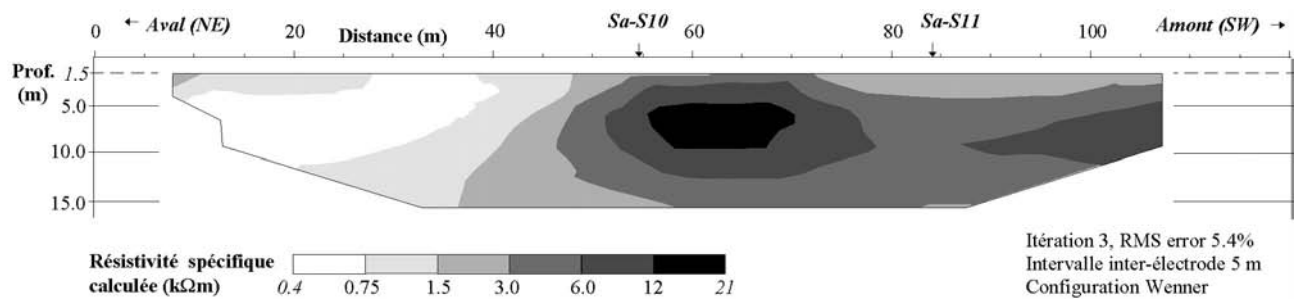


Fig. 4.7 Pseudo-section (tomographie) de la résistivité électrique Sa-P01 aux environs des sondages verticaux Sa-S10 (fig. 4.6) et Sa-S11 (fig. 4.8), dans la marge proglaciaire historique du glacier du Sanetschhorn (environ 2400 m.s.m., localisation fig. 6.24, 6.27). Le sondage Sa-S11 permet d'estimer que le corps résistant (gelé) ne devrait pas s'étendre au-delà de la distance de 120 m. Les capteurs Sa-L01 et 02 (cf. fig. 3.17) sont situés respectivement au centre de Sa-S11 et à l'origine du profil tomographique.

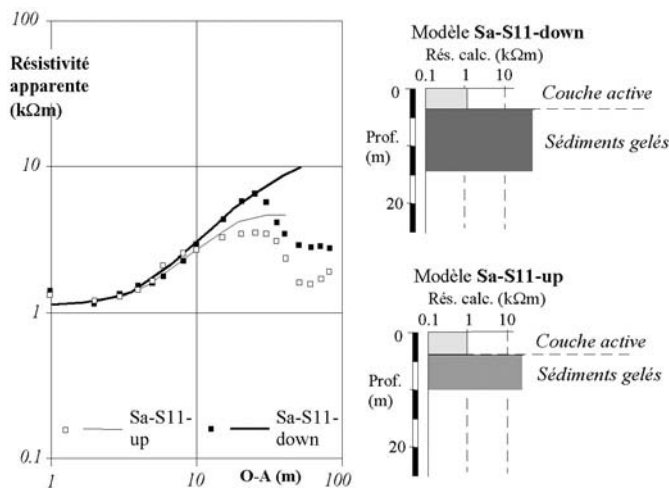


Fig. 4.8 Hétérogénéité longitudinale de la composition du terrain, sondage Sa-S11, marge proglaciaire historique du glacier du Sanetschhorn (2410 m.s.m., localisation fig. 4.7, 6.24, 6.27).

(b) Ri-S04

Un autre exemple d'hétérogénéité longitudinale de la composition d'un terrain est fourni par le sondage Ri-S04 (fig. 4.9) réalisé sur la partie externe d'une moraine de poussée latérale du glacier du Ritord. La diminution rapide mais régulière de ρ_a au-delà de O-A = 25 m dans la branche aval (Ri-S04-down) est interprétée non pas comme un changement brutal de la nature du terrain prospecté, mais comme une disparition progressive (amincissement) du corps résistant. Notons également dans le cas de ce sondage que l'aspect de la branche amont (Ri-S04-up) indique la possibilité d'un masquage complet d'un niveau (gelé) profond (cf. 4.2.3) dont la résistivité pourrait être de l'ordre de 50-100 k Ω m.

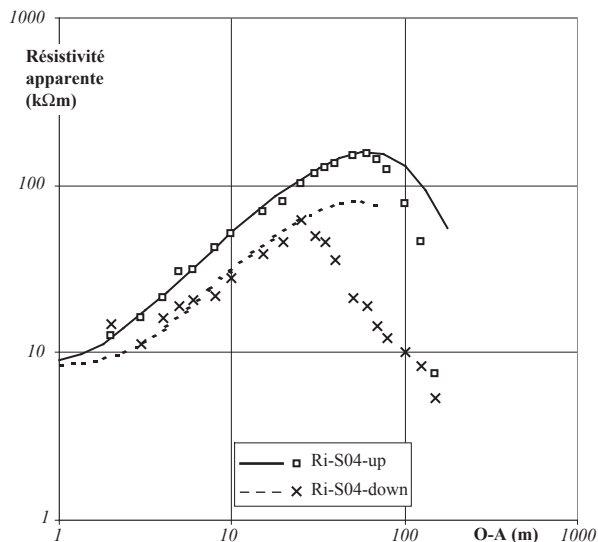


Fig. 4.9 Sondage électrique vertical dissymétrique Ri-S04 (localisation, cf. fig. 6.11) sur la partie externe d'une moraine de poussée latérale du glacier du Ritord (2880 m.s.m.).

(c) Di-S04

Il est également possible qu'un bras d'un sondage rencontre un terrain qui devient plus résistant. Dans ce cas, ρ_a peut s'élever significativement. Ainsi, sur la figure 4.10, l'augmentation des valeurs à l'extrémité (au-delà de O-A = 50 m) de la branche amont (Di-S04-up) d'un sondage effectué le long d'un éboulis calcaire de granulométrie relativement fine est causée par la présence soudaine, immédiatement sous la surface, d'un corps de résistivité élevée (ici un névé / cône d'avalanche enterré).

Signalons par ailleurs que le meilleur ajustement des ρ_a mesurées dans la partie initiale des deux bras du sondage Di-S04 (fig. 4.10) est obtenu par l'intro-

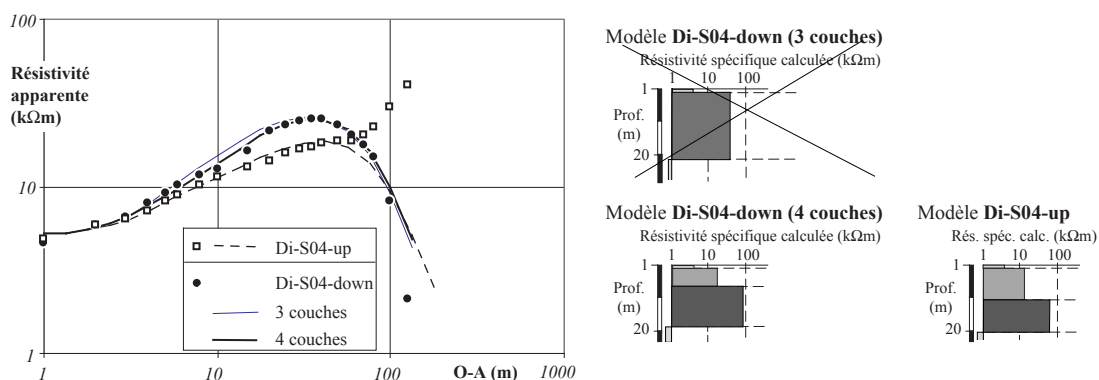


Fig. 4.10 Sondage électrique vertical Di-S04 dans la pente d'éboulis calcaire (marneux) faisant face à la cabane CAS des Diablerets (2580 m.s.m., orientation N).

duction dans le modèle d'inversion de couches de plus en plus résistantes (*effet de sous-pente ascendante*). Cette augmentation de la résistivité avec la profondeur est cependant difficile à interpréter. En accord avec les résistivités calculées par RUSSILL (2000) à partir de profils tomographiques, elle semble due à la présence d'un banc de calcaire massif (urgonien) karstifié très résistant. Le niveau supérieur pourrait correspondre à des sédiments gelés de (*très*) faible résistivité.

4.2.6.3 Courbes en «dos de chameau»

A plusieurs reprises, les courbes ρ_a mesurées de sondages comportaient deux maxima relatifs (courbe en «dos de chameau»). Deux cas sont illustrés (fig. 4.11). Le premier (Ri-S07) provient de la moraine de poussée «médiante» (2900 m.s.m.) située à la confluence des glaciers du Ritord et de l'Epée, le second de rive droite de la partie amont du glacier rocheux d'Entre-la-Reille/Diablerets (branche aval de Di-S02, 2470 m.s.m.), glacier rocheux dont les racines sont occupées par une *plaque de glace* (cf. 2.5) (REYNARD *et al.* 1999, RUSSILL 2000). L'hypothèse émise pour expliquer l'aspect des courbes mesurées (cf. schéma sur fig. 4.11) est la présence d'une lentille de matériaux très

résistants, de dimension restreinte (1), reposant sur un corps dont la résistivité, toujours relativement élevée, est tout de même inférieure. Dans le cas de Ri-07, à partir des distances OA' et OB', à peu près égales (30-40 m), la lentille très résistante (lamelle de glace morte (?)) enterrée à faible profondeur - *effet de sur-pente* n'existe plus et le corps résistant sous-jacent (2) est désormais directement présent sous la couche active. L'épaisseur du corps inférieur est nettement plus importante que celle de la lentille superposée pour pouvoir être encore détectée par l'extrémité du sondage. Le même raisonnement vaut pour Di-S02-down, à l'exception du fait que l'on ne traite que de la dimension restreinte du corps (1) dans une direction.

4.3 TRAINÉS

Le traîné est une technique intéressante qui a étonnamment peu été utilisée dans le domaine périglaciaire alpin. Le but de cette méthode de prospection est de réaliser un profil linéaire ou une cartographie illustrant la variation de la résistivité apparente du sol à une (pseudo-)profondeur choisie.

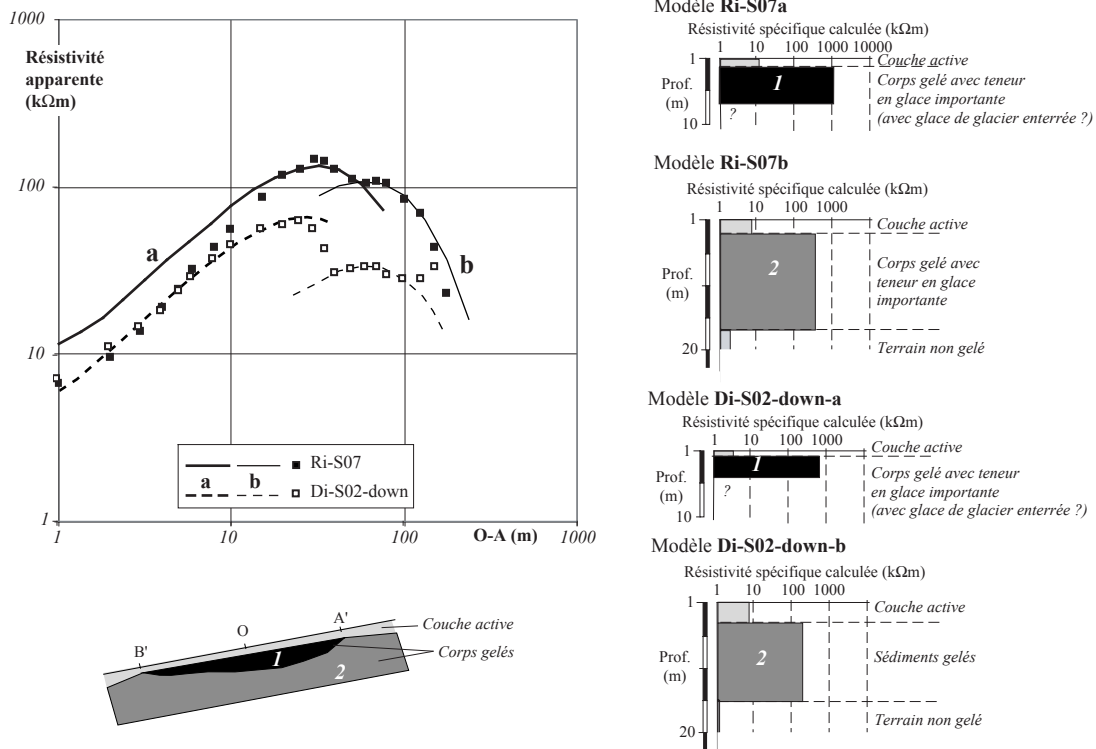


Fig. 4.11 Courbes ρ_a mesurées en «dos de chameau» et schéma interprétatif hypothétique. Sondage électrique vertical symétrique Ri-S07 (localisation, cf. fig. 6.11) et branche aval du sondage dissymétrique Di-S02. Explications dans le texte.

La méthode consiste à effectuer des mesures de résistivité apparente en se déplaçant dans le terrain tout en conservant un écartement fixe des électrodes. **La distance entre les électrodes externes (AB) détermine la profondeur d'investigation** (cf. 4.1.1.1). **Le choix de l'écartement des électrodes s'effectue sur la base des sondages verticaux réalisés préalablement** et dépend de l'objectif exact recherché.

Pour des raisons pratiques évidentes, les mesures s'effectuent à intervalles réguliers le long de lignes droites et les électrodes sont disposées selon la configuration de Wenner ($AM=MN=NB=a$). Ce procédé permet, lors de chaque nouvelle mesure, de décaler le dispositif d'un cran et de ne devoir installer qu'une seule nouvelle électrode, ce qui représente un atout certain dans les terrains difficiles que sont ceux des régions périglaciaires d'altitude. La répétition du procédé le long de lignes parallèles permet d'introduire la deuxième dimension nécessaire à la réalisation d'une carte (fig. 4.12a).

La réalisation d'un traîné nécessite idéalement 5 personnes, mais au minimum 3. Selon les cas, 50 à 100 points de mesure sont réalisables en une journée. Les

variations spatiales de la résistivité apparente du sol à des profondeurs de l'ordre de 5 à 15 m ont ainsi été cartographiées par traîné sur les principaux terrains de ma recherche.

Les résultats fournis par les traînés sont uniquement des **résistivités apparentes** du sol. En présence de niveaux superficiels électriquement peu résistants, les valeurs de résistivité apparente mesurées pour des couches gelées en profondeur (pergélisol) sont généralement 2 à 10 fois plus basses que leurs résistivités spécifiques calculées à partir de sondages verticaux. La pratique du traîné n'a pas vraiment de sens lorsque la résistivité du sol proche de la surface est (beaucoup) plus élevée que celle des corps gelés sous-jacents que l'on cherche à cartographier (cf. 4.2.5).

Signalons enfin que pour la réalisation d'une carte, les valeurs de résistivité étant nécessairement supérieures à 0 et variant selon une loi logarithmique, il est indispensable d'effectuer toute interpolation uniquement à partir de valeurs préalablement transformées à partir d'une fonction logarithmique (fig. 4.12c), faute de quoi on s'expose à des résultats aberrants (valeurs négatives par exemple, fig. 4.12b).

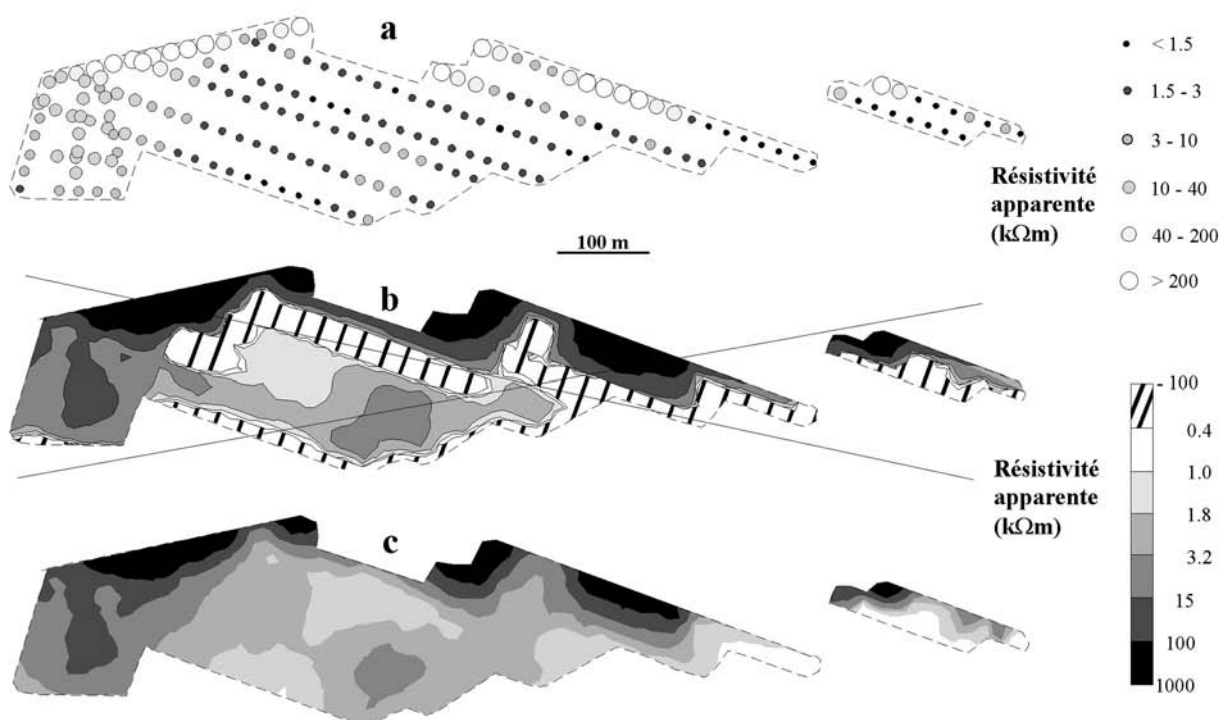


Fig. 4.12 Exemple de représentation des résultats d'une cartographie de la résistivité apparente du sol par traîné (Sanetschhorn, cf. 6.4.4, 194 points, $a = 20$ m, profondeur d'investigation estimée : 8-12 m) : a) par symboles, b) interpolation par krigeage (ordinaire) des valeurs mesurées (à éviter), c) interpolation par krigeage (ordinaire) des valeurs logarithmiques.

4.4 PSEUDO-SECTION OU TOMOGRAPHIE

La tomographie de la résistivité électrique du sol est une méthode récente de plus en plus utilisée dans la prospection périglaciaire en région de montagne (e.g. HAUCK & VONDER MÜHLL 1999, 2003a,b, HAUCK *et al.* 2000, HAUCK 2001, RUSSILL 2000, KNEISEL *et al.* 2000b, KNEISEL 2003a,b,c, ISHIKAWA *et al.* 2001, VONDER MÜHLL *et al.* 2001b, MARESCOT *et al.* 2003) qui consiste à réaliser des profils de résistivité en 2D. Cette technique est en quelque sorte la combinaison du sondage vertical et du traîné.

Jusqu'à plusieurs dizaines d'électrodes sont placées à intervalles réguliers le long d'une ligne et reliées à un résistimètre. Une fois le dispositif installé, toutes les possibilités envisageables de mesure avec des écartements différents des électrodes (selon la configuration de Wenner ou de Schlumberger) sont ensuite effectuées à la suite les unes des autres par le résistimètre.

4.4.1 Profils tomographiques réalisés

Trois profils ont été réalisés dans l'éboulis des Lapires et un au Sanetschhorn/Creux de la Lé (cf. *fig.* 4.7) avec la collaboration de J. RUSSILL (Univ. Cardiff). Huit profils ont également été acquis sur le site d'Entre-la-Reille/Diablerets (RUSSILL 2000). Dans tous ces cas, 25 électrodes ont été disposées à intervalle de 5 m sur des profils longs de 120 m et seule la configuration de Wenner a été retenue pour l'acquisition des données. Un profil longitudinal a également été effectué dans l'éboulis du Creux du Van (MARESCOT *et al.* 2003) où 55 électrodes ont été disposées à intervalle de 5 m sur une distance de 280 m. Toutes les mesures possibles avec les configurations de Schlumberger et Wenner ont été effectuées. J'ai également répété à 9 reprises un court profil de 33 m (1 m d'espace entre des électrodes demeurées fixes) pour suivre l'évolution de la couche active dans l'éboulis du Creux du Van. Les mesures ont été acquises «manuellement» (selon la configuration de Wenner et pour un intervalle inter-électrode successivement égal à 1, 2, 3 et 5 m) avec le même résistimètre que pour les sondages et traînés.

Dans ce travail sont encore mentionnés un nouveau profil réalisé dans la partie inférieure de l'éboulis des Lapires (MARESCOT *et al.* 2003), trois profils provenant de la marge proglaciaire historique du glacier de Becca d'Agè (MARESCOT *et al.* 2003, REYNARD *et al.* 2003) et un profil long de 1.3 km (!) réalisé dans la marge proglaciaire du glacier de la Chaux (REYNARD

et al. 2003), tous acquis avec les configurations de Schlumberger et Wenner et un espacement des électrodes de 10 m (sauf La Chaux, 5 m).

4.4.2 Inversion

Le résultat brut d'une tomographie est une coupe de la résistivité apparente du terrain. Une inversion est réalisée avec le logiciel RES2DINV (LOKE & BARKER 1996). En simplifiant, le programme détermine un modèle 2D (en deux dimensions) de la résistivité spécifique (ou calculée) du terrain prospecté. Il simule ensuite une acquisition de données à partir de ce modèle, compare le résultat avec les données mesurées et calcule l'erreur quadratique résiduelle moyenne (RMS error) entre les deux coupes de résistivité apparente mesurée et simulée. Par itération, le programme cherche ensuite à réduire cette erreur en ajustant le modèle de résistivité spécifique (modèle d'inversion). On effectue en général 3 à 5 itérations pour chercher à obtenir une erreur résiduelle inférieure à 5%.

4.4.3 Limites de l'interprétation

La tomographie de la résistivité électrique est actuellement en développement dans le domaine périglaciaire et l'on manque encore d'expérience pour réellement estimer la fiabilité des modèles d'inversion. L'un des principaux problèmes consiste en la capacité de RES2DINV à traiter les énormes contrastes de résistivité qui sont souvent présents dans un terrain périglaciaire. L. MARESCOT (Univ. Lausanne) a récemment développé une intéressante méthode (DOI = Depth Observation Index) pour tenter de déterminer la fiabilité des résultats d'un modèle d'inversion. DOI a été testé sur 5 profils (Creux du Van, Lapires, Becca d'Agè). Les conclusions ont été d'une part, que «*little reliable information (...) can be obtained immediately under the massive ice*», un problème identique à celui du masquage invoqué pour les sondages verticaux (cf. 4.2.3-5), et d'autre part, que «*we cannot determine the resistivity within the high resistivity zones (over 100 k Ω m) accurately*» (MARESCOT *et al.* 2003).

Un dernier problème qui mérite d'être mentionné est qu'un profil tomographique ne fournit le plus souvent aucune information sur la couche active. En effet, pour rendre la méthode efficiente (compter 2 heures à 1 jour par profil selon le nombre de d'électrodes utilisées et la configuration de mesure), on cherche habituellement à réaliser des profils qui traversent l'intégralité de l'objet géomorphologique prospecté. L'espacement des électrodes est alors souvent de 5, voire 10 m. Avec 5 m d'intervalle, aucune mesure n'est

disponible pour les deux à trois premiers mètres de profondeur (AB est au minimum de 15 m). Pour un espacement de 10 m, cette lacune concerne les 4 à 6 premiers mètres environ au-dessous de la surface. Dans un tel cas, comme nous l'avons fait sur le site de Becca d'Agè / Louvie, les profils tomographiques peuvent être complétés ultérieurement par de brefs sondages verticaux exécutés où cela semble nécessaire pour affiner l'interprétation du modèle d'inversion.

4.5 INFLUENCE DE LA TEMPÉRATURE SUR LA RÉSISTIVITÉ D'UN TERRAIN GELÉ

Deux thématiques particulières sont encore abordées dans cette partie consacrée à la géoélectrique. La première concerne la relation entre la résistivité d'un terrain et sa température. La seconde traite de la combinaison entre BTS et résistivité électrique du sol (4.6).

L'influence de la température d'un terrain sur sa résistivité électrique est particulièrement marquée au-dessous du point de gel (e.g. HOEKSTRA & MCNEILL 1973, SCOTT *et al.* 1990). L'existence d'une telle relation a souvent été signalée, mais n'a jusqu'à récemment que peu été prise en compte lors de l'interprétation de mesures géoélectriques en milieu périglaciaire de montagne. Cette dépendance mérite que l'on s'y attarde quelque peu, d'une part en raison de son importance, d'autre part pour relater les résultats d'un test de suivi du comportement thermique du sol que j'ai effectué dans l'éboulis gelé du Creux du Van (1200 m.s.m.) par la répétition de mesures de résistivité électrique.

4.5.1 Concepts

Les références littéraires et les principaux concepts liés à l'influence de la température sur la résistivité d'un matériel en milieu périglaciaire sont décrits en détail par HAUCK (2001) et résumés par HAUCK & VONDER MÜHLL (2003a). Brièvement, nous retiendrons **qu'au-dessus du point de gel**, la résistivité ρ d'un matériel augmente **proportionnellement** à l'abaissement de **sa température** (T , en °C) en raison de l'accroissement de la résistivité de l'eau qu'il contient :

$$\rho = \rho_0 / (1 + \alpha(T - T_0)) \quad (4.1)$$

où ρ_0 est la résistivité mesurée à la température de référence T_0 et α un coefficient qui vaut le plus sou-

vent 0.025 K^{-1} . **Au-dessous du point de gel**, lorsque la température baisse, le manque croissant d'eau liquide provoque une élévation de ρ selon une relation **exponentielle** de la forme :

$$\rho = \rho_0 e^{-b/(T_f - T)} \quad (4.2)$$

où ρ_0 et b sont des constantes, qu'il convient de déterminer empiriquement (b est de l'ordre de 0.1 à 2 K^{-1} et semble dépendre en particulier de la porosité du matériel et de sa teneur en eau), et T_f la température du point de gel (en °C).

4.5.2 Conditions du test

Au Creux du Van, j'ai répété à 9 reprises entre mai 2001 et mai 2002 une tomographie (CV-P02) de la résistivité électrique de la couche active. Celle-ci fait 2-3 m d'épaisseur; elle est constituée d'un éboulis calcaire grossier recouvert d'un sol organique irrégulier. Trente-quatre électrodes fixes ont été disposées à 1 m d'intervalle sur un profil longitudinal. Les mesures, 44 au total, ont été acquises selon la configuration de Wenner, pour a successivement égal à 1, 2, 3 et 5 m. La figure 4.13 permet de se rendre compte des conditions de température du sol (enregistrée à 30 cm de profondeur à 20 m de la partie médiane du profil) et de l'air aux dates de répétition des mesures.

Notons que lors des campagnes de fin décembre 2001 et de janvier 2002, il s'est avéré nécessaire d'arroser systématiquement d'eau chaude toutes les électrodes afin de réduire la résistance de contact avec le sol gelé très froid et de permettre l'acquisition de mesures. Lors de ces deux campagnes, les différences de potentiel (ΔV) pour $a = 1$ m (en décembre et janvier), 2 et 3 m (en janvier) furent cependant le plus souvent supérieures à la plage de mesure du résistimètre (max. 6'000 mV). Ainsi, seules des valeurs minimales de ρ_a ont pu être déterminées. Le terrain, bétonné par le gel, interdisait la mise en place de toute nouvelle électrode et, par là, la réalisation de mesures avec des intervalles MN plus restreints qui auraient permis d'abaisser ΔV (cf. 4.1.2.1).

4.5.3 Résultats

La première campagne a eu lieu le 21 mai 2001, alors que seule la surface du sol (10-50 cm) n'était pas gelée. Le modèle d'inversion (fig. 4.14a) montre, au-dessous de la surface très hétérogène, des résistivités spécifiques comprises essentiellement entre 3 et 12 $\text{k}\Omega\text{m}$ variant dans la dimension latérale.

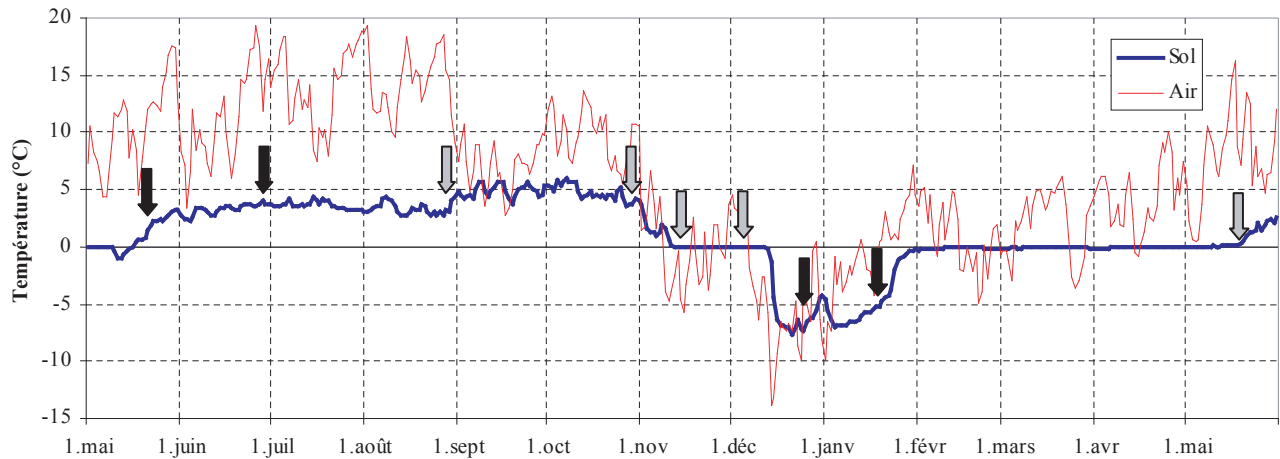


Fig. 4.13 Date de répétition du profil tomographique CV-P02 (toutes les flèches) et du sondage vertical CV-S02 (flèches noires) et température du sol (à 30 cm de profondeur dans le sol organique) et de l'air (toutes deux, moyennes journalières).

Pour simplifier dans un premier temps la comparaison des campagnes entre elles, la moyenne de toutes les valeurs pa est retenue. Celle du 21 mai 2001 sert de référence pour une température de la couche active approximativement égale à 0°C . Dans le tableau 4.2, on constate que tant que la température du sol est supérieure ou égale à 0°C , les variations relatives de la valeur moyenne de pa demeurent faibles (-23% au maximum

à fin octobre pour une température d'environ 5°C) et semblent proportionnelles à l'état thermique du sol. Par contre, une très forte augmentation de pa se produit lorsque la température est inférieure à 0°C (multiplication par 10 à 20 vers -5°C). Ceci confirme les relations décrites par les équations 4.1 et 4.2. La température moyenne de la couche active semble être estimée convenablement (tabl. 4.2) lorsque $\alpha = 0.05$ et $b = 0.5$.

Tabl. 4.2 Résistivité apparente moyenne mesurée et température estimée de la couche active dans la zone des épicéas nains au Creux du Van.

Date	pa moyenne ¹		Température du sol mesurée ³		Température moyenne de la couche active estimée ⁴
	k Ωm	%	°C		°C
21 mai 2001	6.4	100	1.4	(1.4)	0.0
30 juin 2001	5.6	87	3.7	(4.0)	2.9
27 août 2001	5.5	85	3.2	(3.2)	3.5
30 octobre 2001	4.9	77	4.2	(5.3)	5.9
13 novembre 2001	7.0	106	0.0	(2.0)	-0.1
4 décembre 2001	6.7	105	0.0	(0.0)	-0.1
20 décembre 2001	>54.2 ²	>843 ²	-7.0	(-4.5)	-4.2
18 janvier 2001	>67.5 ²	>1434 ²	-5.3	(-5.3)	-5.3
16 mai 2001	7.1	111	0.1	(0.1)	-0.2

¹ calculée à partir d'un ensemble de 44 mesures avec un espacement inter-électrodes de 1 à 5 m (configuration de Wenner)

² calculée sur un ensemble restreint (cf. texte)

³ température moyenne journalière mesurée à 30 cm de profondeur dans le sol organique; entre parenthèses, température moyenne journalière maximale des 5 jours précédant la date de la mesure

⁴ selon équation (4.1), avec $\alpha = 0.05$, pour juin, août et octobre; selon équation (4.2), avec $b = 0.5$ pour les autres campagnes

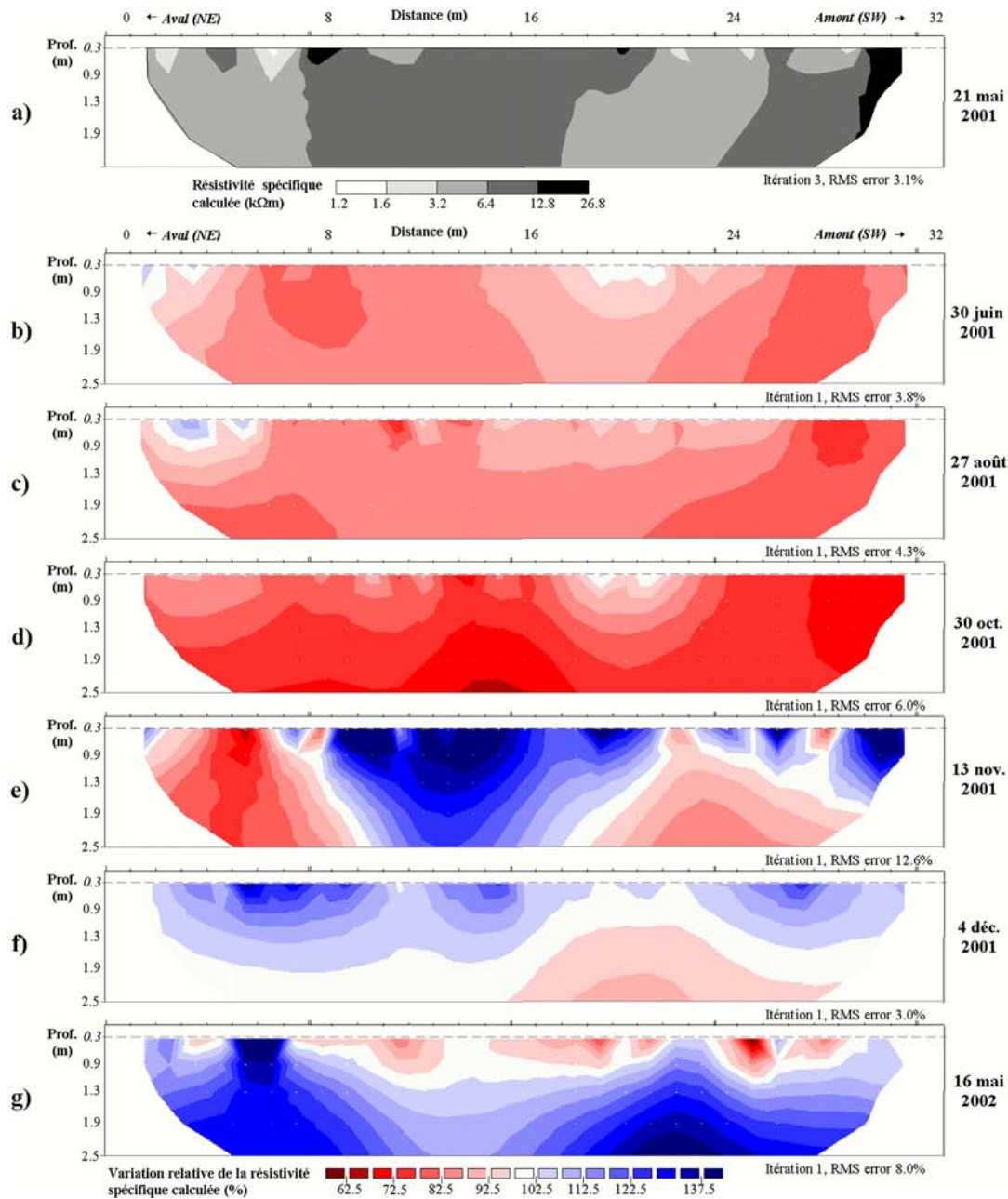


Fig. 4.14 Profil tomographique (CV-P02) de la couche active de l'éboulis gelé du Creux du Van : a) résistivité spécifique calculée le 21 mai 2001; b-g) variation relative (%) par rapport à a) (explications, cf. texte).

Les variations spatiales relatives de la résistivité spécifique (calculée) du sol par rapport à la situation de mai 2001 sont estimées pour toutes les campagnes à l'exception de celles du 20 décembre 2001 et du 18 janvier 2002 (fig. 4.14b-g). Les sections sont directement produites par l'inversion (une seule itération) des différences relatives (en %) de ρ_a par rapport aux valeurs mesurées le 21 mai 2001 (=100) : les tons rouges indiquent une baisse de la résistivité (réchauf-

fement), les tons bleus une hausse de la résistivité (refroidissement). La technique appliquée n'est certes pas idéale (HAUCK 2001), mais les résultats sont consistants et concordent avec les connaissances que nous avons du fonctionnement thermique particulier de ce site (DELALOYE *et al.* 2003c, cf. 7.3). On remarque ainsi le réchauffement prononcé de la couche active qui n'a lieu qu'en automne (30 octobre), le refroidissement du sol qui se produit par aspiration localisée d'air

froid dans l'éboulis lors des périodes froides de l'hiver (13 novembre; température de l'air, fig. 4.13), l'arrêt du système de refroidissement et le rééquilibrage de la température dans le sol durant la période de redoux du début décembre 2001, et enfin le dégel du sol à partir de la surface en mai 2002. On constate également que les zones où les changements de résistivité (température) sont les plus lents (fig. 4.14e,g) coïncident avec les secteurs de plus faible résistivité (4.14a), et inversement. Ceci pourrait être lié à des différences de granulométrie (porosité) et de teneur en eau du matériel, respectivement plus fine et plus importante où la résistivité est plus faible.

4.5.4 Application des résultats

Simultanément, le sondage vertical CV-S02 (cf. 7.3.7 et fig. 7.8) a aussi été répété à plusieurs reprises (fig. 4.13, 4.16). Son centre (fig. 4.15) est situé à 15 m du milieu du profil tomographique et à 5 m du capteur de température du sol utilisé dans la fig. 4.13. Son interprétation démontre la présence d'un éboulis épais de 20 m environ dont la résistivité est *très faible* (6-10 k Ω m). Cet éboulis est cependant certainement gelé (cf. 7.3.7). La répétition du sondage révèle lui aussi la baisse de résistivité qui intervient dans la partie basale de la couche active en automne et la très forte croissance de la résistivité survenue à proximité de la surface au cœur de l'hiver 2001/2002. Le 18 janvier 2002, l'intégralité de l'éboulis voit sa résistivité augmentée par rapport à la situation estivale. En postulant $b = 0.5$ (cf. 4.5.3) et $\rho_0 = 7$ k Ω m dans toute l'épaisseur de l'éboulis sur la base des modèles d'inversion des sondages de mai, juin et octobre (10 k Ω m toutefois pour la partie inférieure de la couche active), le profil ther-

mique du terrain ce jour-là peut être estimé grossièrement à partir de l'équation 4.2. Ainsi, en relation avec le modèle d'inversion (fig. 4.16), la température du sol le 18 janvier 2002 aurait été en moyenne de -5.7°C entre la surface et 1 m de profondeur (ce qui correspond à la température mesurée à proximité, fig. 4.13, tabl. 4.2), -4.2°C entre 1 et 2.5 m, -2.6°C entre 2.5 et 8 m, -0.7°C entre 8 et 20 m.

4.5.5 Conclusions du test

Ce test de surveillance de la variation saisonnière de la résistivité du sol dans l'éboulis gelé du Creux du Van a renforcé la connaissance portant sur l'étroite relation qui existe entre température et résistivité électrique d'un matériel sédimentaire. **Cette résistivité s'accroît en effet considérablement lorsque la température s'abaisse au-dessous de 0°C et il y a lieu d'en tenir compte lors de l'interprétation de mesures de résistivité électrique.** Néanmoins, l'ampleur de cette variation dépend en premier lieu du facteur b (cf. équation 4.2) qui peut différer passablement selon la nature et les caractéristiques du terrain (HAUCK 2001) et qu'il est nécessaire de définir empiriquement dans chaque cas. Il apparaît pour cela opportun de disposer de données thermiques issues d'un forage.

Le monitoring des variations saisonnières et inter-annuelles de la température du sol sur la base de mesures de résistivité électrique est une méthode prometteuse, en devenir, qui peut en particulier contribuer à la compréhension approfondie du régime thermique de certains terrains. Ce fut le cas de l'éboulis gelé du Creux du Van, dont le fonctionnement thermique *atypique* sera décrit plus loin (7.3).



Fig. 4.15 Centre du sondage CV-S02 (gradation du piquet : 10 cm)

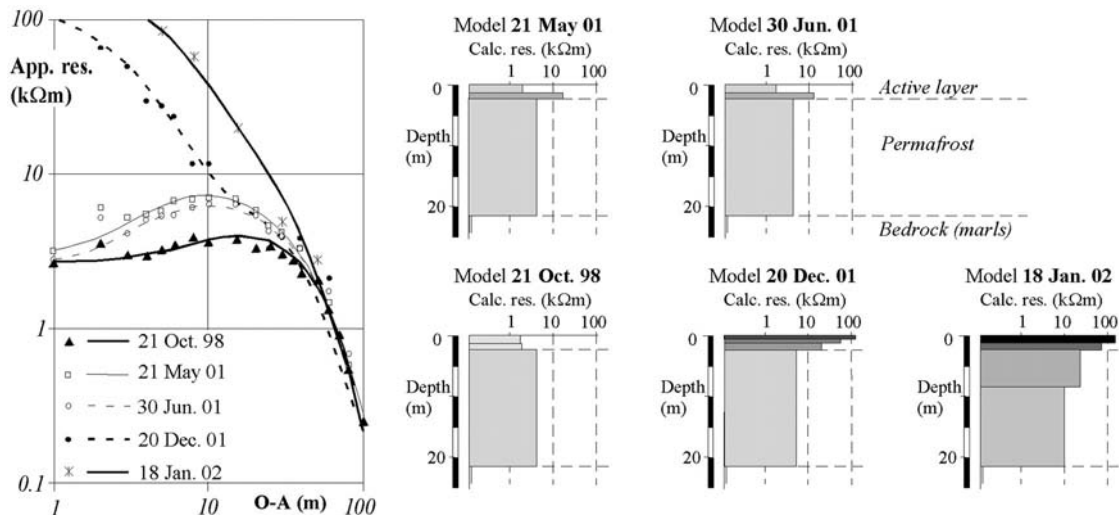


Fig. 4.16 Répétition du sondage CV-S02 dans l'éboulis gelé du Creux du Van (1200 m.s.m.) (DELAHOYE et al. 2003c).

4.6 RELATION BTS / RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE

Nous venons de le voir, la résistivité électrique d'un (pergéli)sol dépend en partie de sa température. Les mesures BTS, quant à elles, dépendent théoriquement de l'état thermique des couches supérieures du sol (cf. 3.2.1). Partant de ces deux constats, mesures BTS et mesures de la résistivité électrique du sol proche de la surface devraient, dans une certaine mesure, fournir des résultats comparables. Deux tests ont été effectués sur les terrains relativement homogènes du glacier rocheux des Becs-de-Bosson / Réchy (4.6.1) et de l'éboulis des Lapires (4.6.2) dans le but d'estimer la relation qui peut exister entre les résultats fournis par ces deux méthodes.

4.6.1 Becs-de-Bosson / Réchy

4.6.1.1 Conditions du test

Le premier test confronte 294 mesures BTS effectuées en mars 2002 et 177 mesures de résistivité apparente (traîné) réalisées durant l'été 2002 dans la partie supérieure du glacier rocheux des Becs-de-Bosson (MÉTRAILLER in prep., cf. 6.4.5). La figure 4.17a permet la localisation des 177 points de mesure de résistivité ($a = 20$ m, profondeur d'investigation estimée à environ 10 m) et de la zone couverte par l'ensemble des mesures BTS. Ces dernières ayant été réalisées avant les traînés, nous n'avons pas pu faire correspondre l'emplacement des deux différents types de mesures. Là n'était d'ailleurs pas le but de l'opération. La figure

4.17a reproduit également les valeurs (par classe) de pa mesurées, ainsi que le résultat de l'interpolation (krigeage) des BTS. On note d'emblée une certaine concordance entre les deux types de résultats.

4.6.1.2 Résultats

Pour analyser la correspondance entre les deux échantillons, les deux variables sont interpolées (interpolation bilinéaire) dans une grille de 10 m de résolution à l'aide du logiciel IDRISI (SIG). Les zones non couvertes par les deux types de données sont ensuite exclues. Pour l'ensemble des pixels restants (1471), la régression logarithmique indique, pour un coefficient de corrélation $r = -0.88$:

$$\text{BTS} = -1.809 \log(pa) + 4.66 \quad (4.3)$$

où BTS est en $^{\circ}\text{C}$ et pa en Ωm . Sur l'ensemble des 1471 pixels, la dissémination (écart-type) des «BTS calculées selon l'équation 4.3» comparativement aux «BTS mesurées» est de 0.56°C . Les résultats sont quasiment identiques ($\text{BTS} = -1.742 \log(pa) + 4.40$, $r = -0.83$) si l'interpolation est effectuée à l'aide de la méthode des triangles (TIN).

Les résultats de ce test indiquent :

- qu'une certaine relation existe entre BTS et pa mesurée à une profondeur de l'ordre de 10 m;
- mais qu'à l'évidence, au vu de l'écart-type (0.56°C) entre BTS mesurées et estimées à partir de pa , c'est

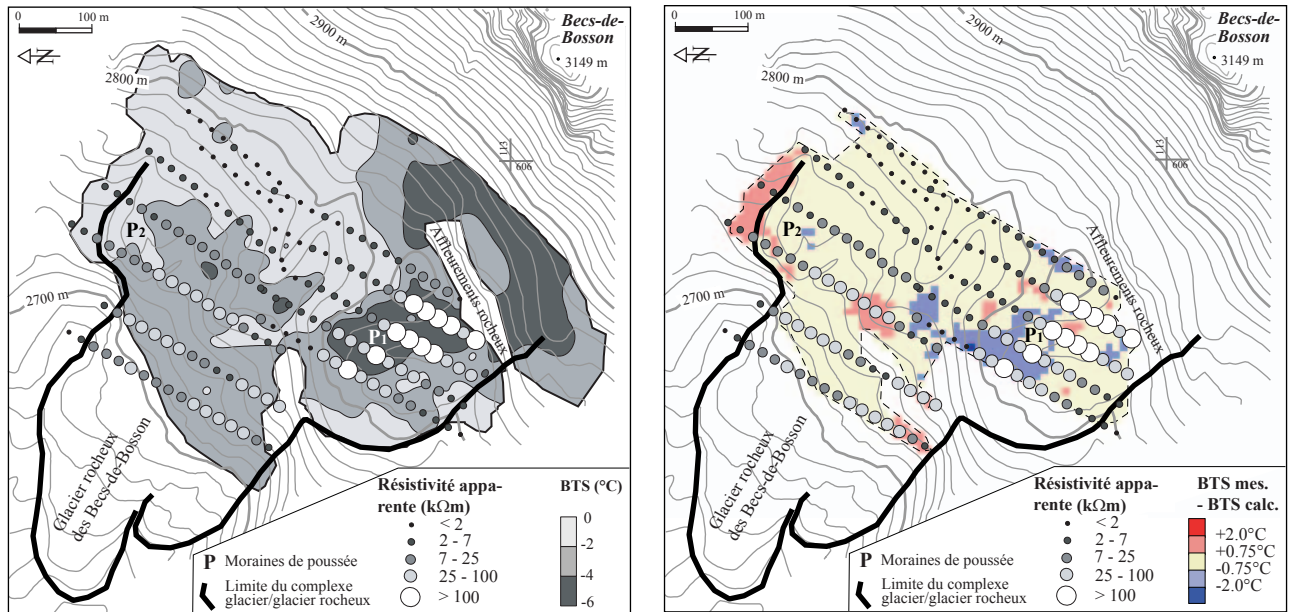


Fig. 4.17 Partie supérieure du glacier rocheux des Becs-de-Bosson / Réchy : a) (gauche) résistivité apparente (ρ_a) mesurée par traîné ($a = 20$ m) et répartition spatiale de la valeur BTS (interpolation par krigeage, 294 points); b) (droite) carte d'«anomalie» thermique potentielle déterminée par la comparaison des BTS mesurées et des BTS calculées selon l'équation 4.3.

l'ensemble des mesures BTS (et non une seule mesure BTS prise en soi) qui tend à varier dans l'espace de la même manière que le fait ρ_a ;

- enfin, qu'à l'échelle d'un site relativement homogène, BTS et ρ_a seraient en grande partie dictées par la variation spatiale d'un seul et même facteur : selon l'hypothèse avancée, l'état thermique du sol.

4.6.1.3 Application des résultats

Sur la base de ces constats, on peut raisonnablement envisager que **la comparaison détaillée de cartes BTS et de résistivité apparente est un outil qui peut permettre la détection, là où les deux variables ne sont à l'évidence pas corrélées, de la présence possible de processus d'échanges thermiques particuliers (atypiques) qu'il s'agira ensuite de comprendre.**

La figure 4.17b illustre ce propos : elle comprend une carte localisant les secteurs où BTS mesurées et BTS calculées à partir de ρ_a (cf. équation 4.3) diffèrent de manière plus ou moins conséquente. Dans cet exemple, les anomalies positives (où BTS mesurées > BTS calculées, en rouge) sont en grande partie dues au fait que l'on ne mesure pas la résistivité apparente

d'une accumulation sédimentaire (en raison de sa trop faible épaisseur), mais celle de la roche en place sous-jacente (cornieule) dont la résistivité est relativement élevée dans le secteur N du terrain. Quant aux anomalies négatives (en bleu), elles semblent se concentrer principalement dans des zones exposées au vent qui ont pu subir, en raison de l'amincissement du manteau neigeux, d'importantes phases de refroidissement durant l'hiver.

4.6.2 Lapires

4.6.2.1 Conditions du test

Le second test est issu de la partie inférieure de la pente d'éboulis des Lapires. En mars 1999, 71 mesures BTS ont été réalisées aussi précisément que possible aux mêmes emplacements que des mesures de résistivité apparente ($a = 12.5$ m, profondeur d'investigation estimée à 6-8 m) effectuées l'été précédent par traîné le long de 4 lignes horizontales parallèles (La-W01 à 04) situées dans la partie W de la pente (cf. fig. 8.6). Il n'y a pas suffisamment de points pour permettre de procéder au même type d'analyse (cartes interpolées) que ci-dessus. Les données sont analysées tout d'abord sans référence à leur disposition spatiale, puis en en tenant compte.

4.6.2.2 Analyse spatiale

Dans cette première approche, les 71 paires de valeurs (BTS, ρ_a) sont rangées selon l'ordre croissant des valeurs BTS (fig. 4.18a). On y constate :

- une forte variabilité des valeurs ρ_a ;
- 12 valeurs BTS inférieures à -4°C (points encadrés) qui semblent déconnectées de l'ensemble des autres mesures BTS; l'hypothèse est émise qu'il pourrait s'agir de points où serait intervenu un problème technique lors de l'acquisition des données (p. ex. surface du sol pas atteinte, un cas de figure tout à fait probable en cet hiver 1999 copieusement enneigé); ces points sont exclus.

Si l'on se concentre sur les 59 paires restantes, on remarque qu'une faible dépendance se dessine entre les deux variables (fig. 4.18b), certes peu significative ($r^2 = 0.34$). Ceci signifie qu'il n'y a pas de dépendance directe entre BTS et ρ_a , mais qu'une certaine tendance existe tout de même. Si l'on filtre la variabilité des valeurs à partir de la figure 4.18a par une moyenne mobile sur des fenêtres de 10 points, et que l'on retient une paire de valeurs tous les 5 points, la corrélation entre les deux variables s'accroît sensiblement ($r^2 = 0.86$, fig. 4.18c). Les conclusions sont dès lors ici les mêmes que celles issues du test effectué aux Becs-de-Bosson, à savoir :

- une dépendance entre BTS et ρ_a existe;
- elle n'est toutefois valable que pour un ensemble de points, mais pas pour une mesure prise séparément des autres.

Qu'en est-il si l'on procède à l'analyse de façon inverse, soit en rangeant tout d'abord les paires de valeurs par ordre croissant de ρ_a (manière de procéder en fait plus logique, étant donné que ρ_a peut être considérée comme plus stable dans le temps que BTS) ? La figure 4.19 permet de constater que les résultats sont similaires. Arbitrairement, on ne tient pas compte d'une dizaine de paires où les valeurs BTS semblent déconnectées de l'ensemble des autres valeurs obtenues (cercle rouge sur fig. 4.19a). Lorsque l'on filtre la variabilité des BTS à l'aide d'une moyenne mobile (voir ci-dessus), on remarque qu'une dépendance entre BTS et ρ_a existe ($r^2 = 0.9$, fig. 4.19c), dépendance valable uniquement pour un ensemble de points, mais pas pour une mesure prise séparément des autres (fig. 4.19b). Les conclusions tirées de la première manière de procéder sont ainsi confirmées et renforcées.

4.6.2.3 Analyse spatiale

Dans la figure 4.20, les paires de valeurs (BTS, ρ_a) sont comparées selon leur disposition sur les lignes de traîné. Une très bonne relation ($r^2 = 0.87$) s'observe pour La-W01, si l'on ne tient pas compte d'un point

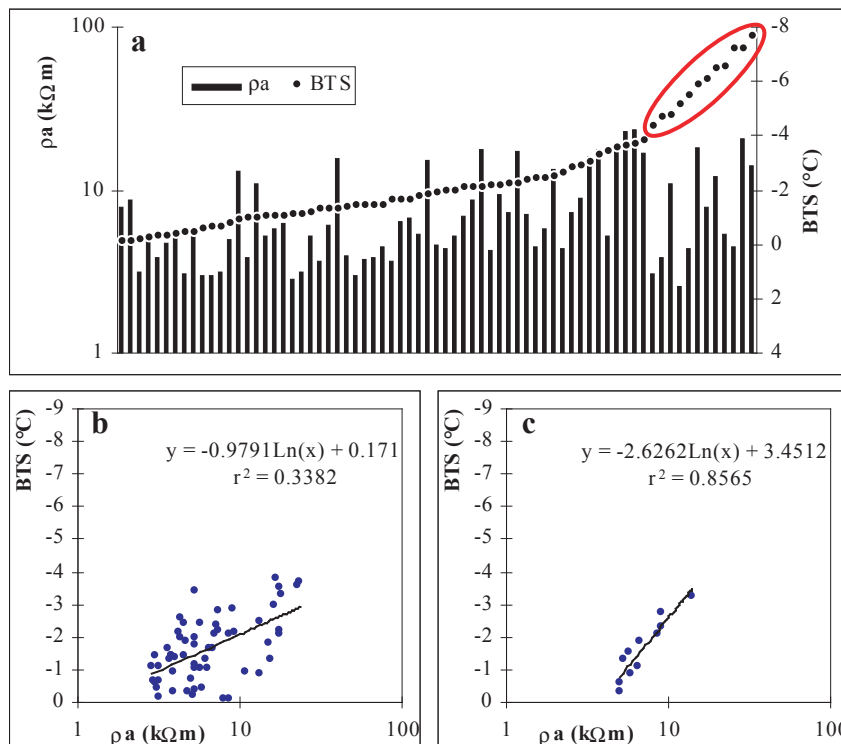


Fig. 4.18 Comparaison de paires BTS - résistivité apparente (ρ_a) dans l'éboulis des Lapires : a) (en haut) variation de ρ_a selon un ordre croissant des BTS; valeurs encadrées exclues; b) (en bas à gauche) comparaison des 59 paires restantes; c) (en bas à droite) comparaison de paires obtenues par moyenne mobile sur des fenêtres de 10 points à partir du graphique (a).

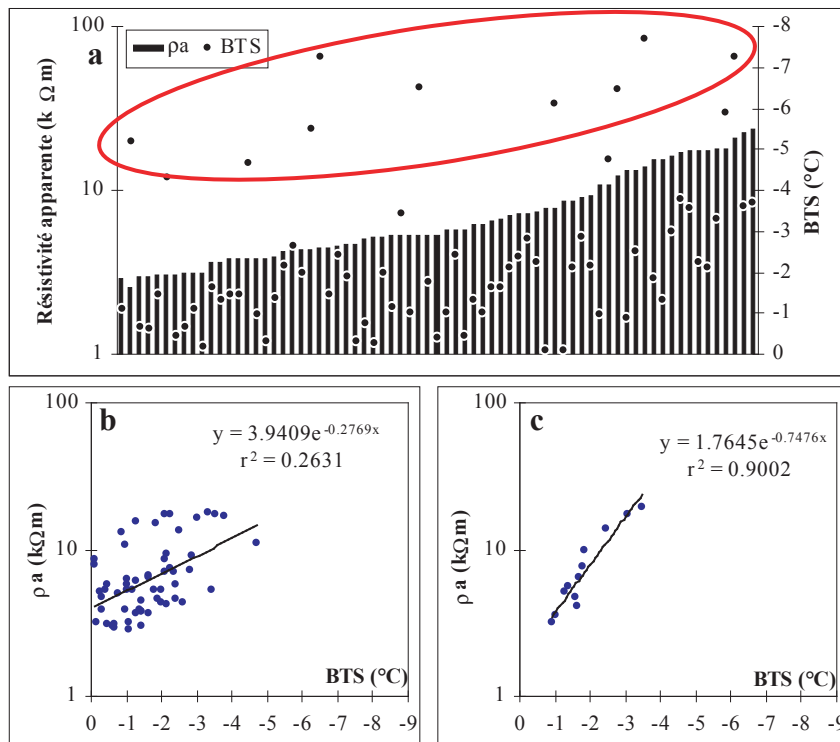


Fig. 4.19 Comparaison de paires résistivité apparente (ρ_a) - BTS dans l'éboulis des Lapires : a) (en haut) variation des BTS selon un ordre croissant des ρ_a ; valeurs encerclées exclues; b) (en bas à gauche) comparaison des 61 paires restantes; c) (en bas à droite) comparaison de paires obtenues par moyenne mobile sur des fenêtres de 10 points à partir du graphique (a).

divergeant. Une telle dépendance des deux variables n'existe pas dans les trois autres lignes. Pour tous les points, une valeur BTS est ensuite calculée (BTS_{sim}) à partir de la relation déterminée dans la ligne La-W01 (équation cf. fig. 4.20) et est reportée sur le graphique. On remarque alors que les mesures BTS plus froides que BTS_{sim} se concentrent spatialement sur la droite (W) de La-W02 et de La-W03. Quant à aux mesures BTS qui sont plus chaudes que BTS_{sim} , elles se situent toutes dans la partie gauche (E) de La-W03 et La-W04. Ce constat peut être le signe d'une double «anomalie» du régime thermique de l'éboulis des Lapires qu'il s'agit maintenant d'approfondir. Ceci constituera l'objet de la section 8.3.

4.6.3 Conclusions

La confrontation de mesures BTS et de résistivité électrique apparente du sol (à faible profondeur) aux Becs-de-Bosson et aux Lapires a révélé qu'une dépendance plus ou moins bien établie semble exister entre les deux types de données. Sur cette base, la comparaison détaillée de cartes BTS et de résistivité apparente devient un outil de détection, là où les deux variables ne sont à l'évidence pas corrélées, de possibles processus d'échanges thermiques *atypiques*, qu'il s'agira ensuite de comprendre.

4.7 SYNTHÈSE DES MESURES DE RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE

La mesure de la résistivité électrique du sol permet d'estimer les propriétés physiques, ainsi que la répartition verticale et latérale de différentes couches pouvant composer le sous-sol. La résistivité d'un pergélisol est notamment fonction de la teneur en glace du matériel, de l'origine de cette glace, mais aussi et surtout de la température et de la portion d'eau encore à l'état liquide. **La résistivité s'accroît considérablement lorsque la température s'abaisse au-dessous de 0°C et il y a lieu d'en tenir compte lors de l'interprétation des mesures (4.5).**

L'utilisation systématique d'une **configuration dissymétrique** et l'**analyse qualitative** attentive des valeurs mesurées (aspect d'une courbe) permettent d'améliorer sensiblement l'interprétation qui peut être faite d'un **sondage électrique vertical**, en particulier par la mise en lumière d'hétérogénéités spatiales de la composition du terrain (4.2).

Le **masquage** de zones profondes par des niveaux supérieurs de plus forte résistivité empêche souvent d'estimer convenablement les caractéristiques relatives à la géométrie et à la nature des couches du sous-

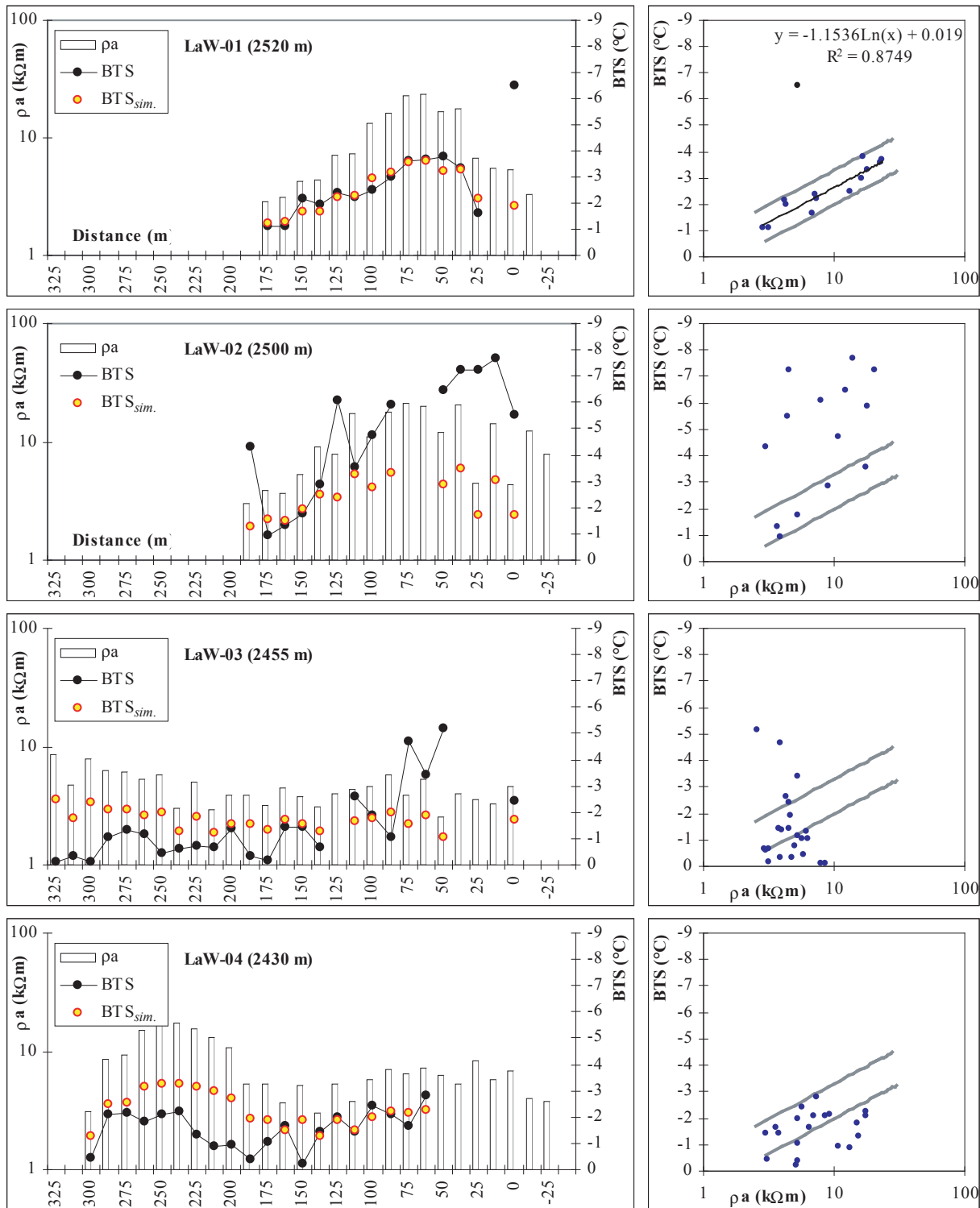


Fig. 4.20 Eboulis des Lapires : comparaison BTS – résistivité apparente (ρa) en fonction de leur disposition le long des lignes de traînées La-W01 à La-W04 (localisation, cf. fig. 8.6). A gauche, les distances sont comptées de W en E, 0 correspond à l'extrémité W de l'éboulis. La relation verticale entre les quatre graphiques correspond à leur disposition dans le terrain. $BTS_{sim.}$ sont calculées à partir de l'équation de régression déterminée pour La-W01. A droite, les marges $\pm 2\sigma$ (écart-type) de la relation BTS - ρa déterminée pour La-W01 (excepté un point) sont reportées sur les autres graphiques.

sol prospecté, que les données soient acquises par sondage vertical (4.2) ou par tomographie (4.4).

La **surveillance temporelle** de la variation saisonnière de la résistivité du sol par la répétition de **profils tomographiques** renforce la connaissance portant sur l'étroite relation qui existe entre température et résistivité électrique d'un matériel (4.5). Elle offre également la possibilité de mettre en évidence les

caractéristiques du fonctionnement thermique du terrain investigué.

La confrontation de mesures de résistivité apparente du sol (à faible profondeur) obtenues par **traînés** et mesures BTS a permis d'établir l'existence d'un certain degré de dépendance entre les deux types de données. Leur comparaison détaillée est un moyen de détection de possibles anomalies thermiques du sol (4.6).

5. AUTRES MÉTHODES

Pour comprendre le régime thermique d'un pergélisol, les mesures de température du sol **doivent être accompagnées**, dans la mesure du possible, de données concernant l'enneigement, la température de l'air et les paramètres du bilan radiatif (rayonnements tellurique et solaire) (cf. 2.2). Ce chapitre 5 décrit brièvement les méthodes qui m'ont permis l'acquisition directe de ces données sur le terrain (5.1-5.3). Quelques résultats d'intérêt général sont également présentés.

Une dernière section (5.4) est consacrée à une appréciation critique de l'utilisation du GPS, que ce soit dans le simple but de localiser des emplacements de mesure ou, objectif plus ambitieux, de détecter des mouvements de la surface d'un terrain.

5.1 MÂT À NEIGE

5.1.1 Principe

Le **développement du manteau neigeux hivernal** peut être reconstitué **en un point donné** lorsque l'on compare des enregistrements continus de la température effectués à différentes hauteurs au-dessus de la surface du sol. En effet, à l'exception des périodes de (très) mauvais temps, les oscillations thermiques du manteau neigeux sont distinctes de celles de l'air et s'atténuent de plus très rapidement avec la profondeur (explications détaillées, fig. 5.1).

5.1.2 Application

J'ai mis en place deux «mâts à neige» : l'un sur le glacier rocheux des Savolaires, à l'Alpage de Mille, l'autre dans le cirque du Creux du Van. Cinq, respectivement six capteurs UTL (cf. 3.3.1), fixés à intervalle

de 30 à 70 cm sur un piquet en bois bien arrimé (fig. 5.2), relèvent la température toutes les 2 heures entre la surface du sol et environ 2 m de hauteur. Les deux installations fonctionnent depuis l'hiver 1998/99.

La comparaison des courbes thermiques enregistrées par ces UTL permet de déterminer assez précisément à quel moment quels appareils sont enfouis plus ou moins profondément dans la neige. Les variations temporelles de l'épaisseur approximative de neige (+/- 15-30 cm) peuvent alors être retracées (fig. 5.1). Par la même occasion, le comportement thermique de la couche de neige est également connu (fig. 5.3). Des courbes d'évolution de l'épaisseur du manteau neigeux, telles que celles présentées à la figure 5.4, sont déterminées automatiquement dans une feuille de calcul Excel (Hauteur-neige.xls) que j'ai conçue (et dont je passe ici les détails relativement complexes de mise au point).

S'il ne peuvent évidemment être implantés qu'en des lieux épargnés par les avalanches, des mâts à neige de construction légère nécessitent également un terrain relativement plat, faute de quoi ils risquent fort d'être détruits par les mouvements de reptation et de tassement du manteau neigeux.

5.1.3 Fonte printanière du manteau neigeux

Parmi les multiples informations tirées de l'analyse des données fournies par les mâts à neige, les caractéristiques de la fonte printanière du manteau neigeux méritent un commentaire. A partir de la figure 5.4, on constate qu'à l'Alpage de Mille, la fonte débute généralement durant la deuxième quinzaine d'avril et ne dure que 15 à 30 jours environ. Durant cette période, la couche de neige perd chaque année, en moyenne, 7-10 cm d'épaisseur par jour. Au Creux

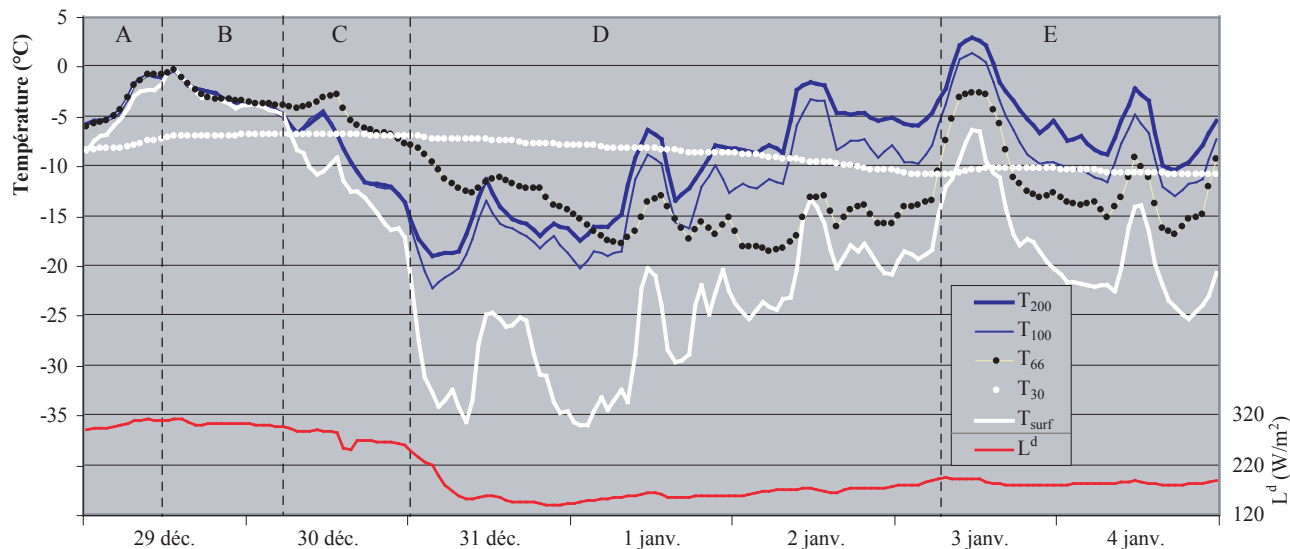


Fig. 5.1 Différenciation du comportement thermique de la neige et de l'air : exemple du 29 décembre 2001 au 4 janvier 2002 à l'Alpage de Mille. La température (T_{30}, \dots) est mesurée par des UTL placés à 30, 66, 100 et 200 cm au-dessus de la surface du sol. A 30 m de là, les données enregistrées par un pyrgéomètre (rayonnement infrarouge thermique) (cf. 5.3) permettent de déterminer la température de la surface de la neige (T_{surf}) selon la loi de Stefan-Boltzman : $L_{up} = \epsilon \sigma T_{surf}^4$, où L_{up} est le rayonnement infrarouge émis par la neige, $\sigma = 5.669 \cdot 10^{-8}$ (constante de Stefan-Boltzman) et ϵ est l'émissivité du corps rayonnant (1 étant l'émissivité parfaite d'un «corps noir»). Dans notre cas, T_{surf} semble le mieux estimée lorsque ϵ vaut 0.91. Les mesures de rayonnement infrarouge émis par l'atmosphère (L^d) sont également reportées; les grandes variations de L^d sont étroitement dépendantes de la couverture nuageuse: les valeurs sont les plus faibles lorsque le ciel est dégagé. Les données proposées peuvent s'interpréter comme suit :

- Durant toute la période, l'absence de variations journalières de T_{30} indique que la hauteur de neige (HN) est en permanence (nettement) supérieure à 30 cm.
- A : T_{66} , T_{100} et T_{200} sont identiques; T_{surf} leur est légèrement inférieure. Ceci signifie que HN est inférieure à 66 cm (probablement de l'ordre de 40-50 cm), que le temps est couvert (L^d) et probablement venteux; de faibles chutes de neige sont possibles.
- B : Il neige. T_{surf} , T_{66} , T_{100} et T_{200} sont quasiment égales.
- C : Le comportement distinct de T_{66} indique que HN est désormais supérieure à 66 cm (estimation : 75-80 cm). Le temps est couvert (L^d) et légèrement venteux (T_{100} et T_{200} sont encore identiques).
- D : Le ciel devient clair dès la seconde partie de la nuit du 30 au 31 décembre. Durant la nuit, T_{surf} s'abaisse au-dessous de -35°C (15 à 20°C plus bas que l'air). Le vent a cessé et l'air devient stable : T_{100} est systématiquement plus froide que T_{200} . Les variations de T_{66} , dictées par T_{surf} , s'amplifient peu à peu et indiquent que HN diminue (la neige fraîche se tasse) mais demeure supérieure à 66 cm.
- E : Dès le matin du 3 janvier, les variations de T_{66} sont similaires à celles de l'air (T_{100} et T_{200}) : HN est désormais inférieure à 66 cm.

du Van, pourtant situé 1200 m plus bas, la neige ne disparaît que quelques jours plus tôt. Le rythme de fonte est par contre variable selon les années.

A partir des données du tableau 5.1, il est intéressant de noter qu'entre 1999 et 2003, la date de disparition de la neige a varié dans un intervalle de 23 jours à Mille, alors que cet intervalle n'était que de 11 jours au Creux du Van. On constate également que la fonte de la partie basale de la couche de neige est ralentie au Creux du Van. En effet, les 40 derniers centimètres de neige disparaissent en moyenne en 4 jours à l'Alpage de Mille, alors qu'il faut compter au moins autant de temps pour seulement 20 centimètres au Creux du Van.

Dans une récente publication, BENISTON *et al.* (2002) ont lié, dans un certain sens, la date de disparition de la neige avec l'importance des précipitations neigeuses qui se produisent durant l'hiver, à savoir durant les mois de décembre, janvier et février. En voulant vérifier la solidité de cette assertion sur la base des données à disposition à l'Alpage de Mille et au Creux du Van, j'ai déterminé, pour chaque jour entre novembre et mai, le coefficient de corrélation r_0 entre les valeurs de hauteur de neige mesurées chaque année ce jour-là et les dates de fonte complète (N_0 , cf. tabl. 5.1). Si les propos de BENISTON *et al.* sont corrects, ce coefficient doit être proche de 1 dès la fin du mois de février. Pour tenir compte des particularités escomptées de la fonte basale du manteau neigeux,

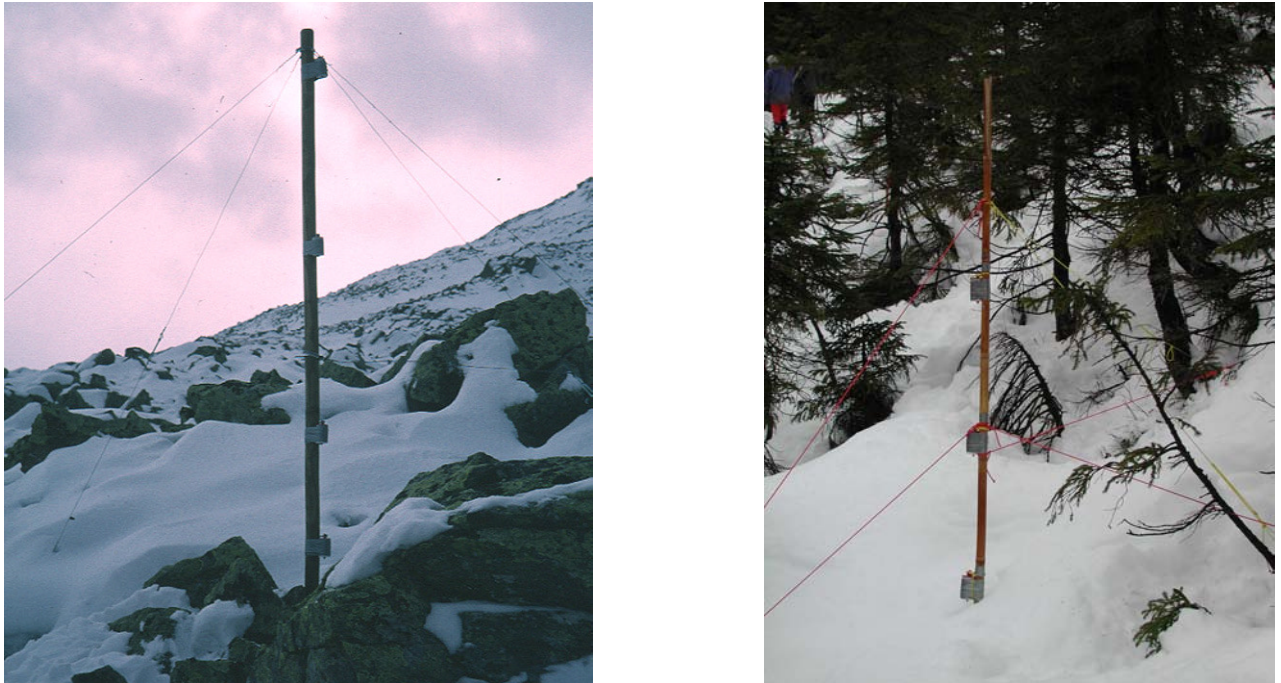


Fig. 5.2 Mâts à neige : à gauche, sur le glacier rocheux des Savoires (Alpage de Mille) avec capteurs visibles à 30, 66, 130 et 200 cm de hauteur (novembre 2000); à droite, au Creux du Van avec capteurs visibles à 100, 140 et 180 cm (février 2001).

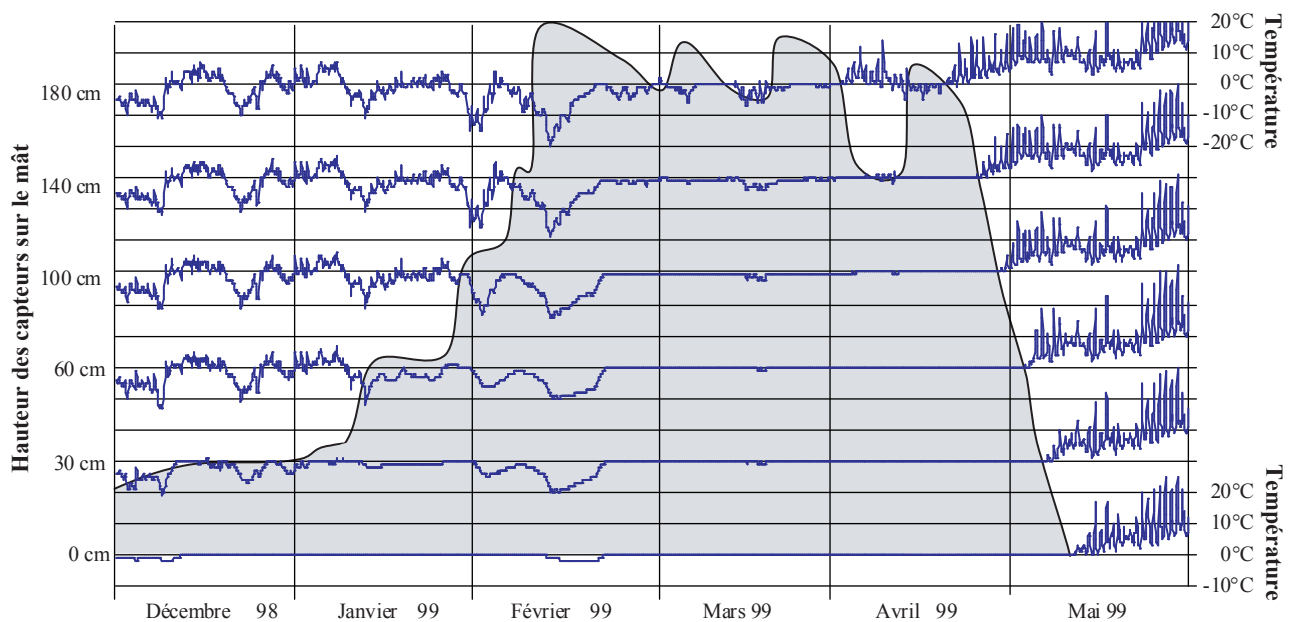


Fig. 5.3 Evolution de la couverture de neige durant l'hiver 1998/99 au Creux du Van (DELALOYE & REYNARD 2001). L'épaisseur de neige (surface grise) est estimée graphiquement à partir des variations de température mesurées par les UTL fixés à différentes hauteurs (indiquées à gauche) sur le mât à neige. Echelle de température uniquement représentée pour les niveaux 0 et 180 cm. Remarquer la pénétration aisée de la vague de froid de mi-février au travers d'une couche de neige épaisse de plus de 180 cm. A 30 cm, la température passe ainsi de 0 à -9.5°C en quelques jours ! Une telle perte de chaleur ne s'effectue à l'évidence pas par simple conduction thermique (cf. 7.2.2.4, 7.3).

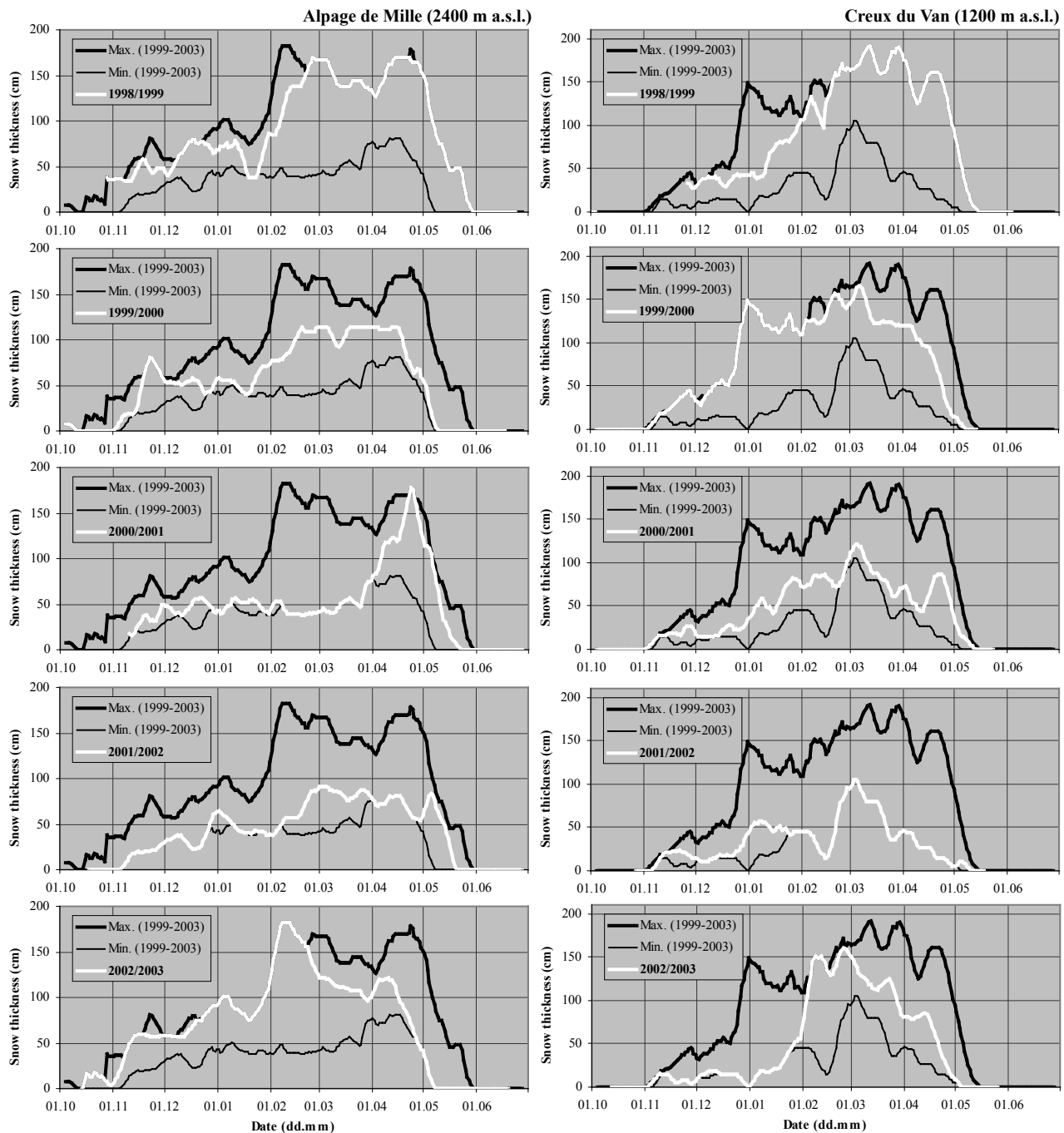


Fig. 5.4 Hauteur de neige (valeur moyenne sur 7 jours) estimée à partir des mâts à neige de l'Alpage de Mille (2400 m.s.m.) et du Creux du Van (1200 m.s.m.) de 1998/99 à 2002/03 et comparaison avec les valeurs minimales et maximales survenues durant cette période.

j'ai également calculé un coefficient r_{40} , respectivement r_{20} , en utilisant cette fois les dates auxquelles le manteau neigeux n'atteignait plus que 40 cm d'épaisseur à Mille et 20 cm au Creux du Van. L'évolution temporelle de ces coefficients est représentée sur la figure 5.5.

A Mille, où la fonte des derniers 40 cm de neige se déroule chaque année à un rythme relativement similaire, il n'y a pas de différence significative entre les comportements de r_{40} et r_0 . Outre le constat original de coefficients de corrélation négatifs élevés vers le 24 janvier (i.e., durant les 5 années de mesure, plus la

Tabl. 5.1 Dates estimées de fonte de la neige à l'Alpage de Mille (2400 m.s.m.) et au Creux du Van (1200 m.s.m.).

Année		1999	2000	2001	2002	2003	Moyenne
Alpage de Mille	N ₄₀	23 mai	3 mai	11 mai	14 mai	30 avril	10 mai
	N ₀	26 mai	6 mai	19 mai	17 mai	4 mai	14 mai
	Durée N ₄₀ -N ₀ (jours)	3	3	8	3	4	4
Alpage de Mille	N ₂₀	9 mai	29 avril	3 mai	19 avril	27 avril	29 avril
	N ₀	11 mai	4 mai	9 mai	7 mai	1 mai	6 mai
	Durée N ₄₀ -N ₀ (jours)	2	5	6	18	4	7

N₄₀, N₂₀ : hauteur de neige = 40 cm, 20 cm; N₀ : disparition complète de la neige

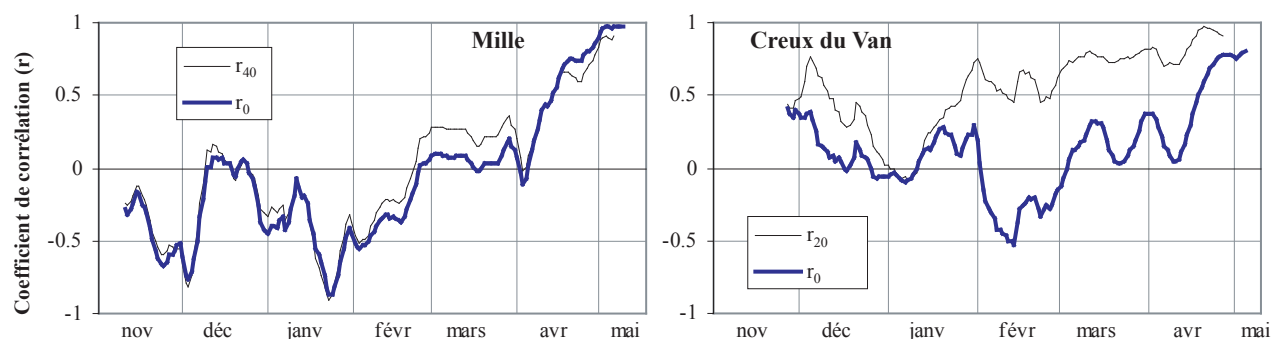


Fig. 5.5 Evolution temporelle des coefficients de corrélation r_{40} (r_{20}) et r_0 (explications, cf. texte) à l'Alpage de Mille (2400 m.s.m.) et au Creux du Van (1200 m.s.m.) selon les données de 1998/99 à 2002/03.

neige était épaisse à fin janvier, plus la fonte complète du manteau neigeux fut par la suite précoce !), on ne note pas de dépendance significative entre la date de disparition de la neige et l'épaisseur de la couche de neige avant le milieu du mois d'avril, c'est-à-dire avant que le manteau neigeux ne débute sa fonte. Ceci n'a rien d'étonnant, étant donné, comme ce fut le cas en avril 2001 ou au début mai 2002 (cf. fig. 5.4), qu'à l'altitude de l'Alpage de Mille (2400 m.s.m.) d'importantes chutes de neige peuvent encore se produire au printemps et, par là, retarder considérablement la fonte complète du manteau neigeux.

Au Creux du Van, r_{20} et r_0 ne se comportent pas de manière identique. A partir de début mars, r_{20} est en permanence supérieur à 0.7, signe qu'il existe un lien entre la date à laquelle la hauteur de neige n'est plus que de 20 cm et l'épaisseur de neige à la fin de l'hiver climatique (décembre-janvier-février). Il n'y a en revanche pas de corrélation entre la hauteur de neige

et la date de disparition complète de la neige : r_0 demeure très faible jusqu'à mi-avril.

En résumé, nous retiendrons de l'analyse des données récoltées à Mille et au Creux du Van durant les 5 hivers 1998/99 à 2002/03 :

- qu'à **2400 m.s.m.** (Mille), **il n'y a pas de lien direct entre l'épaisseur de neige durant l'hiver et la date de disparition complète du manteau neigeux**; l'assertion de BENISTON *et al.* (2002) ne s'y vérifie pas;

- qu'au Creux du Van (à **1200 m.s.m.**) si la **date de disparition** de la majeure partie **du manteau neigeux est liée à l'épaisseur de neige à la fin de l'hiver climatique** (décembre-février), corroborant les propos de BENISTON *et al.* (2002), **la fonte de la neige y est cependant le plus souvent ralentie au moins dans les 20 derniers cm**. Les causes de ce comportement a priori atypique seront discutées plus loin (cf. 7.3.8.d).

5.2 TEMPÉRATURE DE L'AIR

5.2.1 Mesures effectuées

Sur plusieurs sites, la température de l'air est mesurée à environ 2 m de hauteur et enregistrée toutes les heures par de petites stations climatiques MADD (Etrelec, Renens). J'ai installé de tels équipements à l'Alpage de Mille (2400 m.s.m., fig. 5.6) et au Creux du Van (1200 m.s.m., fig. 5.7) en octobre 1997, ainsi qu'aux Lapires (2500 m.s.m., fig. 5.8) en novembre 1998, et assuré depuis leur fonctionnement. A Réchy, j'ai poursuivi les enregistrements initiés par TENTHOREY (1993) et repris par GARDAZ (1999) : les données sont ici disponibles pour deux stations situées aux extrémités aval et amont du glacier rocheux des Becs-de-Bosson (2610 et 2795 m.s.m., fig. 5.9) depuis novembre 1992 (jusqu'en août 2000 seulement pour la station inférieure). Toutes les stations sont contrôlées et les enregistrements relevés lors de visites qui s'effectuent en général deux à trois fois par année. A l'exception de la station supérieure de Réchy, la qualité des données enregistrées lorsque l'enneigement est important peut s'avérer précaire (cf. explications fig. 5.6-5.9).

Occasionnellement, à basse altitude, la température de l'air a également été enregistrée par des UTL attachés à des arbres et placés sur le côté N abrité du soleil.



Fig. 5.6 Mini-station climatique MADD sur le glacier rocheux des Savoires (Alpage de Mille). A droite : lors de périodes très enneigées (ici en février 1999, ce fut le cas également en février 2003) la sonde thermique se trouve très proche de la surface de la neige et de ce fait, mesure par temps clair des températures «anormalement» basses (cf. fig. 5.1).

5.2.2 Particularités locales du régime thermique

Lorsque l'on compare les données fournies par les stations des sites d'altitude, il est surprenant de constater l'ampleur des variations horaires, journalières et saisonnières de l'écart thermique entre deux stations.

5.2.2.1 Inversion saisonnière à Réchy

Entre les deux stations de Réchy, le gradient s'inverse selon la saison. En été, la température moyenne est plus basse à la station supérieure (2795 m.s.m.), de l'ordre de 1°C, ce qui représente une différence de température «normale» compte tenu de la différence d'altitude (185 m). En première partie d'hiver, la station inférieure, qui n'est pourtant pas située dans une dépression du terrain susceptible de piéger de l'air froid, indique une température moyenne plus basse de 0.5 à 1°C par rapport à la station supérieure, ce qui fait une différence saisonnière de 1.5 à 2°C.

5.2.2.2 Formation et vidange de nappes d'air froid

La figure 5.10 propose en exemple pour Mille, Réchy et Lapires la semaine du 8 au 14 janvier 2002, une période de beau temps (cf. 5.3). La température mesurée à l'Alpage de Mille (fig. 5.10a) révèle, en



Fig. 5.7 Mini-station climatique MADD au Creux du Van. A droite : lors de grosses chutes de neige (ici en février 2003), en l'absence habituelle de vent, la station s'encapuchonne de neige fraîche; cette situation disparaît dès qu'un redoux s'installe.



Fig. 5.8 Capteur de température de l'air aux Lapires. A gauche : pour être protégée des avalanches, la sonde est installée à l'aval du pylône P10, à 2.5 m de hauteur. A droite : en 2001, plusieurs avalanches se sont arrêtées durant l'hiver au niveau du pylône, augmentant considérablement l'épaisseur de neige; en avril, la sonde a ainsi été enfouie sous la neige; elle a ensuite été pliée par le tassement du manteau neigeux.



Fig. 5.9 A gauche, station MADD 143 (2610 m.s.m.), à l'aval du front du glacier rocheux des Becs-de-Bosson. Cette station, installée en 1988 par TENTHOREY (1993) et endommagée par le « poids » de la neige au printemps 2000 (à gauche) a été modifiée et déplacée sur le front du glacier rocheux en août 2000. Au centre et à droite (cercle), la station MADD 142 (2795 m.s.m.) dans les racines du glacier rocheux.

dehors du réchauffement diurne quotidien, d'incessantes variations atteignant parfois 2°C et, fréquemment, un maximum nocturne aux environs de minuit. Les enregistrements de Réchy (2795 m.s.m.) comportent également de telles variations, toutefois d'ampleur généralement moindre, alors qu'aux Lapires, elles sont insignifiantes (fig. 5.10b). La température de Réchy est souvent plus élevée que celle des Lapires et du même ordre qu'à Mille, alors que le site est situé 300, respectivement 400 m plus haut. A Mille, les données enregistrées sur le mât à neige (voisin de la station MADD) par les capteurs qui ne sont pas enfouis sous la neige confirment l'existence de ces variations thermiques (fig. 5.10c). On constate que l'écart de température entre les capteurs tend à diminuer lors des maxima relatifs, ce qui indiquerait qu'un brassage de l'air a lieu à ces moments-là.

Les variations de température observées montrent qu'aux emplacements de la station MADD et du mât à neige à Mille alternent des phases de formation puis de vidange d'une «nappe» d'air froid. Lorsque la nappe s'écoule, une subsidence d'air «chaud» qui n'a pas été en contact avec la surface sur-refroidie de la neige se produit et tend à élever la température à proximité du sol. Au vu des températures relativement élevées qui y sont enregistrées, probablement en raison de sa situation micro-topographique (cf. fig. 5.9) la station supérieure de Réchy semble ne pas être directement concernée ni par la formation ni par l'écoulement de «nappes» d'air froid. Au contraire, la station des Lapires, tout comme probablement la station inférieure de Réchy sont en permanence affectées par des écoulements d'air froid en provenance des versants supérieurs. Notons qu'en cas de mau-

vais temps ou lorsque le ciel est couvert (cf. 5.3), les oscillations thermiques cessent et l'écart de température entre les différentes stations redevient comparable à celui de la saison estivale.

En conséquence, l'écart thermique entre l'Alpage de Mille (2400 m.s.m.) et Réchy (2795 m.s.m.), qui est de 3°C environ durant les mois d'été, tombe aux alentours de 1°C seulement durant l'hiver (fig. 5.11). Lorsqu'une situation de haute pression se maintient et que la masse d'air qui recouvre les Alpes est douce, comme ce fut le cas durant tout le mois de février 1998, la température de l'air à Mille peut même devenir plus froide qu'à Réchy (le cas de 2003 est quant à lui dû à l'épaisse couche de neige qui a biaisé les températures mesurées à Mille, fig. 5.3, 5.6). Les différences saisonnières entre Mille et les Lapires sont quant à elles faibles et irrégulières (fig. 5.11b). Relevons pour terminer (fig. 5.11a) qu'en comparaison avec Réchy, Mille s'est déjà refroidi en novembre et décembre, période durant laquelle le manteau neigeux est encore peu épais (cf. fig. 3.2, 5.3) et les échanges de chaleur entre le sol et l'air peuvent encore être intenses.

5.2.2.3 Différences saisonnières avec stations du réseau ANETZ (Météo-Suisse)

Il est intéressant de noter que les différences saisonnières observées à Réchy entre les racines et le front du glacier rocheux des Becs-de-Bosson (cf. 5.2.2.1) ou celles décelées entre Réchy et Mille (cf. 5.2.2.2), se retrouvent également lorsque l'on effectue une comparaison avec les stations de haute altitude du réseau ANETZ (Météo-Suisse). A titre d'exemple,

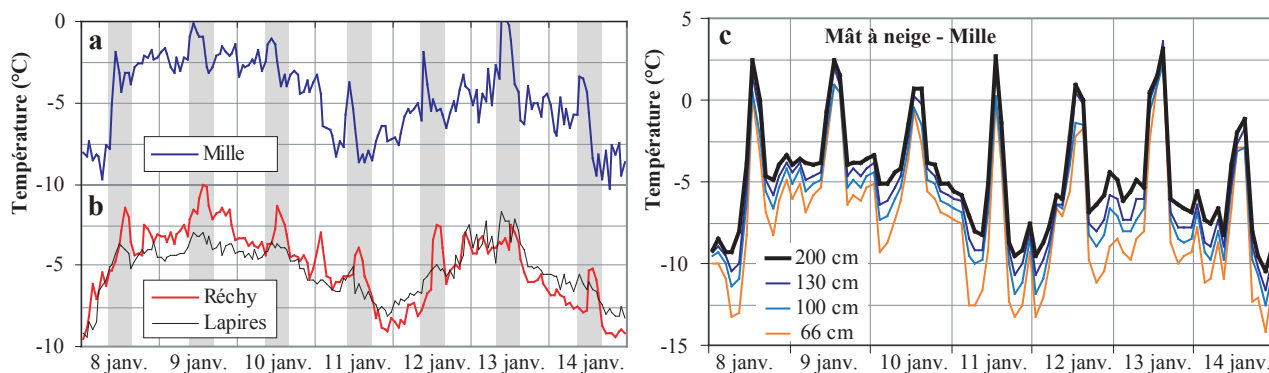


Fig. 5.10 Variations de température de l'air enregistrée à Mille (glacier rocheux des Savoires, 2400 m.s.m.) (a) par la station MADD, (c) par les capteurs non enfouis du mât à neige, et (b) à Réchy (2795 m.s.m.) et aux Lapires (2500 m.s.m.) du 8 au 14 janvier 2002. Dans (a) et (b), ensoleillement possible durant les périodes en grisé.

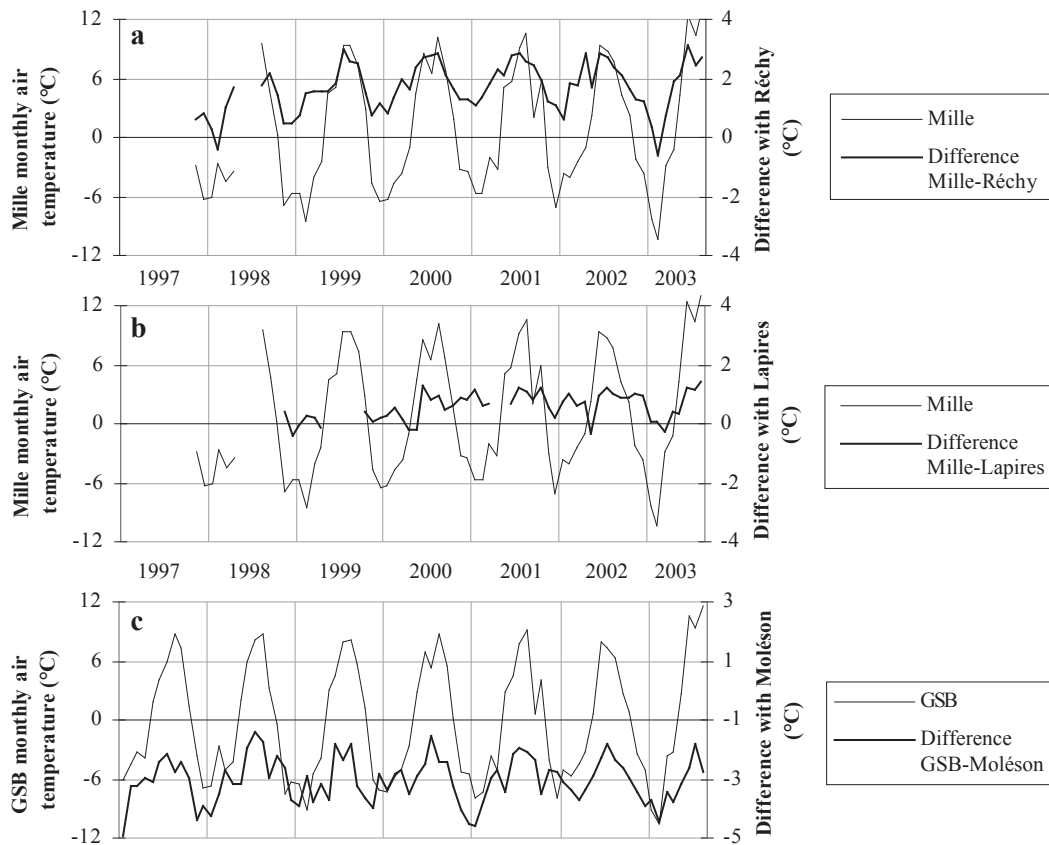


Fig. 5.11 Température moyenne mensuelle de l'air à l'Alpage de Mille (2400 m.s.m.) et a) différences mensuelles avec les valeurs de Réchy (2795 m.s.m.), b) avec celles des Lapires (2500 m.s.m.); c) température moyenne mensuelle de l'air au col du Grand-St.-Bernard (2473 m.s.m.) et différences mensuelles avec Moléson (1972 m.s.m.) (pour ces deux stations, données Météo-Suisse).

les différences saisonnières constatées entre la station du col du Grand-St-Bernard (GSB, 2473 m.s.m.), sur la crête principale des Alpes, et la station située au sommet du Moléson (1972 m.s.m.) dans les Préalpes Fribourgeoises ont également été illustrées à la figure 5.11. On remarque des variations saisonnières de l'écart thermique mensuel qui atteignent environ 2 à 3°C (comme entre Mille et Réchy !). Les températures moyennes mensuelles enregistrées au GSB se comportent comme celles de Mille, alors que celles mesurées au sommet du Moléson ont un écart presque constant avec les températures moyennes mensuelles de Réchy (2795 m.s.m.). Le col du GSB étant encaissé entre deux versants, il est probable que ce site soit affecté en hiver par des écoulements d'air froid. Ceci n'est pas le cas du Moléson.

5.2.2.4 Conclusions

La comparaison des températures relevées par les différentes stations météo d'altitude montre qu'en

hiver, **selon la manière dont se forment et s'écoulent des «nappes» d'air froid par temps clair, la température moyenne mensuelle de l'air peut localement être abaissée de 2 à 3°C** (c'est le cas en particulier sur le glacier rocheux des Savoires à l'Alpage de Mille), sans que les sites concernés soient localisés dans des dépressions du terrain. Comme ce processus est déjà **très efficace dès le mois de novembre**, alors que le manteau neigeux n'est pas encore bien formé, il peut contribuer, dans une mesure encore à déterminer, à renforcer le refroidissement du sol.

De plus, d'un point de vue général, l'extrapolation de valeurs de températures à partir de réseau ANETZ est à effectuer avec précaution. Les emplacements des stations de haute altitude de ce réseau sont en effet eux aussi soumis à des phénomènes thermiques saisonniers locaux pouvant abaisser la température moyenne mensuelle de l'air de 2 à 3°C durant les mois d'hiver.

5.3 PARAMÈTRES DU BILAN RADIATIF

5.3.1 Utilité des paramètres du bilan radiatif

Le bilan radiatif comprend les quatre composantes :

- rayonnement solaire (ondes courtes) incident (K_d), qui peut être direct ou diffus,
- part du rayonnement solaire réfléchi par la surface du sol (K^{up}) en fonction de son *albédo*,
- rayonnement tellurique, ou thermique infra-rouge (ondes longues), en provenance de l'atmosphère (L_d) (cf. *fig. 5.1*),
- rayonnement thermique de la surface du sol (L^{up}) (cf. *fig. 5.1*).

Ces paramètres, notamment ceux liés au rayonnement solaire (K_d , K^{up}), font partie des facteurs importants de régulation du régime thermique d'un sol (HOELZLE 1994). En région de montagne, la variabilité dans le temps (sur de nombreuses années) de ces paramètres peut être considérée comme négligeable. Par contre, l'orientation et l'inclinaison variables de la topographie, ainsi que la manière dont se répartit et perdure la neige dans le terrain (en raison de son *albédo* élevé), rendent considérable la variabilité spatiale de K_d et K^{up} en particulier.

Parmi les applications particulières des paramètres du bilan radiatif, notons que le rapport entre K_d et K^{up} (*albédo*) permet de déterminer la présence ou l'absence d'une couche de neige (même très fine). L_d est utile pour connaître la clarté du ciel, de jour comme de nuit : en effet, des différences de l'ordre de 100 W/m² s'observent généralement selon l'absence ou la présence de nuages (cf. *fig. 5.1*). K_d permet d'estimer la densité d'une couverture nuageuse durant la journée. L^{up} , quant à lui, offre la possibilité de déterminer la température de la surface du sol (cf. *fig. 5.1*).

Sur le glacier rocheux des Savolaires, à l'Alpage de Mille, les quatre composantes du bilan radiatif sont mesurées par la mini-station climatique MADD qui est équipée d'un radiomètre (CNR 1, Kipp & Zonen). Aux Lapires, K_d et K^{up} sont mesurés par deux pyranomètres (*fig. 5.12*), alors qu'à Réchy et au Creux du Van, seul K_d est observé.

5.3.2 Variations spatiales du bilan radiatif

A Mille, de l'automne 1998 à l'automne 2003, les valeurs moyennes annuelles des quatre composantes furent : $K_d = 163$ W/m², $K^{up} = 57$ W/m², $L_d = 271$ W/m², $L^{up} = 294$ W/m², soit un bilan radiatif positif de 83 W/m². En simplifiant, ceci signifie qu'en moyenne durant l'année, **83 W/m² doivent être perdus par le sol** (neige y compris) par échange de chaleur avec l'atmosphère ou l'eau de ruissellement **pour que sa température demeure à long terme constante** et que le pergélisol qui s'y trouve soit préservé.

Les variations spatiales de K_d sont notamment dépendantes de l'horizon topographique d'un site. Ainsi, aux **Lapires**, où l'ensoleillement direct est réduit à 8 mois par année, durant la même période qu'à Mille, $K_d = 126$ W/m². L'enneigement prolongé maintient $K^{up} = 58$ W/m². Si l'on suppose les autres flux équivalents à ceux obtenus à Mille, seule une compensation de 45 W/m² est ici nécessaire, soit presque **deux fois moindre**.

Au bas des pentes ombragées de l'éboulis du Creux du Van (5 mois sans soleil), K_d n'est que de 66 W/m² (valeur mesurée à 2 m de hauteur, au-dessus de la strate arbustive qui occupe ce site). Sachant qu'un tiers environ de ce flux est absorbé ou réfléchi par la végétation arbustive (DELALOYE & REYNARD 2001), supposant également qu'un tiers de K_d est réfléchi par le sol et que le bilan du rayonnement thermique est déficitaire d'environ 20 W/m², le bilan radiatif se rapproche tangiblement de 0. **Ainsi, au Creux du Van, il ne serait pas nécessaire que le sol perde une quantité de chaleur importante en compensation du bilan radiatif pour que les conditions thermiques qui y règnent s'y maintiennent.**

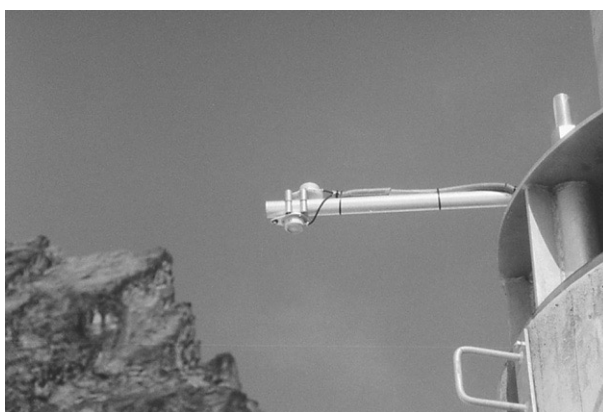


Fig. 5.12 Pyranomètres aux Lapires pour la mesure de K_d et K^{up} .

5.3.3 Estimation de l'ensoleillement direct potentiel par compas solaire

Afin de déterminer les variations d'ensoleillement dues à la topographie sur l'ensemble d'un site, le rayonnement solaire direct potentiel (RSP) a été estimé à l'emplacement de plusieurs capteurs de température du sol à Mille, aux Lapires, au Creux du Van et au pied de l'éboulis de la Monnaie/Trappistes par S. EISENRING à l'aide d'un compas solaire (AFFENRANGER 2001, EISENRING 2003, KRUMMENACHER *et al.* 2003). On constate ainsi par exemple (fig. 5.13) la différence drastique d'apport d'énergie solaire potentielle entre la partie basse et l'extrémité supérieure (RSP 11) de l'éboulis du Creux du Van. En général, par rapport à K_d mesuré, RSP est exagéré de 30 à 70 W/m^2 durant les mois d'été et sous-estimé de 10 à 70 W/m^2 durant les mois d'hiver (fig. 5.13). Dans ce second cas, l'écart représente essentiellement la part de rayonnement diffus qui est comprise dans K_d .

5.3.4 Asymétrie saisonnière du rayonnement solaire incident

Constatons encore sur la figure 5.13 l'asymétrie des courbes de valeurs mensuelles de K_d à Mille et, particulièrement marquée, aux Lapires : les valeurs de K_d au printemps sont plus élevées qu'en automne. Or, une courbe de K_d devrait être symétrique de part et d'autre du 21 juin : sur le graphique, les mois précédant juin indiquent des valeurs légèrement inférieures à celles des mois qui suivent juin. Ceci est le cas au Creux du Van. Dans les deux autres sites (de même qu'à Réchy), les valeurs de K_d au printemps sont nettement supérieures à celles de l'automne; on peut estimer l'«anomalie» positive printanière comme étant de l'ordre de 30-40 W/m^2 . Quelle en est l'origine ?

J'attribue cet apport supplémentaire en grande partie au réfléchissement de K_d par la neige présente dans les versants situés au-dessus des stations de mesure. Cet apport cesse vers le mois de juin, lorsque la neige disparaît dans ces versants. La station du Creux du Van est quant à elle principalement dominée par des parois rocheuses verticales, raison pour laquelle il n'y a pas d'asymétrie saisonnière.

5.4 LOCALISATION D'EMPLACEMENTS DE MESURE ET DÉTECTION DE MOUVEMENTS DE SURFACE PAR GPS

5.4.1 Localisation d'emplacements

Dans la plupart des cas, la localisation des points de mesures (BTS, UTL, géoélectrique) a été déterminée à l'aide d'une boussole, d'un altimètre et d'une carte. Néanmoins, la répétition de mesures BTS plusieurs années consécutives demande des moyens de localisation plus précis. A condition que le site ne soit pas situé sous un horizon élevé et fermé (p. ex. Creux du Van), l'emploi du GPS est envisageable.

Afin de rendre l'opération peu encombrante, nous avons tenté d'utiliser des GPS de «poche» (Garmin Extrex Summit). S'il s'est avéré que la précision obtenue était parfois excellente, l'expérience montre qu'il n'est pas possible en général de compter sur une précision supérieure à 15 m. Pour des mesures qui doivent s'effectuer tous les 15-20 m, ce n'est de loin pas suffisant. L'emploi d'un appareil plus performant (SR 530, Leica Geosystems), mais plus volumineux (heureusement, celui-ci se contient dans un petit sac à dos) et bien plus cher, résout le problème en assurant une précision de localisation généralement inférieure

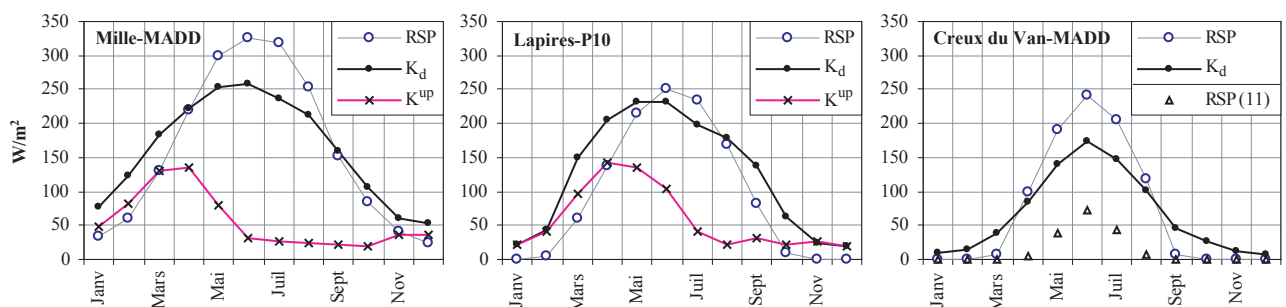


Fig. 5.13 Rayonnement solaire direct potentiel (RSP) estimé par compas solaire (EISENRING 2003) et rayonnement solaire global incident (K_d) et réfléchi (K^{up}) mesuré sur différents sites. RSP (11), cf. texte.

à 5 m. Ce système a par exemple été utilisé pour les mesures BTS répétées à Réchy (Becs-de-Bosson et Tsavolires) ainsi qu'à Mille. Aux Lapires, l'accès aisé du site en hiver permet de mettre en œuvre la technique du GPS différentiel (DGPS) en temps réel (RTK) par l'utilisation de deux récepteurs (base et mobile), ce qui assure une précision des points de mesure inférieure au mètre (avec GPS mobile sur le dos, cf. *fig. 3.6*).

5.4.2 Mouvement de la surface d'un terrain

La technique du DGPS/RTK (e.g. LAMBIEL *et al.* 2003, LAMBIEL & DELALOYE in prep., ROER 2003) a également été appliquée pour déterminer les **déplacements (de la surface) du terrain** sur les sites d'Aget et de Réchy (Becs-de-Bosson). Des points ont été marqués précisément sur des blocs (1 par bloc à Aget, 3 à Réchy) et mesurés une première fois en octobre 2001. Leurs emplacements ont été relevés une seconde fois lors de campagnes menées en juillet, respectivement octobre 2003.

La précision obtenue pour des points demeurés fixes (principalement sur roche en place) fut dans tous les cas supérieure à 3 cm, souvent de l'ordre de 0.5 à 1 cm. Le temps durant lequel une mesure

est effectuée n'étant que de quelques secondes, **100 à 200 points peuvent être mesurés en une journée** en fonction de la topographie du terrain.

Par l'utilisation de cette technique, si les points de mesures sont bien répartis dans l'espace, **les zones de compression ou d'extension du terrain en mouvement peuvent également être déterminées.** De même, à partir de trois répétitions des mesures, pour autant que les déplacements soient d'une certaine ampleur (> 5 cm environ), il devient possible d'estimer les pertes ou gains relatifs de volume du matériel en mouvement, ainsi que d'éventuelles modifications des vitesses de déplacement au cours du temps (LAMBIEL & DELALOYE in prep.).

Dans la marge proglaciaire historique du glacier d'Aget, des déplacements horizontaux allant jusqu'à 55 cm ont été observés en un peu moins de deux ans (cf. 6.4.3). A Réchy, en plus des déplacements du terrain, les mouvements de rotation **en 3D** des blocs ont pu être reconstitués. Les premières analyses montrent que **des blocs, situés sur le front d'un glacier rocheux actif et qui se sont déplacés de plus de 2 m en deux ans, n'ont connu aucun mouvement de rotation sur eux-mêmes supérieur à 1-2 cm dans quelque direction que ce soit** (LAMBIEL & DELALOYE in prep.) !

3ÈME PARTIE

ETUDES DE CAS

Mesures de température du sol (cf. *chap. 3*), mesures de résistivité électrique (cf. *chap. 4*) et autres méthodes (cf. *chap. 5*) ont été mises en œuvre dans le cadre de l'étude des zones marginales du domaine d'existence du pergélisol de montagne. Cette *3ème partie* synthétise tout d'abord les principaux résultats concernant la répartition spatiale du pergélisol dans les marges proglaciaires historiques de petits glaciers des Alpes et des Pyrénées (*chap. 6*). Une partie détaillée (*chap. 7*) est ensuite consacrée au processus de circulation d'air générant une anomalie thermique négative considérable de la partie inférieure de nombreux éboulis de basse et moyenne altitude (< 2000 m.s.m.). Dans un dernier chapitre (8), la relation entre la répartition spatiale du pergélisol observée dans des accumulations sédimentaires meubles «aérées» (éboulis, glaciers rocheux inactifs et fossiles) de haute altitude (> 2000 m.s.m.) et une possible circulation d'air interne est discutée.

6. RÉPARTITION SPATIALE DU PERGÉLISOL DANS LES MARGES PROGLACIAIRES DE PETITS GLACIERS ALPINS ET PYRÉNÉENS

L'introduction à la question des relations glacier-pergélisol (6.1), l'énoncé de plusieurs postulats et hypothèses (6.2) et la description d'indicateurs géomorphologiques (6.3) précèdent la présentation et la synthèse des principaux résultats issus des travaux menés depuis 1997 dans une dizaine de marges pro-glaciaires historiques de petits glaciers alpins et pyrénéens (6.4 - 6.5).

6.1 INTRODUCTION

6.1.1 Constats

6.1.1.1 *Retrait glaciaire important depuis le Petit Age Glaciaire*

Depuis la fin du Petit Age Glaciaire (PAG), vers 1850, les surfaces glaciaires ont diminué de façon considérable. Si la perte est de l'ordre de 30 à 40 % pour l'ensemble des Alpes Suisses (MAISCH *et al.* 1999), elle est beaucoup plus importante dans les régions où les zones d'accumulation glaciaire n'avaient au PAG qu'une extension verticale réduite (fig. 6.1). Ainsi, dans certains massifs alpins, tout comme dans les Pyrénées, 80 à 90 % des surfaces glaciaires et de nombreux petits glaciers ont déjà disparu depuis le PAG (MAISCH *et al.* 1999, Association Moraine 2003). Une des conséquences de cet état de fait est que l'on s'intéresse parfois aux marges historiques de glaciers désormais absents (p. ex. Becs-de-Bosson).

6.1.1.2 *Remaniement d'anciens dépôts sédimentaires*

Les dépôts morainiques des petits glaciers, qu'ils aient la forme de remparts, de bastions (fig. 6.2) ou de simples épandages, contiennent la majeure partie des matériaux provenant de l'érosion des versants adjacents durant la dernière dizaine de milliers d'années. Ils ont une origine polyphasique et ne sont pas le seul héritage du PAG. **L'avancée glaciaire du PAG, vigoureuse, a certainement remanié des dépôts préalablement construits et perturbé leur régime thermique.** Le retrait glaciaire post-PAG libère ces matériaux de l'emprise glaciaire dans une disposition spatiale et un état thermique nouveaux.

6.1.1.3 *Fluctuations glaciaires historiques dans la zone du pergélisol*

Dans les régions alpines où se situent les marges proglaciaires investiguées, la limite inférieure de la présence discontinue de pergélisol se situe vers 2200-2500 m.s.m. dans un versant N et vers 2600-3000 m.s.m. lorsque l'orientation est au S (e.g. IMHOF 1996, PHILLIPS & REYNARD 1996, DELALOYE & MORAND 1998, LAMBIEL & REYNARD 2001). Ces limites semblent décalées d'environ 200 à 300 m vers le haut dans les Pyrénées (SERRANO *et al.* 2001). En raison d'oscillations climatiques qui paraissent être demeurées restreintes depuis la fin du réchauffement qui a suivi la dernière glaciation, on peut raisonnablement supposer que ces limites n'ont que peu varié depuis ce moment-là, tout au



Fig. 6.1 Les lambeaux du glacier d'Aget (région du Petit-Combin) en juillet 2003 (cf. 6.4.3). Ce petit glacier a perdu plus de 80% de sa superficie depuis le PAG. L'altitude de la ligne d'équilibre est aujourd'hui remontée suffisamment haut pour interdire toute formation de glace. Le glacier d'Aget, comme nombre d'autres petits glaciers, est désormais dépourvu de zone d'accumulation et se trouve voué à une disparition prochaine si les conditions climatiques actuelles perdurent.



Fig. 6.2 Dépôts morainiques construits par des glaciers de cirque : à gauche, le rempart du glacier de la Tsa (région d'Arolla); à droite, l'imposant bastion créé par la confluence des glaciers du Ritord et de l'Epée (massif du Grand-Combin) (cf. 6.4.2). Ces constructions, entaillées de chenaux de laves torrentielles, sont toutes deux situées au-dessus de la limite inférieure régionale du pergélisol discontinu. (Photos : oct. 2000 et sept. 1997)

plus dans un intervalle de +/- 200 m. Ceci signifie que les conditions périglaciaires observées de nos jours étaient à peu de choses près les mêmes au début du PAG et que l'extension de nombreux petits glaciers (ou même de plus grands glaciers dans les zones internes plus sèches des Alpes) s'est produite exclusive-

ment à l'intérieur du domaine du pergélisol discontinu, donc sur des terrains potentiellement gelés. D'innombrables glaciers rocheux actifs et parfois inactifs ont par ailleurs été partiellement ou complètement recouverts par des glaciers durant le PAG (HAEBERLI 1985, BARSCH 1996) (fig. 6.3).



Fig. 6.3 Recouvrement d'un glacier rocheux inactif (rides claires au centre de la photo) par les dépôts morainiques PAG (sombres) du glacier de la Trouye (massif du Grand-Combin), site voisin de celui du Ritord (cf. fig. 6.9).

6.1.1.4 Intérêt pour une amélioration des connaissances

Motivé par l'inconnue que représente le pergélisol dans les problèmes de stabilité posés par certains bastions morainiques, il existe un intérêt certain pour l'amélioration des connaissances portant sur la répartition et la nature de la glace présente dans les dépôts morainiques de haute altitude. Des laves torrentielles y ont ainsi leur origine sans que leur cause puisse être clairement établie : ce cas de figure s'est présenté par exemple en juillet 1990 sur une moraine du glacier du Dolent (LUGON *et al.* 2000) en l'absence de précipitations notables ou de rupture de poche d'eau sous-glaciaire. Quelle est la part de responsabilité du pergélisol dans le déclenchement de ce type d'évènement ? Dans le cas de la moraine du Dolent, DYSLI (2001) lui attribue un rôle prépondérant. Toutefois, cet auteur part du principe que la moraine avait gelé profondément (jusqu'à 30-40 m) sous le glacier durant le PAG, ce dont on peut toutefois douter en raison de l'état probablement tempéré du glacier.

Rares sont les travaux qui ont conduit à la cartographie de la répartition de la glace dans des marges glaciaires de haute altitude. Le site le plus connu est certainement celui du glacier de Gruben (vallée de

Saas, Alpes valaisannes), en raison de la formation de nombreux lacs de barrage glaciaire et thermokarstiques (e.g. VONDER MÜHLL *et al.* 1996, KÄÄB *et al.* 1997), où une partie couverte et préservée du glacier PAG repose sur le dos d'un glacier rocheux actif. C'est également à Gruben que HAEBERLI (1979) a décrit pour la première fois l'existence d'une moraine de poussée gelée dans les Alpes, sans qu'il ne s'agisse toutefois du cas le plus explicite. Il faut ensuite surtout mentionner le traitement approfondi et convaincant du problème proposé par EVIN, ASSIER & FABRE dans les Alpes françaises méridionales (e.g. EVIN & ASSIER 1983, EVIN & FABRE 1990, EVIN 1991, 1992a, b) et au Canada (EVIN *et al.* 1997), ainsi que les travaux récents de KNEISEL réalisés dans la partie orientale des Alpes Suisses et en Scandinavie (KNEISEL 1998, 1999, 2003a, b, d, KNEISEL *et al.* 2000a).

6.1.2 Problématique retenue

Dans les Alpes, tout comme dans les Pyrénées, de nombreux petits glaciers (de cirque) se sont avancés durant le Petit Age Glaciaire (PAG) (~1350-1850) sur des terrains meubles caractérisés par la présence préalable de pergélisol. **Quelles en ont été les conséquences sur l'état thermique et sur la répartition spatiale des corps gelés ?**

Pour y répondre, l'étude comparative de plusieurs terrains a été privilégiée dans le but de mettre en évidence les processus récurrents. Des mesures thermiques et de résistivité électrique du sol ont systématiquement été effectuées, plus ou moins intensivement selon les cas. Les travaux ont prioritairement visé à établir **comment le pergélisol se répartit dans une marge proglaciaire PAG** (appelée aussi *marge proglaciaire historique* dans le texte). Plus précisément, et afin de cerner les processus qui ont régi les interactions entre glacier et pergélisol, la démarche a consisté, sur la base des mesures réalisées, à :

- prospecter l'existence de glace dans le sous-sol du système morainique historique du glacier,
- déterminer les types de glace rencontrés,
- cartographier leur répartition,

ceci dans le but de pouvoir retracer l'histoire du dépôt sédimentaire.

Comme, dans les grandes lignes, les résultats obtenus ne font que confirmer ceux apportés notamment par EVIN (*et al.*) et KNEISEL (cf. liste bibliographique), l'accent est porté sur les particularités spécifiques de chacun des sites étudiés, sans nécessairement s'attarder sur l'ensemble des mesures qui y ont été effectuées. Ce chapitre s'inspire en grande partie d'un article rédigé récemment pour le Bulletin de l'Association Française du Périglaciaire (DELALOYE *et al.* 2003a).

6.1.3 Sites choisis et historique des travaux

Les sites étudiés ont été choisis en fonction de leur intérêt géomorphologique (recouvrement de glaciers rocheux, présence de moraines de poussée, etc.) et non pas sur la base de leur potentiel d'instabilité. Les premiers terrains prospectés furent ceux du Ritord en 1997 (DELALOYE & DEVAUD 2000) et d'Aget en 1998 (DEVAUD 1999, DELALOYE & DEVAUD 2000, REYNARD *et al.* 2003), que j'avais découverts en inventoriant les glaciers rocheux de la région d'Entremont (DELALOYE & MORAND 1997). En 1998, s'est également ajouté le site du Sanetschhorn (Creux de la Lé) (DEVAUD 1999, DELALOYE & DEVAUD 2000), identifié par IMHOF (1994) en tant que possible glacier rocheux. En 2000 et 2001, j'ai participé aux recherches menées par mes collègues lausannois dans les marges des glaciers de La Chau et de Becca d'Agè (MARESCOT *et al.* 2003, REYNARD *et al.* 2003). En 2001, une campagne de mesure a été menée dans les marges des glaciers du Posets et de La

Paül dans les Pyrénées centrales espagnoles (LUGON *et al.* 2003, in prep.). Finalement, en 2002, j'ai souhaité répéter et compléter les mesures de résistivité électrique réalisées par TENTHOREY (1993) et GERBER (1994) douze ans plus tôt dans les parties des glaciers rocheux des Becs-de-Bossons (Réchy) et de Lona qui avaient été recouvertes par des appareils glaciaires durant le PAG (DELALOYE *et al.* 2003b, MÉTRAILLER *et al.* 2003, MÉTRAILLER, in prep.).

6.2 POSTULATS ET HYPOTHÈSES

Plusieurs postulats et hypothèses sous-tendent l'approche de la question des relations glacier - pergélisol dans les marges proglaciaires PAG des glaciers (de cirque) de haute altitude. Ils découlent essentiellement des conclusions apportées par les auteurs mentionnés sous 6.1.1.4 :

- L'avancée du PAG a pu se produire sur des terrains préalablement gelés (pergélisol), souvent sur des glaciers rocheux. Cette récurrence glaciaire a modifié la répartition spatiale et/ou l'état thermique du pergélisol préexistant.
- Le PAG a connu plusieurs phases d'avancée et de retrait glaciaire.
- Les petits glaciers sont supposés avoir été tempérés ou légèrement froids (en particulier dans leurs marges).
- En présence préalable de pergélisol, les glaciers ont pu pousser devant eux des corps de matériaux gelés. Dans leurs marges froides, les glaciers ont pu se souder aux matériaux sédimentaires gelés et les entraîner avec eux.
- Dans les parties où le glacier était tempéré, on peut émettre l'hypothèse que, recouvrant une zone de pergélisol, l'appareil glaciaire ait eu tendance à dégrader thermiquement le sol gelé préexistant. Sous un glacier tempéré, il se produit en effet d'importantes circulations d'eau, donc des apports de chaleur (latente) considérables.
- Des corps de sédiments gelés pré-PAG peuvent avoir «thermiquement» résisté au recouvrement glaciaire du PAG, mais pourraient aussi se trouver parfois profondément enfouis. Dans certains cas, ils peuvent favoriser au-dessus d'eux la préservation d'importantes quantités de glace morte, elles-mêmes protégées par une épaisse couche de moraine superficielle.

- Lorsque le glacier ne dépasse pas quelques mètres d'épaisseur (il empêche alors le réchauffement estival du sol au-dessus de 0°C, mais permet partiellement son refroidissement hivernal) ou lorsqu'il s'est définitivement retiré, un néo-pergélisol peut se former dans les couches proches de la surface.

Pour résumer et reprendre les termes de l'hypothèse générale de cette thèse (cf. 1.2), on peut supposer que **par les effets mécaniques et thermiques de l'avancée glaciaire du PAG, la répartition actuelle du pergélisol dans et aux abords immédiats de la marge proglaciaire historique d'un glacier d'altitude élevée peut être atypique**, dans le sens où deux types d'«anomalies» peuvent prévaloir :

- **la présence de pergélisol là où les conditions du bilan d'énergie ne sont propices ni à sa formation ni à sa préservation**; le terrain gelé est alors soumis à un réchauffement plus ou moins rapide et marqué;

- **à l'inverse, l'absence de pergélisol dans des lieux qui pourraient lui être favorables**; dans ce cas, la reformation d'un pergélisol à partir de la surface est possible.

6.3 INDICATEURS GÉOMORPHOLOGIQUES

L'utilisation d'indicateurs géomorphologiques permet une interprétation cohérente du paysage proglaciaire, mais aussi et surtout des mesures géophysiques effectuées. Les éléments les plus utiles à la compréhension des marges proglaciaires sont présentés ci-dessous; leur définition se base essentiellement sur les observations réalisées sur les différents terrains étudiés. La littérature traitant des dépôts sédimentaires caractéristiques des petits glaciers étant plutôt rare, certaines notions sont peut-être utilisées dans un sens légèrement différent des définitions classiques (e.g. HAMBREY 1994, BENN & EVANS 1998).

6.3.1 Moraine de fond

Un mélange de matériaux plus ou moins émoussés, contenant une part notoire de fraction fine, constitue la *moraine de fond (sensu lato)*. Des blocs striés sont souvent présents. Des affleurements rocheux fraîchement abrasés peuvent émerger. Ce type de matériel indique un dépôt sous-glaciaire. L'existence de restes d'un glacier enfouis sous un tel matériel de surface est fortement improbable. La présence d'un pergélisol est par contre possible.

Dans le cas des petits glaciers prospectés, la moraine de fond n'a, en général, que très peu été remaniée par des écoulements d'eau. Il n'y a pour ainsi dire pas non plus d'épandage fluvio-glaciaire et la moraine est encore intacte. Le matériel grossier qui compose une moraine de fond présente donc souvent un arrangement directionnel préférentiel reproduisant le cheminement de l'écoulement glaciaire.

6.3.2 Moraine flûtée

Une moraine de fond prend parfois l'aspect d'une moraine *flûtée* (ou moulurée).

Les flûtes sont des amoncellements étroits (1-2 m), longs de plusieurs dizaines de mètres mais ne dépassant pas quelques dizaines de centimètres de hauteur (e.g. MENZIES & SHILTS 1996). Elles seraient créées par compression (pincement) d'une moraine de fond saturée en eau par suite du décollement basal du glacier au franchissement d'un obstacle (un gros bloc émergeant de la moraine de fond par exemple), les matériaux s'accumulant dans l'espace libéré (HAMBREY 1994). Les flûtes sont parallèles à la direction d'écoulement du glacier. Elles sont le signe de l'état tempéré de la base du glacier sous lequel elles se sont mises en place, bien que leur formation ne puisse toutefois être exclue sous un glacier partiellement froid (HAEBERLI 1979).

D'autres types de dépôts morainiques ont cependant un aspect linéaire similaire (un alignement de blocs par exemple) sans qu'il ne s'agisse d'accumulations à l'arrière d'obstacles. Difficiles à distinguer sur place, ils deviennent par contre évidents dès que l'on s'en éloigne ou lorsque l'on observe une photographie aérienne. Quelle qu'en soit leur origine, ces dépôts sont caractéristiques des moraines de fond ou mixtes (voir ci-après) et témoignent systématiquement de la direction d'écoulement du glacier (n°2 sur fig. 6.13).

6.3.3 Moraine d'ablation (d'origine supra-glaciaire)

Il existe plusieurs utilisations du terme *moraine d'ablation* (e.g. CAMPY 1982). Je définis uniquement par cette notion un dépôt constitué essentiellement de blocs anguleux disposés de manière chaotique et déposés à la suite de la fonte totale ou partielle de la glace. Le transport des blocs s'est effectué par mode supra- ou intra-glaciaire. Lorsqu'un tel matériel compose la surface du sol, il est possible que des restes de glacier soient préservés, enfouis à faible profondeur.

6.3.4 Moraine mixte

J'introduis la notion de *moraine mixte* pour décrire la présence d'un mélange de moraine de fond et d'ablation. Ce type de dépôt atteste d'une part que le glacier ayant abandonné ce matériel était faiblement chargé en matériaux rocheux et d'autre part, que très probablement ce glacier a complètement disparu et qu'aucun reste n'est préservé, enterré sous une couverture de blocs.

6.3.5 Moraine de poussée s. s. (*push moraine*)

Il s'agit d'un terme qui peut prêter à confusion en raison de son emploi très diversifié (et justifié) (e.g. VAN DER WATEREN 1996). Il est repris ici dans le seul sens utilisé par HAEBERLI (1979, 1983, 1985) : les *moraines de poussée s. s.*, appelées aussi *moraines de refoulement* par EVIN (1992b), sont des sédiments gelés poussés, écrasés, «glacio-tectoniquement déformés» par l'avancée d'un glacier (partiellement) froid (fig. 6.4, 6.6, 6.7). Dans le sens de cette définition, il faut également comprendre que les volumes de matériaux gelés déplacés sont importants (ordre de grandeur : plusieurs dizaines de milliers de m³ au moins) et qu'on ne parle pas ici de petites rides de poussée, telles que celle illustrée à la fig. 6.5, qui peuvent néanmoins avoir été partiellement gelées au moment de leur mise en place.

Deux types au moins de moraines de poussée doivent être distinguées selon leur position par rapport au glacier : des moraines de poussée *frontales* découlant essentiellement de la pression exercée par la partie terminale du glacier sur un corps gelé (fig. 6.4) et des moraines de poussée *latérales* (fig. 6.6, 6.7) qui, mise à part une déformation générée par la pression du glacier, ont dû être en partie construites par un cisaillement latéral du matériel gelé.

Il n'y a très probablement aucune moraine de poussée en formation actuellement dans les Alpes ou les Pyrénées et toutes celles que l'on peut observer aujourd'hui aux abords des marges proglaciaires historiques se sont certainement mises en place, sans témoin, durant le PAG (ou lors d'une période holocène froide précédente).

6.3.6 Rétro-fluage de moraine de poussée

Tout comme une moraine, une moraine de poussée peut être construite dans une contre-pente. Une fois le glacier retiré, s'amorce un rétro-fluage (ou glissement ?) de tout ou partie du terrain gelé (fig. 6.7). Ce mouvement de rééquilibrage affecte fréquemment le flanc interne des moraines de poussée latérales. A Gruben, une large portion de la partie du glacier rocheux qui est recouverte par une gangue de glace abandonnée par le Grubengletscher flue à contresens à une vitesse atteignant jusqu'à 2 m par année (KÄÄB *et al.* 1997).



Fig. 6.4 Moraine de poussée s.s. au front de la marge proglaciaire historique du glacier de La Paül (2740 m.s.m.), Pyrénées centrales espagnoles (cf. 6.4.8), vue du Collado de La Paül. (Photo : C. LAMBIEL, septembre 2001)



Fig. 6.5 Ride de poussée post-PAG du glacier du Sanetschhorn (à l'emplacement du n°5 sur fig. 6.23). De 1 à 2 m de hauteur, la ride est longue de plus de 500 m; la position redressée des blocs (moraine d'ablation) sur le côté amont (à droite) est un arrangement certainement lié à la lente fonte du glacier sous-jacent et donc contemporain ou postérieur à la formation de la ride. Il n'y a plus de glace aujourd'hui. (Photo : C. LAMBIEL)



Fig. 6.6 Moraine de poussée latérale du Beaufort en rive gauche du glacier de l'Epée, sur le site du Ritord (localisation, n°7 sur fig. 6.13 et 6.16). (Photo : août 2003)

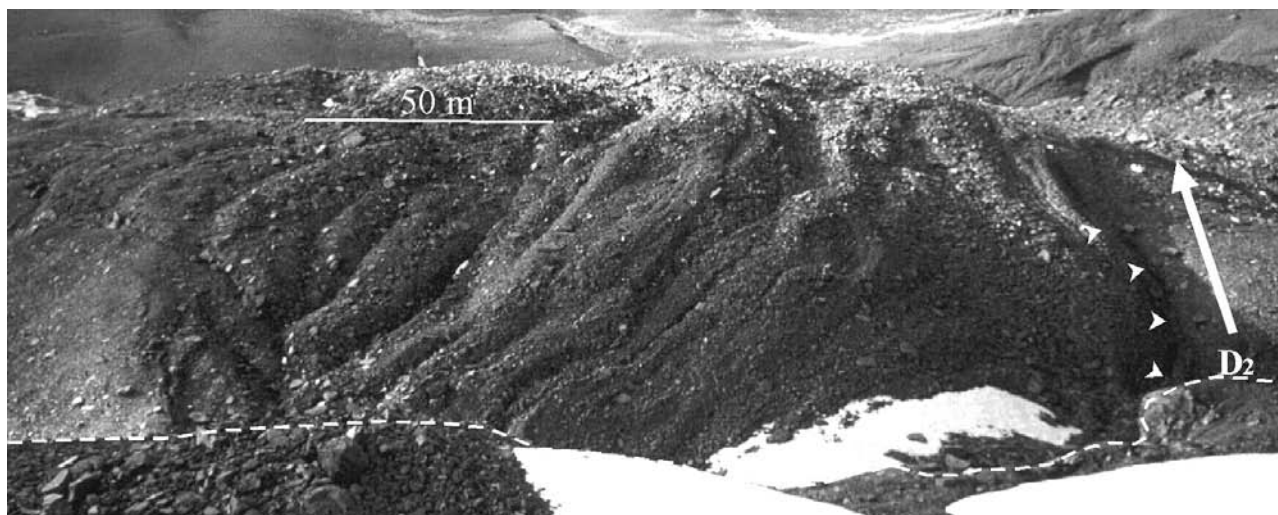


Fig. 6.7 L'ensemble de moraines de poussée latérales P1 dans les racines du complexe glacier/glacier rocheux des Becs-de-Bosson (Val de Réchy) (localisation, cf. fig. 6.29) : une multitude de rides arrondies et de sillons plus ou moins parallèles à la direction d'écoulement du glacier (flèche) et dont la partie interne reflue (pointes de flèche) actuellement en direction de la dépression D2 (DELALOYE et al. 2003b). (Photo : août 2002)

6.4 PRINCIPAUX RÉSULTATS

Les mesures de résistivité électrique forment l'ossature de la prospection de corps gelés dans les marges proglaciaires en raison de la capacité de cette méthode à déterminer leur agencement géométrique et leurs caractéristiques majeures. Les courbes de sondages électriques verticaux peuvent se regrouper selon la typologie interprétative proposée sous 6.4.1. Les résultats discutés pour chaque site dans les sections 6.4.2 à 6.4.7 sont interprétés sur cette base.

6.4.1 Typologie interprétative

Comme indiqué dans la section 4.2, l'aspect de la courbe d'un sondage électrique vertical est souvent plus parlante que les valeurs mesurées dans l'absolu. Une fois prises en compte les possibles hétérogénéités longitudinales de la composition du terrain (cf. 4.2.6), la centaine de sondages réalisés dans des marges proglaciaires peut être répartie en 6 groupes principaux (fig. 6.8) à partir desquels, en lien avec les relevés thermiques de la surface du sol et les aspects géomorphologiques du site, il est possible de proposer une interprétation relativement fiable. Les caractéristiques thermiques (BTS, WEqT, MAGST, cf. 3.2, 3.3) qui sont indiquées dans cette typologie supposent que les conditions hivernales ou annuelles de la température du sol sont « moyennes ».

(a) Type A :

Les courbes des sondages appartenant à ce groupe comportent fréquemment un effet de sur-pente initiale (cf. 4.2.2) et une résistivité apparente (ρ_a) maximale comprise entre 100 et plus de 1000 k Ω m. Ils indiquent la présence de **glace massive** (le plus souvent d'origine glaciaire) très **proche de la surface**. BTS et WEqT ont été mesurées entre -1°C (Sanetschhorn, Petit-Combin, cf. 3.3.3) et -8°C (Ritord) et semblent refléter l'état thermique du corps de glace; MAGST est le plus souvent négative et tend à être plus froide qu'alentour (cf. fig. 6.14). Les températures d'été peuvent demeurer fraîches (cf. 3.3.3).

Des sondages de **type A** ont principalement été relevés **sur des glaciers couverts** (cf. fig. 4.1), **sur des plaques de glace** (cf. 2.5, pour la terminologie, et fig. 4.1) **et sur les faces internes de moraines de poussée latérales** (cf. fig. 4.2).

(b) Type B :

Il s'agit d'un continuum décroissant du type A, mais qui ne comporte pas d'effet de sur-pente initiale : la couverture de sédiments (couche active) dépasse probablement 2 m d'épaisseur. La résistivité spécifique du corps gelé résistant est le plus

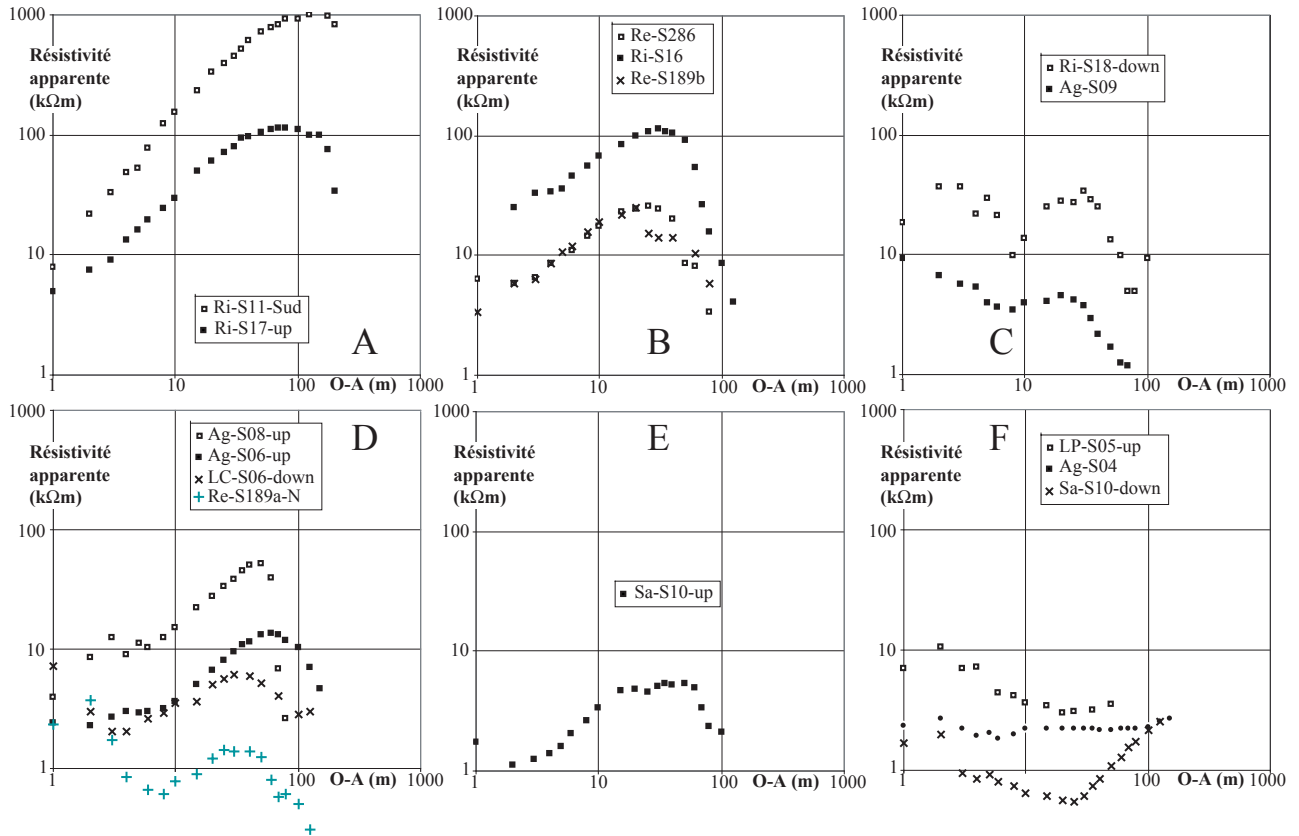


Fig. 6.8 Courbes typiques de sondages électriques verticaux dans et aux abords immédiats d'une marge proglaciaire historique (explications, cf. texte).

souvent comprise entre 100 et 500 kΩm. BTS et WEqT sont généralement froides ($< -3^{\circ}\text{C}$) et MAGST est souvent plus élevée (d'environ 1°C) que dans le type A, restant néanmoins très légèrement négative ($-0.5 / -1^{\circ}\text{C}$).

Le type B est interprété comme un sédiment gelé, épais et froid, dans lequel la présence de glace d'origine glaciaire ne peut être exclue. De tels sondages ont essentiellement été obtenus **dans les zones externes des moraines de poussée (Ritord, Lona) et, parfois, dans la partie amont de certains glaciers rocheux directement issus de la marge proglaciaire (Ritord).**

(c) *Type C :*

pa est relativement élevée au départ de la courbe en raison de la présence d'une **couche de blocs débarrassée de matériaux fins**. pa baisse ensuite, indiquant une **couche active épaisse** (environ 5 m), avant de dessiner une «cloche»; la couche cau-

sant cette élévation de pa est dotée d'une résistivité de l'ordre de 10 à plus de 100 kΩm et est souvent peu épaisse (10-20 m). BTS et WEqT peuvent varier (entre -1°C mesuré à Aget et -5°C environ au Ritord) selon la composition de la surface et l'état thermique du pergélisol sous-jacent. Il en va de même pour MAGST.

Le type C indique la présence d'un sédiment gelé, sans niveau de glace massive proche de la surface, qui n'a pas été recouvert par un glacier durant le PAG (faute de quoi la couche de blocs superficielle serait absente ou comblée de matériaux morainiques fins). Les deux cas reportés sur la figure 6.8 ont été relevés dans de telles **zones intactes** : à savoir, dans la partie distale (ancienne) de la branche S du glacier rocheux du Six Noir issu de la marge proglaciaire du Ritord (Ri-S18, cf. fig. 2.6, 6.9) et dans un éboulis s'appuyant sur la moraine latérale gauche (peu visible) du glacier d'Aget, au pied du Mont-Rogneux (Ag-S09, cf. fig. 6.15).

(d) Type D :

La **couche superficielle de blocs** est **absente** et l'on ne constate une réelle **augmentation de paqu'à partir de O-A = 8-10 m**. La résistivité spécifique des matériaux (gelés) enfouis est de 20 à plus de 200 kΩm, leur épaisseur souvent supérieure à 20 m. BTS et WEqT se situent souvent entre 0 et -2°C; MAGST vaut environ 0°C ou est légèrement positive.

Les quatre courbes proposées (fig. 6.8) ont été mesurées **dans des zones recouvertes durant le PAG par des glaciers peu chargés de débris rocheux**, comme en témoigne la présence généralisée de moraine de fond ou mixte (Aget, La Chauv, Réchy/Beccs-de-Bosson). Les courbes de sondage indiquent souvent que l'épaisseur de la couche de surface non gelée dépasse 5 m. Il n'est pas certain qu'elle gèle entièrement durant l'hiver. Ce **type D indique** soit le réchauffement (fonte) d'un terrain gelé (pergélisol) par le glacier PAG tempéré, soit la dégradation thermique actuelle d'un corps gelé poussé ou entraîné par le glacier vers un emplacement défavorable à sa préservation : dans les deux cas, **le réchauffement intervient ou est intervenu depuis la surface**.

(e) Type E :

pa **s'élève à partir de O-A = 3-4 m**, indiquant la présence d'un corps résistant déjà vers 2-3 m de profondeur. La résistivité spécifique de ce dernier est de l'ordre de 10 à 50 kΩm; BTS et WEqT sont le plus souvent comprises entre -0.5 et -2°C. MAGST est supérieure à 0°C.

En raison de la présence du corps résistant proche de la surface, ce type de courbe est interprété soit comme un pergélisol en formation, soit comme un pergélisol d'origine sous-glaciaire qui s'est mis en place lorsque le glacier n'avait plus que quelques mètres d'épaisseur. Dans les deux cas, **le refroidissement intervient (est intervenu) depuis la surface**.

(f) Type F :

Ce type de courbe indique l'**absence certaine de sédiments gelés**. BTS et WEqT sont de l'ordre, sauf exception, de 0 à -1°C. MAGST est généralement supérieure à +1°C.

Un certain nombre de courbes de sondages ne correspondent cependant pas à ces 6 types principaux. Leur interprétation, même complétée de données thermiques et géomorphologiques, est souvent difficile à envisager convenablement.

6.4.2 Challand /Ritord / Epée : un site complexe

Le cas de la Combe de Challand (massif du Grand-Combin), avec son système morainique conjoint des glaciers du Ritord et de l'Epée (2700-3100 m.s.m., orientation W, fig. 6.9-10), est sans doute l'un des plus complexes rencontré dans le cadre de cette recherche.

6.4.2.1 Principaux résultats

Sur ce terrain, où 15 sondages électriques verticaux ont été effectués dans un premier temps (fig. 6.11), la cartographie de la résistivité électrique par traîné (fig. 6.12) s'est révélée adéquate pour déterminer approximativement l'extension du Glacier de l'Epée dont il n'est pas possible de délimiter visuellement le contour en raison d'une couverture continue et épaisse de matériaux détritiques. Il s'avère que, **sous son manteau morainique** (fig. 6.13-14), **le glacier de l'Epée occupe encore presque complètement la surface qui devait être la sienne à l'apogée du PAG** (fig. 6.11) bien que son volume ait considérablement diminué.

L'extrémité de la langue principale du glacier de l'Epée est difficile à délimiter précisément et pourrait faire place, à l'aval du centre de Ri-S09 (fig. 6.11), à de seuls sédiments gelés. La succession Ri-S08 - Ri-S09-up (fig. 6.15) démontre le biseautage (diminution d'épaisseur) rapide du glacier sous une faible couverture morainique. A l'aval du centre de Ri-S09, l'épaisseur de cette couverture s'accroît par ailleurs considérablement (4-5 m). Ces résultats indiqueraient l'absence du glacier et uniquement la présence de sédiments gelés. Comme il est évident que toute cette zone a été recouverte par le glacier de l'Epée (moraine d'ablation généralisée), il est probable que ces sédiments aient gelé sous le glacier lorsqu'il était encore présent. Ceci indiquerait que le glacier de l'Epée, dans ses marges du moins, était encore récemment un glacier froid. Ce **pergélisol serait d'origine sous-glaciaire**, le glacier (froid) ayant toutefois aujourd'hui disparu.

Le **glacier du Ritord** a quant à lui connu un retrait important depuis le PAG. Il laisse devant lui

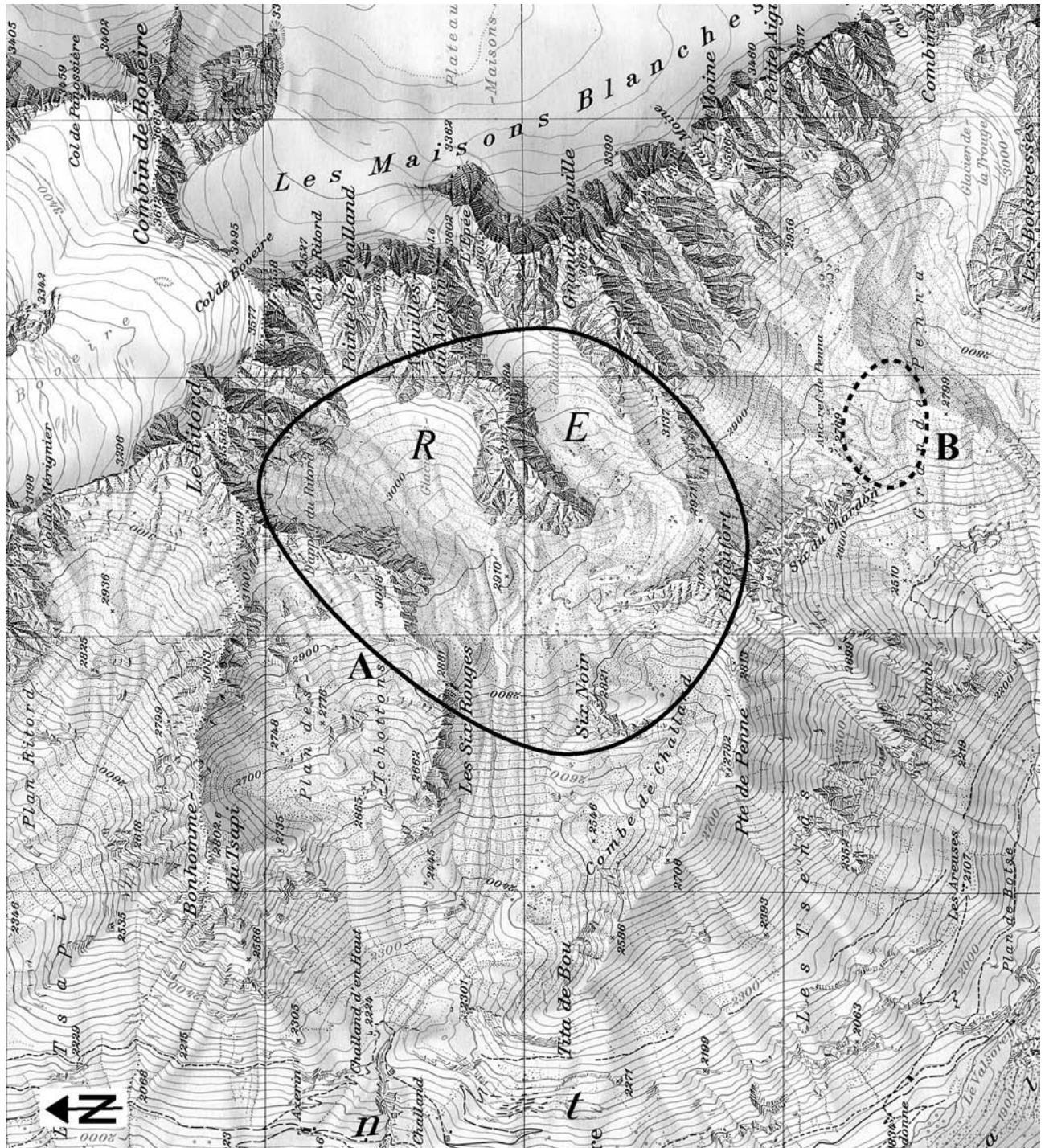


Fig. 6.9 Localisation topographique du site de Challand / Ritord (A) avec les glaciers du Ritord (R) et de l'Epée (E). B = photo fig. 6.3. Quadrillage kilométrique. Extrait des cartes nationales de la Suisse 1 : 25'000, feuilles n°1345 (Orsières) et 1346 (Chanrion) mises à jour en 1988. Reproduit avec l'autorisation de swisstopo (BA046056).

une grande étendue de moraine de fond (flûtée) (fig. 6.16). Du **pergélisol** n'a été détecté qu'**aux marges de la zone couverte par le glacier** durant le PAG (fig. 6.12, 6.17). Le glacier du Ritord était donc en grande partie tempéré.

D'imposantes **moraines de poussée latérales** (n° 4 et 7 sur fig. 6.13 et 6.16) sont également présentes aux abords des zones couvertes par les deux glaciers. De la **glace massive** (glaciaire) a pu être observée sur les flancs internes de ces deux formations (fig. 6.16).

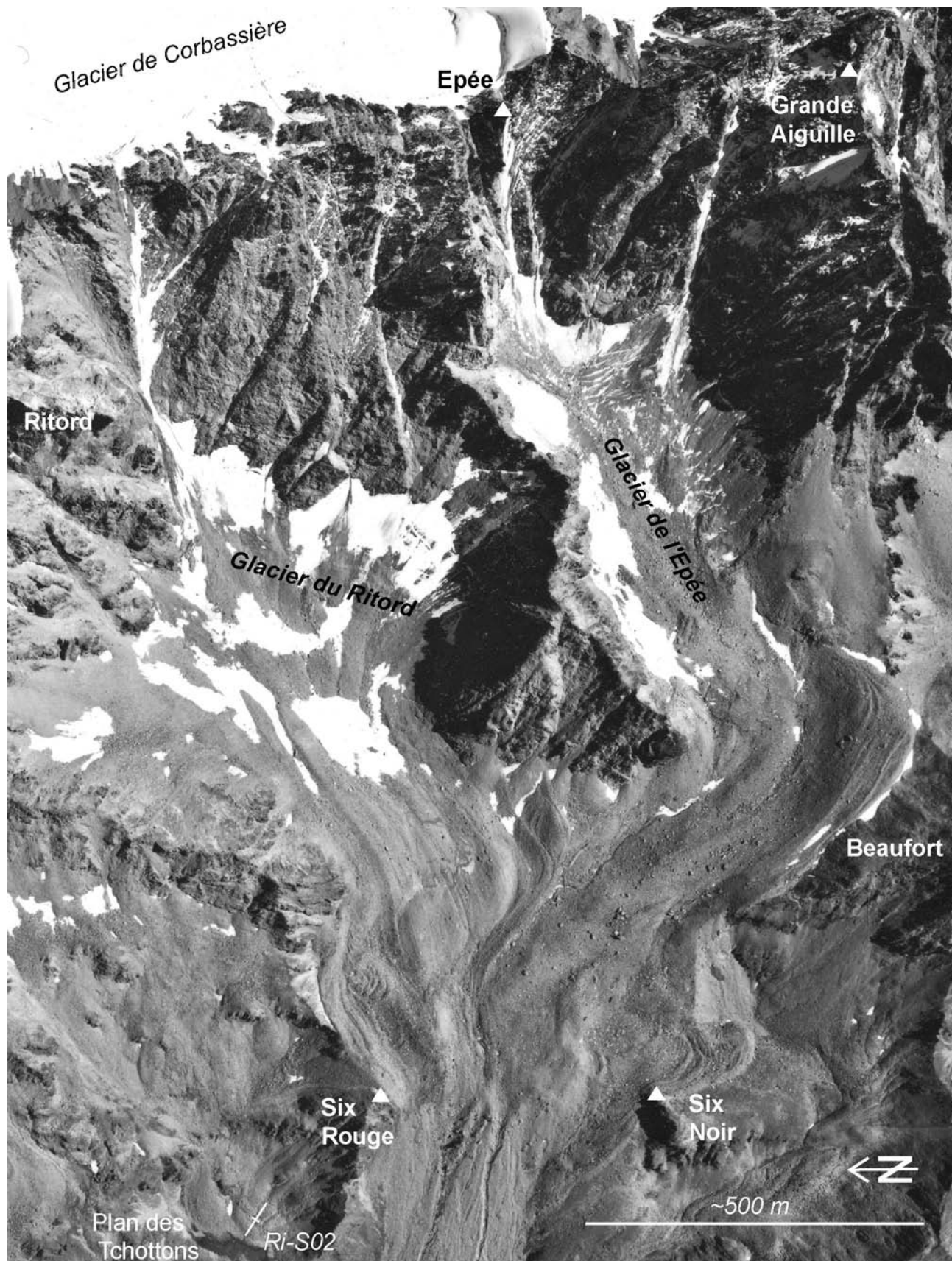


Fig. 6.10 Vue d'ensemble du site Challand / Ritord. Ri-S02, cf. 4.2.5. Description géomorphologique, cf. fig. 6.16. Photo : Office fédéral de topographie, LK 283 – 66/7986, 7 sept. 1988; reproduit avec l'autorisation de swisstopo (BA045056).

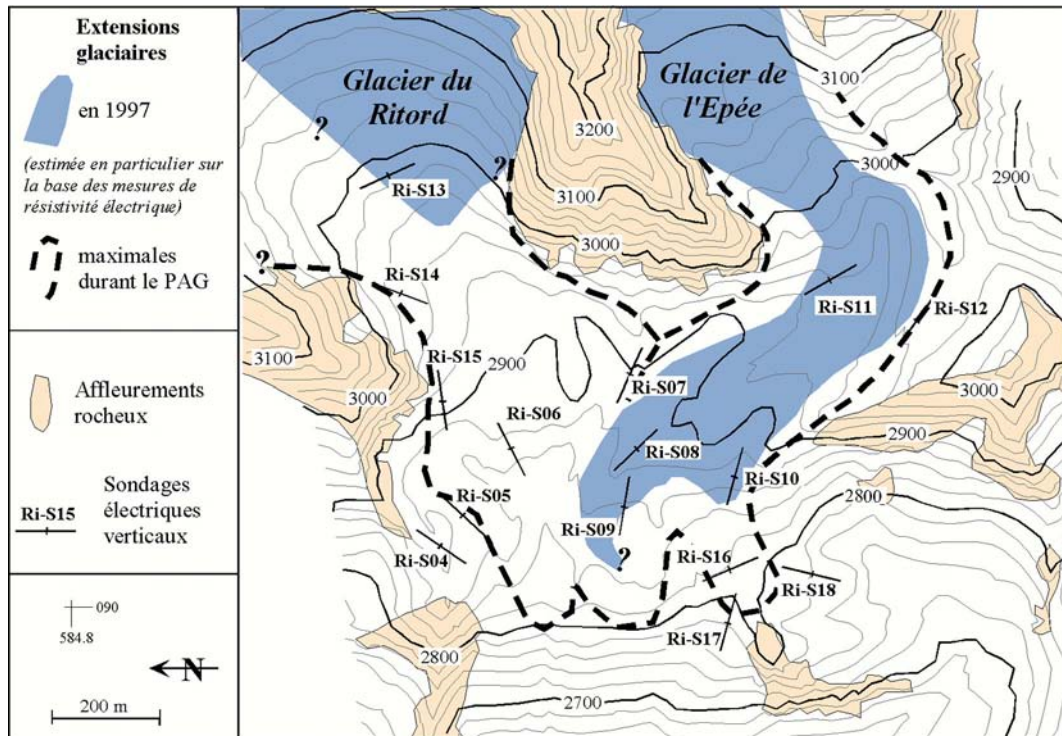


Fig. 6.11 Localisation des sondages électriques verticaux sur le site du Ritord. Extensions «actuelle» et PAG maximale supposées des glaciers du Ritord et de l'Epée.

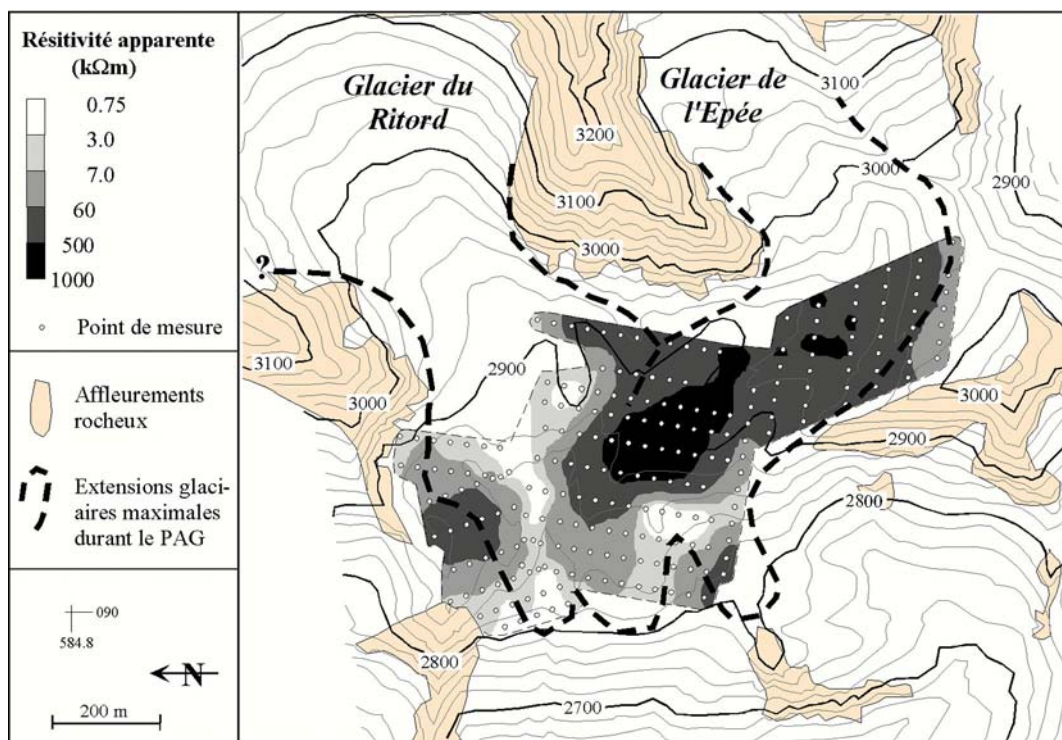


Fig. 6.12 Cartographie par traîné de la résistivité apparente du sol dans la marge historique des glaciers du Ritord et de l'Epée (configuration de Wenner; $a = 30$ m, profondeur d'investigation estimée : 10-20 m; interpolation : krigeage, cf. 4.3).

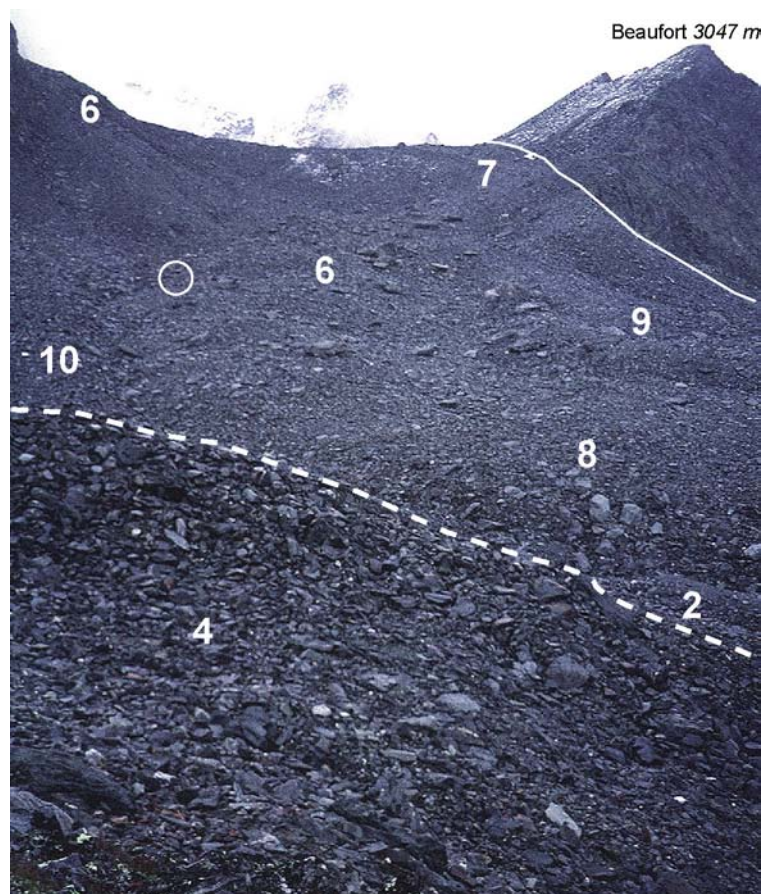


Fig. 6.13 Aperçu partiel de la marge proglaciaire conjointe des glaciers du Ritord et de l'Epée, vue depuis le Six Rouge (2881 m.s.m.) en direction du Beaufort (3047 m.s.m.) distant d'environ 1 km. (Photo : août 2002).

La ligne continue délimite l'extension latérale maximale atteinte en rive gauche par le glacier de l'Epée durant le PAG.

La ligne discontinue distingue deux plans de la photo. Au premier plan (les chiffres sont identiques à ceux de la figure 6.16) :

4. Moraine de poussée du Six Rouge.

Au second plan :

2. Moraine de fond du glacier du Ritord.

6. Glacier couvert de l'Epée.

7. Moraine de poussée du Beaufort.

8. Langue principale du glacier couvert de l'Epée.

9. Langue secondaire du glacier couvert de l'Epée.

10. Moraine de poussée pincée.

Cercle blanc = localisation fig. 6.14.



Fig. 6.14 Entaille ouverte par un cours d'eau supraglaciaire dans le glacier couvert de l'Epée. Le flanc qui s'érode thermiquement atteint 5 à 10 m de hauteur et est entièrement composé de glace (glaciaire). La couverture de débris fait environ 1 m d'épaisseur. Photo (août 2003) prise 100 m au SSE du n°10 sur fig. 6.16, en direction du SW, voir aussi fig. 6.13.

6.4.2.2 Scénario hypothétique de mise en place du paysage actuel

Les observations et mesures réalisées permettent d'esquisser un scénario de mise en place du paysage actuel **selon les hypothèses proposées ci-dessous**, les numéros entre parenthèses référant aux figures 6.13 et 6.16. Ce scénario soulève cependant plusieurs questions, notamment d'ordre chronologique, qui ne peuvent être résolues sur la base des informations à

disposition. Il s'agit donc d'un modèle qui nécessite discussions et approfondissements ultérieurs et qui n'a en aucun cas la prétention d'être un résultat définitif.

(a) Phase PAG 1

Durant le PAG, le glacier du Ritord (1) sort de son cirque (2) et s'avance dans un premier temps en ligne droite jusqu'en bordure du bastion morainique (fig. 6.2) construit par les précédentes avancées glaciaires

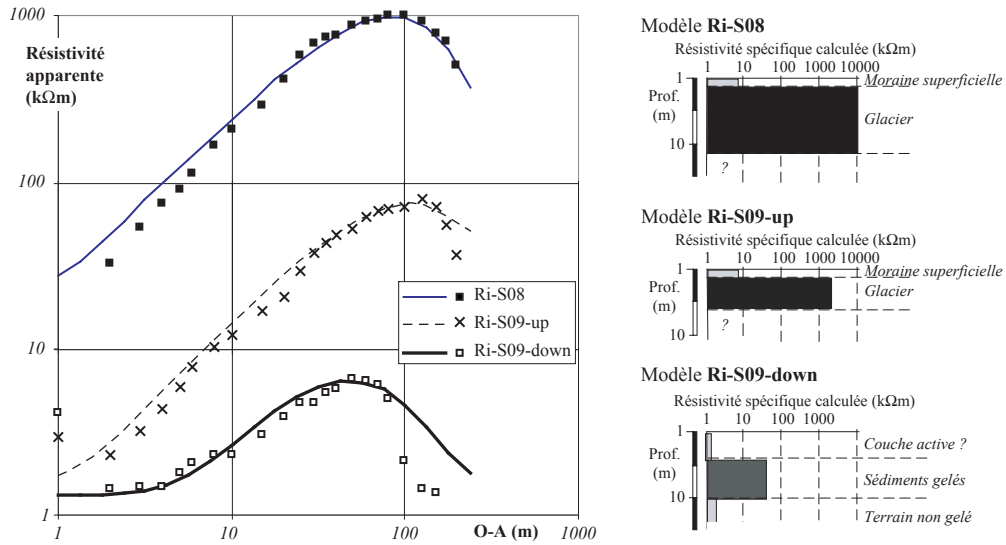


Fig. 6.15 Sondages Ri-S08 (symétrique) et Ri-S09 (dissymétrique) dans la partie terminale du glacier couvert de l'Epée.

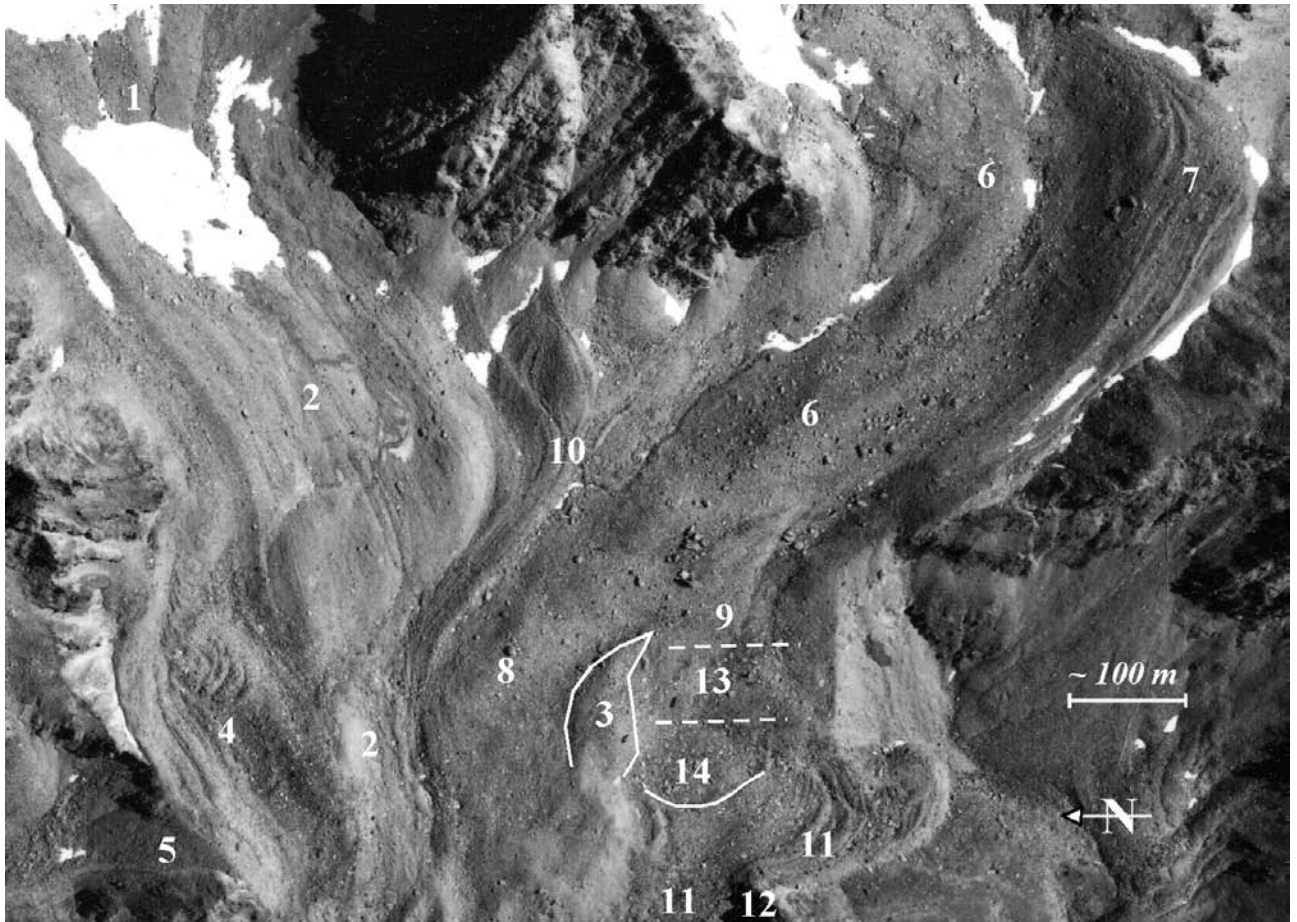


Fig. 6.16 Quelques aspects géomorphologiques de la marge proglaciaire conjointe des glaciers du Ritord et de l'Epée. 1. Glacier du Ritord (partie terminale couverte). 2. Moraines flûtées (ou directionnelles). 3. Moraine de fond (îlot). 4. Moraine de poussée du Six Rouge. 5. Débordement de matériaux au delà du col du Six Rouge. 6. Glacier couvert de l'Epée. 7. Moraine de poussée du Beaufort. 8. Langue principale du glacier couvert de l'Epée. 9. Langue secondaire du glacier couvert de l'Epée. 10. Moraine de poussée pincée. 11. Glacier rocheux bifide. 12. Six Noir. 13. Secteur actuellement sans glace. 14. Zone gelée (avec glace de glacier ?) en glissement rotationnel, la courbe indique le front de la masse en mouvement. Carrés blancs : affleurements de glace massive observés en 1997 et 1999 dans le flanc interne de moraines de poussée. Photo : Office fédéral de topographie, LK 283 – 66/7986, 7 sept. 1988; reproduit avec l'autorisation de swisstopo (BA046056).

holocènes. Il participe à la mise en place de la moraine de fond située actuellement entre les deux langues du glacier de l'Épée (3). Sur sa rive droite, il emporte des corps de sédiments gelés (glacier rocheux ?) et se couvre également de débris. Le glacier de l'Épée semble en retard. Est-il contraint d'évacuer au débouché de son cirque une masse considérable de matériaux gelés qu'il abandonnera plus loin en édifiant l'imposante moraine de poussée du Beaufort (7) ?

(b) Phase PAG 2

Lorsque le glacier de l'Épée (6) rejoint ensuite le glacier du Ritord, il repousse ce dernier en direction du nord, avec deux conséquences : à la jonction des deux glaciers, des sédiments gelés sont entraînés pour former une moraine de poussée pincée entre les deux langues de glace (10); en rive droite du glacier du Ritord, des matériaux gelés sont eux aussi repoussés vers le nord (moraine de poussée du Six Rouge, 4) et se retrouvent déposés à proximité d'un col qu'une partie d'entre eux franchiront (5).

En s'avancant, la langue du glacier de l'Épée se sépare en deux digitations (8, 9). Une partie du glacier

se déverse en rive gauche (9) en direction du Six Noir, où elle vient s'appuyer sur le dos d'un glacier rocheux bifide (11) contraint de diffuser par l'éperon rocheux du Six Noir (12).

(c) Situation actuelle

Depuis le PAG, le glacier du Ritord s'est fortement retiré. Des lambeaux du glacier sont encore préservés dans le flanc interne de la moraine de poussée du Six Rouge. Quant au glacier de l'Épée, il a perdu un volume considérable probablement en raison d'une couverture de blocs qui n'est pas suffisamment épaisse (fig. 6.14) pour le préserver complètement de la chaleur estivale et de la fonte. Un pergélisol sous-glaciaire semble se former (ou subsister) dans la partie terminale du glacier.

La partie commune des deux langues du glacier rocheux du Six Noir (Ri-S16, cf. fig. 6.8B) et la partie sommitale de sa langue N (Ri-S17up, cf. fig. 4.3) semblent encore occupées par une carapace de glace d'origine glaciaire. Le haut de cette zone de recouvrement s'est toutefois détaché de la langue glaciaire principale (13) (entre les capteurs 8 et 9, fig. 6.17) et s'est trouvé

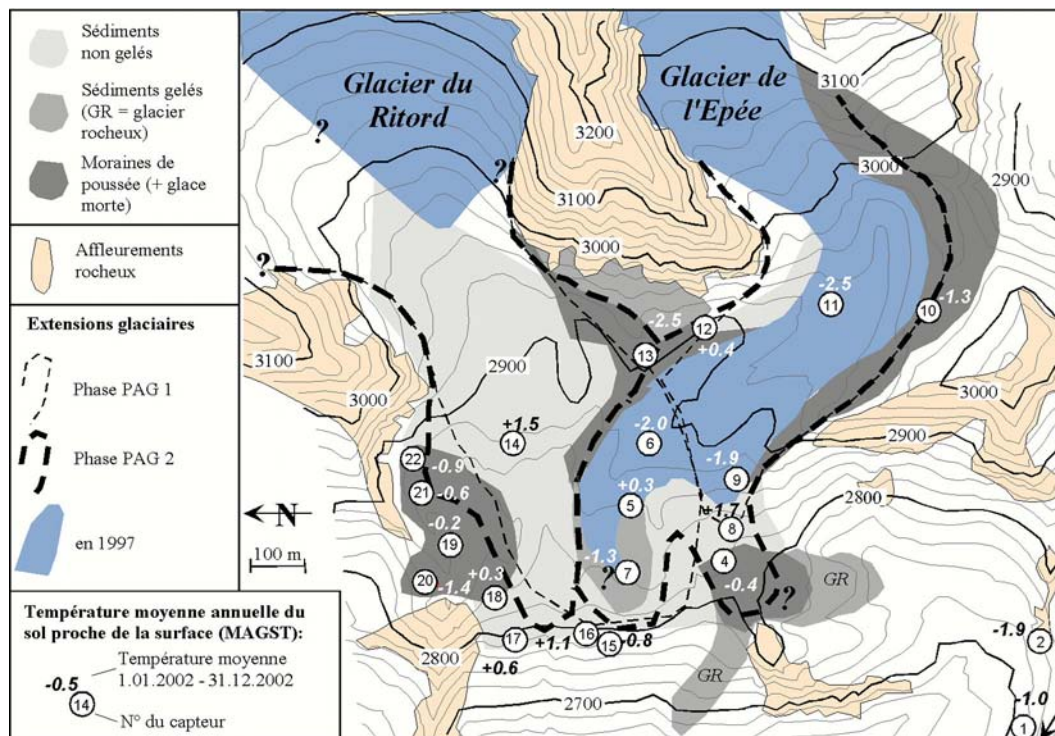


Fig. 6.17 Marge des glaciers du Ritord et de l'Épée : interprétation proposée de l'état actuel du site et MAGST durant l'année 2002 (valeurs proches de la moyenne 1998-2003, cf. fig. 3.18).

entraîné dans un mouvement ressemblant à un glissement de type rotationnel (14), comme en témoignent l'orientation des blocs et le front extrêmement raide et relevé de la zone en mouvement que l'on peut observer sur place.

La figure 6.17 tente de résumer ce propos et y inclut les valeurs de MAGST mesurées sur le site.

6.4.2.3 Principales questions soulevées

- La distinction entre deux phases PAG se fonde sur la présence de moraine de fond entre les deux langues actuelles du glacier couvert de l'Epée (3). A-t-elle réellement été déposée par le glacier du Ritord et non par celui de l'Epée ?

- Comment s'explique la différence de rythme entre les deux glaciers ? Est-elle uniquement due à la charge en débris rocheux plus importante du glacier de l'Epée ?

- Les flancs externes des moraines de poussée du Beaufort et du Six Rouge ne semblent pas contenir de glace d'origine glaciaire récente (résistivité inférieure à 200 k Ω m). S'agit-il de dépôts morainiques holocènes pré-PAG qui ont gelé sur place et qui ont été faiblement remaniés par l'avancée glaciaire PAG ? Ou s'agit-il de sédiments gelés qui, pour être dans la position qui est la leur actuellement, doivent avoir parcouru plusieurs centaines de mètres, entraînés par leur glacier respectif ?

- Quelle a été l'influence de la poussée glaciaire sur la dynamique du glacier rocheux bifide du Six Noir ? Sa vitesse de déformation s'est-elle momentanément accélérée ? Dans un tel cas, on pourrait dès lors s'attendre à une inactivation dynamique post-PAG du glacier rocheux (cf. 2.4).

6.4.3 Grand-Aget / Rogneux : rétro-fluage d'une moraine de poussée ?

A quelques km au nord du précédent site, le glacier d'Aget (cf. fig. 6.1) s'étendait à l'apogée du PAG entre 3050 et 2760 m.s.m. dans une vaste combe orientée vers le NE, enchâssée entre le Grand-Aget (3133 m.s.m.) et le Mont-Rogneux (3083 m.s.m.) (fig. 6.18). En l'absence de hauts versants rocheux producteurs de gélifractions, le glacier d'Aget n'a que très peu été couvert de débris durant le PAG, comme en témoigne la présence généralisée de moraine de fond dont la disposition reflète la direction du courant glaciaire (fig. 6.19). Seuls le talweg et la rive gauche du vallon

ont été investigués car les dépôts sédimentaires sont absents de la rive droite (fig. 6.19).

6.4.3.1 Résultats des mesures

Deux sondages électriques verticaux (Ag-S03, Ag-S04 (cf. fig. 6.8), localisation fig. 6.20), de type F selon 6.4.1, et des mesures BTS ont révélé que la partie inférieure de la rive gauche de la marge proglaciaire n'est pas gelée actuellement (DEVAUD 1999) en dépit du fait que cette zone montre des signes évidents de fluage post-PAG (zone B, fig. 6.19).

La partie amont de la rive gauche (zone A) est quelque peu différente, non pas parce que le terrain flue en direction du fond du vallon (fig. 6.19, 6.20, 6.21) avec une vitesse superficielle de l'ordre de 10 à 30 cm/a (déterminée par DGPS/RTK, LAMBIEL & DELALOYE in prep., cf. 5.4.2), mais parce que ce terrain contient encore un pergélisol profond. Les sondages électriques Ag-S06 et Ag-S08 (cf. fig. 6.8, localisation fig. 6.20) appartiennent au type D et indiquent la présence d'un terrain gelé d'une vingtaine de mètres d'épaisseur (résistivité spécifique entre 50 et 200 k Ω m) sous une couche de 6 à 8 m de sédiments non ou seulement faiblement gelés (3-10 k Ω m). Les températures moyennes annuelles du sol relevées en 2002, année moyenne, oscillaient entre -0.4 et +1.3°C (fig. 6.20). Il est intéressant de noter que ce secteur n'est pas directement lié à une source de débris rocheux. Le versant qui le domine n'a qu'une faible ampleur et ne produit que très peu de gélifractions. Un sillon d'environ 5 m de profondeur (rempli de neige sur la fig. 6.19, au-dessus de la marque 2890 m) sépare le pied du versant et la zone A.

Entre les deux zones de fluage (A et B), un secteur restreint comporte encore un corps gelé (5-10 m d'épaisseur, 10-20 k Ω m) localisé au-dessous de 3.5 à 4 m de profondeur (Ag-S07) (fig. 6.20).

6.4.3.2 Hypothèse proposée et questions

L'hypothèse avancée pour expliquer la situation observée dans la marge du glacier d'Aget serait que ce dernier, lors de sa crue du PAG, a recouvert sur sa rive gauche un ou plusieurs corps de sédiments gelés (glaciers rocheux, dépôts morainiques holocènes pré-PAG) qui devaient occuper préalablement la partie amont de la rive gauche de la combe, à savoir la zone située à l'aplomb du sommet du Mont-Rogneux ainsi que celle située sous la première partie de l'arête reliant ce sommet au Grand-Aget (fig. 6.19, 6.21). Le

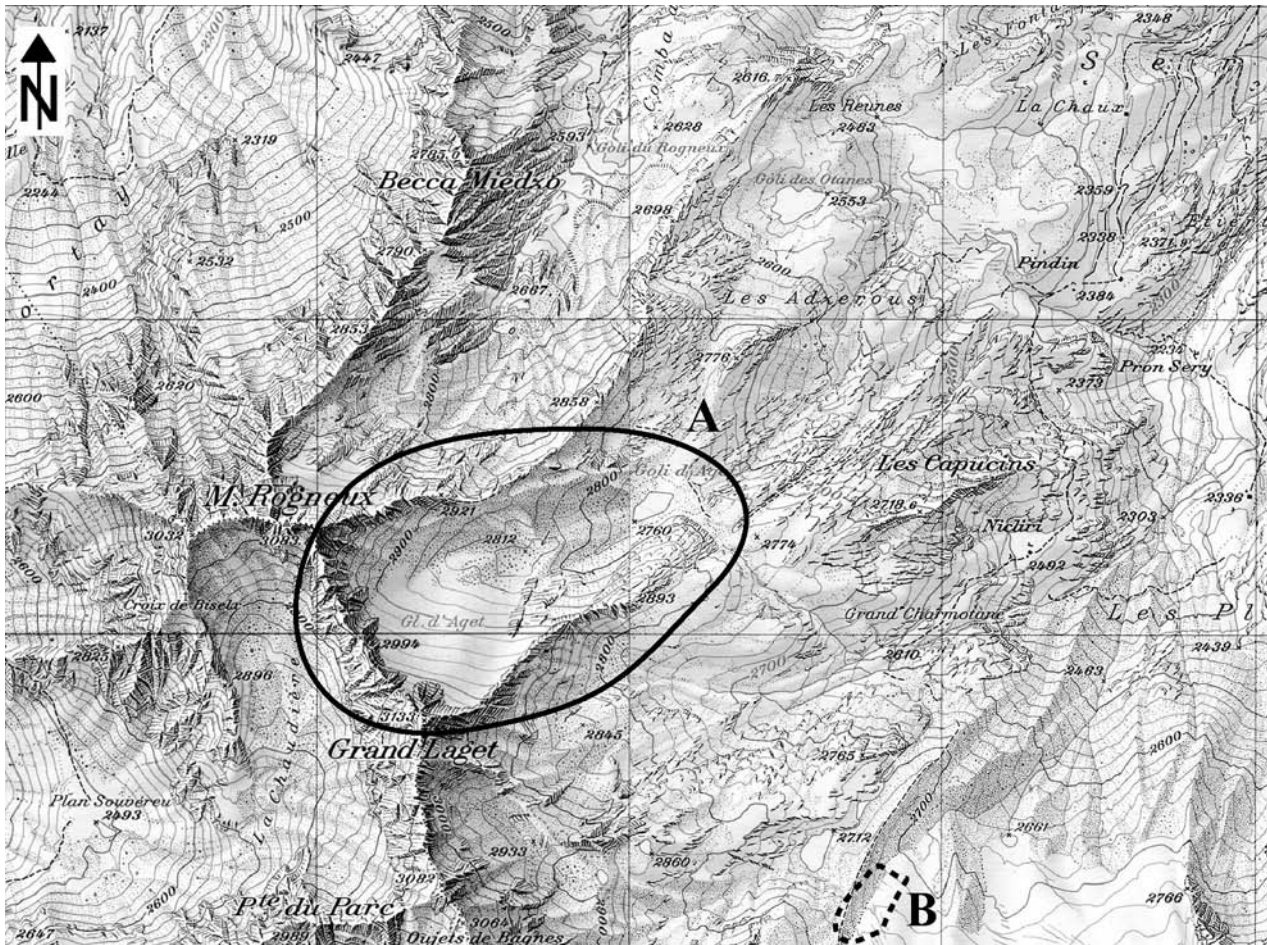


Fig. 6.18 Localisation du site Grand-Aget / Rogneux (A). B = glacier du Petit-Combin, cf. 3.3.3. Quadrillage kilométrique. Extrait des cartes nationales de la Suisse 1 : 25'000, feuilles n°1345 (Orsières) et 1346 (Chanrion) mises à jour en 1988. Reproduit avec l'autorisation de swisstopo (BA046056)..

glacier aurait entraîné ces sédiments gelés le long de son parcours. Une fois que le glacier a amorcé son retrait, les sédiments de la partie aval, encore gelés, auraient entamé un mouvement de rétro-fluage latéral en direction du talweg (B, fig. 6.19). Mais ces terrains se sont rapidement réchauffés (orientation SE) et le pergélisol a de nos jours disparu. Le même processus s'est produit plus tard dans la partie amont (A, fig 6.19), cependant l'épaisseur relativement importante du terrain gelé (jusqu'à 30 m) empêche la disparition rapide du pergélisol. Par conséquent, le mouvement de rééquilibrage (rétro-fluage d'une moraine de poussée) se poursuit (fig. 6.21).

Cette hypothèse soulève plusieurs questions (pour l'heure sans réponse) :

- Est-il possible que des sédiments gelés (épais) soient entraînés sur plusieurs centaines de mètres par un petit glacier tel que celui d'Aget ?

- Le pergélisol qui aurait existé dans la zone B et celui qui persiste dans le secteur intermédiaire entre A et B peuvent-ils avoir une origine sous-glaciaire ? Ils se seraient alors formés in situ, sous la marge froide du glacier ?

- L'épaisse couche de sédiments apparemment non gelés qui recouvre le corps de pergélisol de la zone A est-elle le signe d'une dégradation thermique due au recouvrement du terrain par un glacier tempéré (dans ce cas le déplacement de matériaux gelés aurait été peu probable) ou est-elle la conséquence d'un impor-

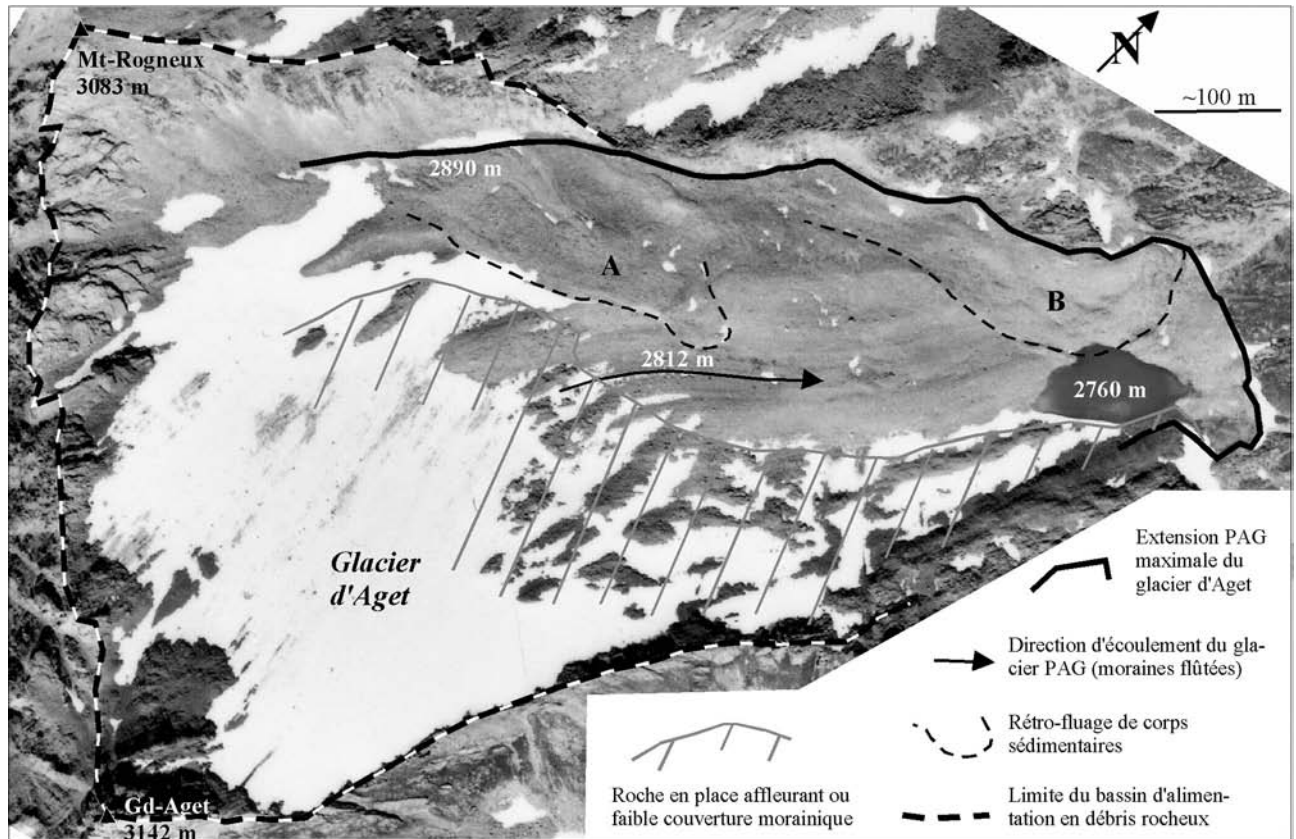


Fig. 6.19 Vue aérienne verticale de la marge PAG du glacier d'Aget. Le trait continu indique l'extension PAG maximale du glacier. La perturbation de l'arrangement directionnel de la moraine de fond (flèche) permet de délimiter aisément deux zones principales de fluage : A (fig. 6.20-21), qui est gelée, et B, qui ne l'est pas (plus ?). Photo : Office fédéral de topographie, LK 283 – 63/7595, 10 août 1988; reproduit avec l'autorisation de swisstopo (BA046056).

tant réchauffement du sol intervenu depuis le PAG (qui parlerait alors en faveur d'un possible déplacement conséquent des sédiments gelés durant le PAG) ?

6.4.4 Sanetschhorn / Creux de la Lé : formation d'un néo-pergélisol ?

Au nord de la vallée du Rhône, le glacier du Sanetschhorn (à tort absent des cartes topographiques actuelles, fig. 6.22) est situé au cœur des Hautes Alpes Calcaires Occidentales, dans l'ombre quasi permanente de la paroi N du Sanetschhorn (fig. 6.23). Il s'agit d'un large glacier de pied de paroi actuellement semi-couvert et dépourvu de zone d'accumulation. De nos jours, sa pente est raide et les blocs effondrés (calcaires marneux) ne s'arrêtent qu'auprès de sa terminaison, impossible à déterminer visuellement de manière

précise. Au PAG, le glacier s'est étendu sur un large bastion entre 2350 et 2600 m.s.m. (fig. 6.24). La présence étendue de moraine mixte et flûtée (fig. 6.23) montre que ce glacier n'a probablement pas été recouvert d'une grande quantité de débris au moins lors de sa dernière phase de crue historique et qu'il était alors en grand partie tempéré à sa base. Durant l'hiver 2002-2003, WEqT, mesurée directement sur la glace à Sa-L08 (localisation, fig. 6.24), n'était que de -1.7°C . Cette température élevée indiquerait qu'actuellement les restes de ce glacier sont certainement tempérés.

6.4.4.1 Principaux résultats

Comme aux glaciers du Ritord et d'Aget, le pergélisol est absent d'une grande partie de la marge PAG : Sa-S08, Sa-S09, Sa-S10-down (cf. fig. 4.6, 6.8)

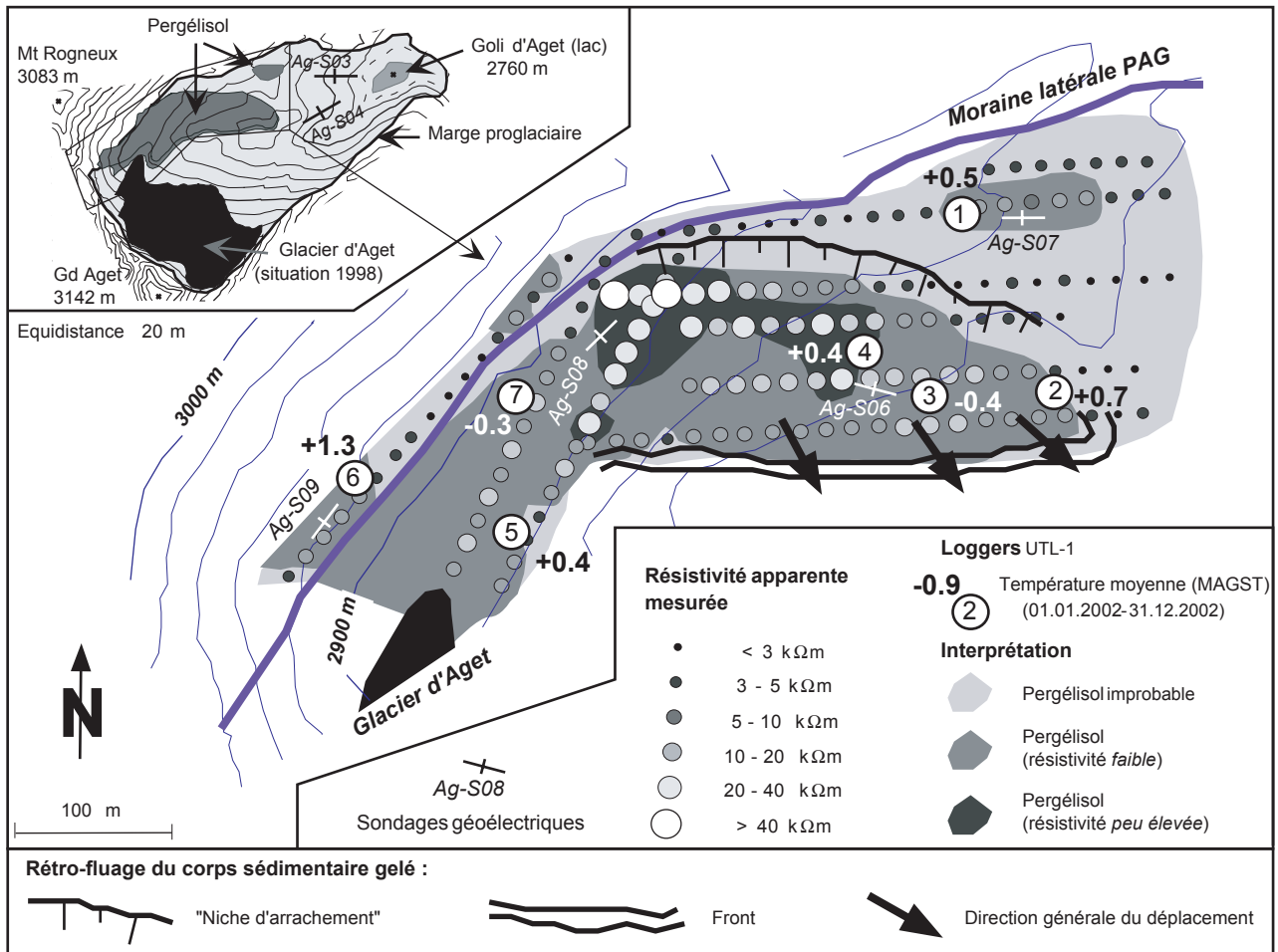


Fig. 6.20 Marge proglaciaire historique du glacier d'Aget. Résistivité apparente du sol mesurée par traîné ($a = 20$ m, profondeur d'investigation estimée : 8-12 m), MAGST et interprétation (manuelle) des résultats.

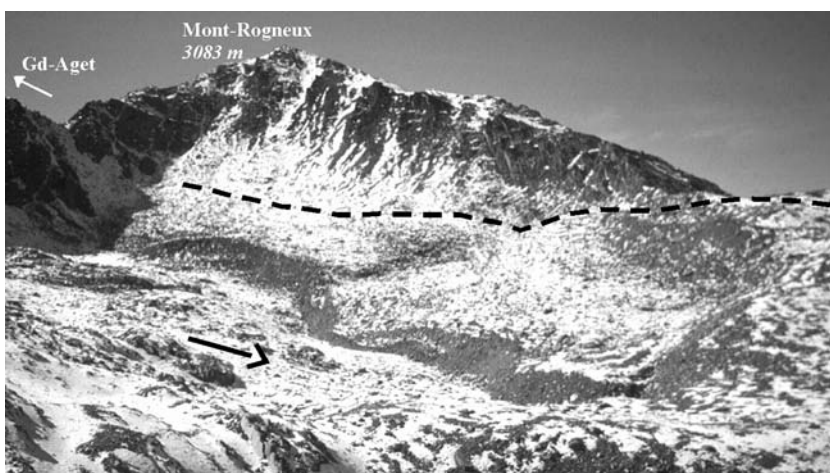


Fig. 6.21 Rétro-fluage de la moraine de poussée (?) A dans la marge PAG du glacier d'Aget. Le front, bien visible au centre de l'image, fait 5 à 20 m de hauteur. Le trait discontinu indique la position maximale atteinte par le glacier durant le PAG, la flèche la direction de son écoulement. Les sédiments gelés pourraient avoir été déplacés par le glacier PAG depuis la zone d'ombre située au pied de l'arête reliant le Mont-Rogneux au Gd-Aget.

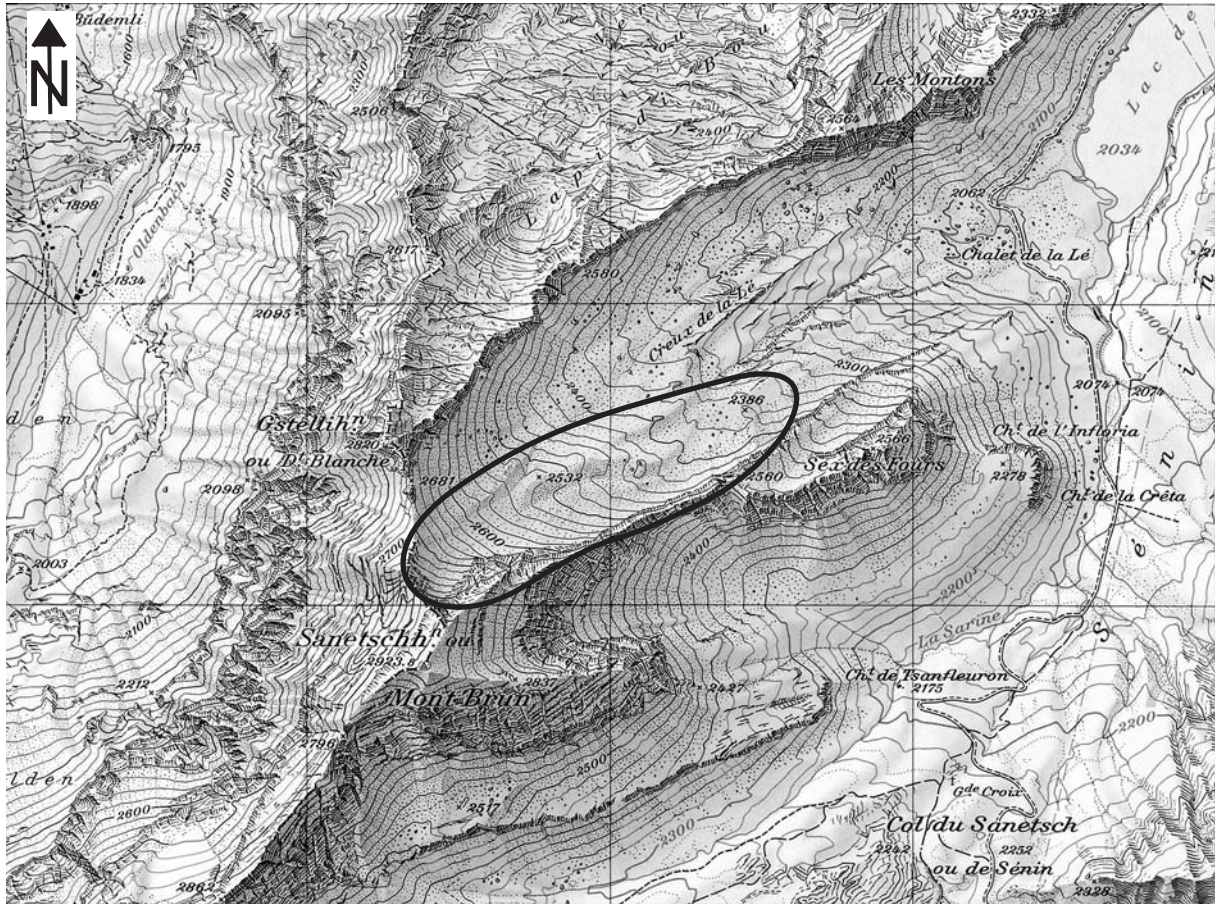


Fig. 6.22 Localisation du site Sanetschhorn / Creux de la Lé. Quadrillage kilométrique. Extrait de la carte nationale de la Suisse 1 : 25'000, feuille n°1286 (St.-Léonard) mise à jour en 1992. Reproduit avec l'autorisation de swisstopo (BA046056).

et Sa-S12 (localisation fig. 6.24) sont en effet de type F avec des résistivités ne dépassant pas 3-4 k Ω m. Il convient toutefois de signaler :

(a) *La présence localisée de pergélisol dans les éboulis jouxtant la partie orientale de la marge proglaciaire à une altitude à peine inférieure (fig. 6.25).*

Dans ces éboulis, les sondages électriques Sa-S02 et Sa-S03 (localisation fig. 6.24) ont montré la présence au-dessous d'environ 3 m de profondeur d'un niveau (gelé ?) épais de 5-10 m dont la résistivité spécifique est de 7-12 k Ω m. A Sa-L06, WEqT (-0.8 à -1.3°C entre 1998 et 2003) et MAGST (+1.0°C en 2002, fig. 6.24) sont comparables aux valeurs enregistrées dans la marge proglaciaire.

(b) *L'existence d'une moraine de poussée s.s. à l'extrémité orientale de la marge PAG (fig. 6.23 - 6.25).*

Les mesures de résistivité électrique attestent que cette moraine est gelée (fig. 6.24, 6.26). Sa-S05 et Sa-S06 montrent cependant que la couverture de sédiments non gelés est importante (> 4-5 m) et qu'elle s'épaissit vers l'amont (fig. 6.26). Les branches amont des sondages électriques Sa-S05 et Sa-S06, de type D, indiqueraient la préservation profonde de sédiments gelés (80-200 k Ω m). La branche aval de Sa-S05, plutôt de type C, pourrait révéler la présence, dans la partie externe de la moraine, d'un pergélisol quasi intact. Quant à la branche aval de Sa-S06, elle signale, sur le flanc interne de la moraine, l'absence rapide de tout corps gelé. Les mesures de résistivité électrique ne

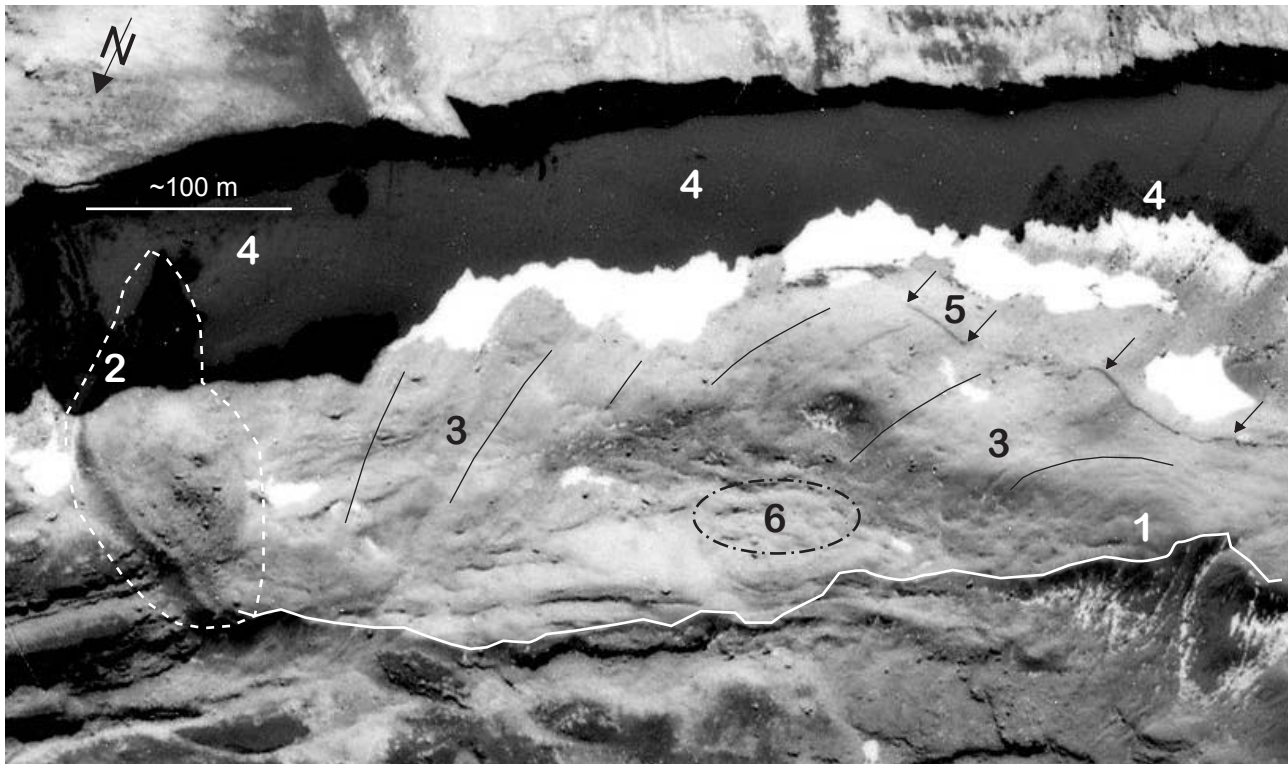


Fig. 6.23 Principaux aspects géomorphologiques de la moitié inférieure de la marge proglaciaire historique du glacier du Sanetschhorn / Creux de la Lé. 1 : Extension PAG maximale. 2. Moraine de poussée s.s. 3. Moraine mixte et flûtée montrant (lignes) le cheminement du glacier PAG. 4. Glacier actuel (ici sous la neige et dans l'ombre des parois du Sanetschhorn) en grande partie recouvert de débris. 5. Ride formée par une ré-avancée glaciaire post-PAG (direction indiquée par les flèches). 6. Pergélisol (post-PAG ?). Photo : Office fédéral de topographie, LK 273 – 36/9268, 3 septembre 1986); reproduit avec l'autorisation de swisstopo (BA046056).

permettent pas d'envisager la préservation de glace d'origine glaciaire dans cette moraine de poussée.

(c) L'existence localisée d'un pergélisol (n°6 sur fig. 6.23, fig. 6.24).

Sa-S10-up, Sa-S11 et Sa-P01 (fig 6.27) montrent que sous une couche active épaisse de 2-4 m, la résistivité spécifique des sédiments est comprise entre 20 et 30 kΩm sur une épaisseur d'au moins 8-10 m (cf. 4.2.6.1-2, fig. 4.6-4.8). Il n'y a pas de fort refroidissement du sol durant l'hiver enregistré au capteur Sa-L01 placé dans ce secteur (cf. fig. 3.17; WEqT = -1.0 à -1.5°C entre 1999 et 2003). La morphologie du terrain est boursoufflée (fig. 6.27). Il semble s'agir de bourrelets de fluage enchevêtrés les uns sur les autres (fig. 6.23) plutôt que de dépressions thermokarstiques.

6.4.4.2 Interprétation possible des résultats

En raison de l'altitude relativement basse, l'absence de pergélisol dans une majeure partie de la marge proglaciaire ne peut être uniquement attribuée à un effet du recouvrement glaciaire durant le PAG. Un pergélisol a cependant été détecté à trois emplacements distincts de la marge proglaciaire et de son environnement immédiat (6.4.4.1). L'origine du pergélisol situé à l'intérieur du système morainique historique demeure cependant incertaine.

Dans le premier cas, celui de la moraine de poussée, on peut avancer l'hypothèse, sur la base des sondages verticaux, qu'il pourrait s'agir du recouvrement, de la déformation et de la dégradation partielles d'un petit glacier rocheux par le glacier PAG tempéré.

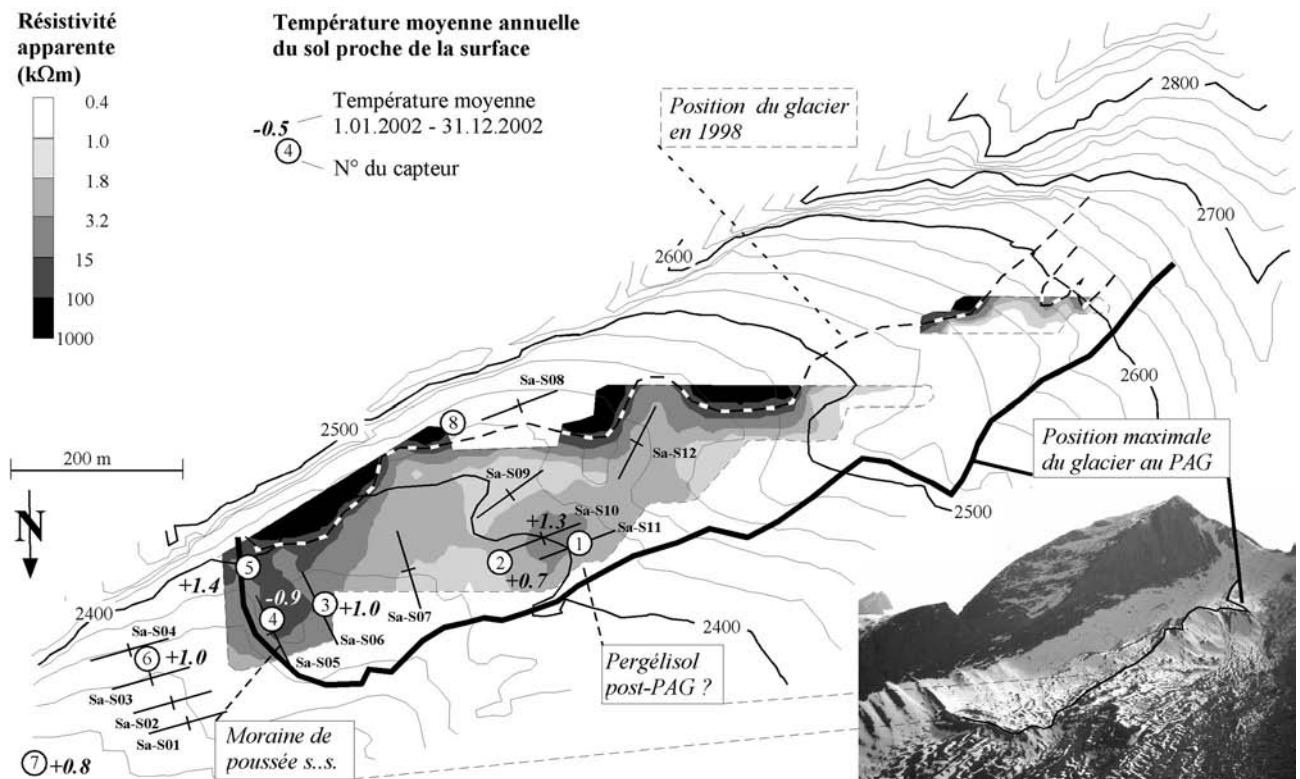


Fig. 6.24 Creux de la Lé – Sanetschhorn : emplacements des sondages électriques verticaux Sa-S01 à Sa-S12, interpolation (krigeage, cf. 4.3) de la résistivité électrique apparente mesurée par trainé (198 points régulièrement répartis, configuration de Wenner, $a = 20$ m, profondeur d'investigation estimée : 8-12 m) et température moyenne annuelle du sol (MAGST) en 2002 (année environ 0.4°C plus chaude que la moyenne 1998-2002, sauf au capteur 4 où elle est 0.2°C plus froide).



Fig. 6.25 Flanc externe de la moraine de poussée s.s. (1) à l'extrémité de la marge proglaciaire historique du glacier du Sanetschhorn / Creux de la Lé (2350-2386 m.s.m.); épaisseur de la moraine : environ 30 m. Les pentes d'éboulis au premier plan (2) semblent localement gelées (Photo : C. LAMBIEL, août 2003).

Quant au second secteur gelé, sa présence proche de la surface laisse envisager une origine post-PAG. Ceci peut néanmoins paraître surprenant si l'on tient compte d'une température moyenne annuelle du sol qui semble peu propice à la formation de pergélisol

($+1.3^{\circ}\text{C}$ en 2002). S'agirait-il dès lors d'un pergélisol pré-PAG plus ou moins épargné par le glacier (on est en effet proche du front) ? Des lambeaux isolés du glacier PAG sont-ils être préservés çà et là dans les sédiments ? De telles hypothèses ne peuvent pas être rejetées.

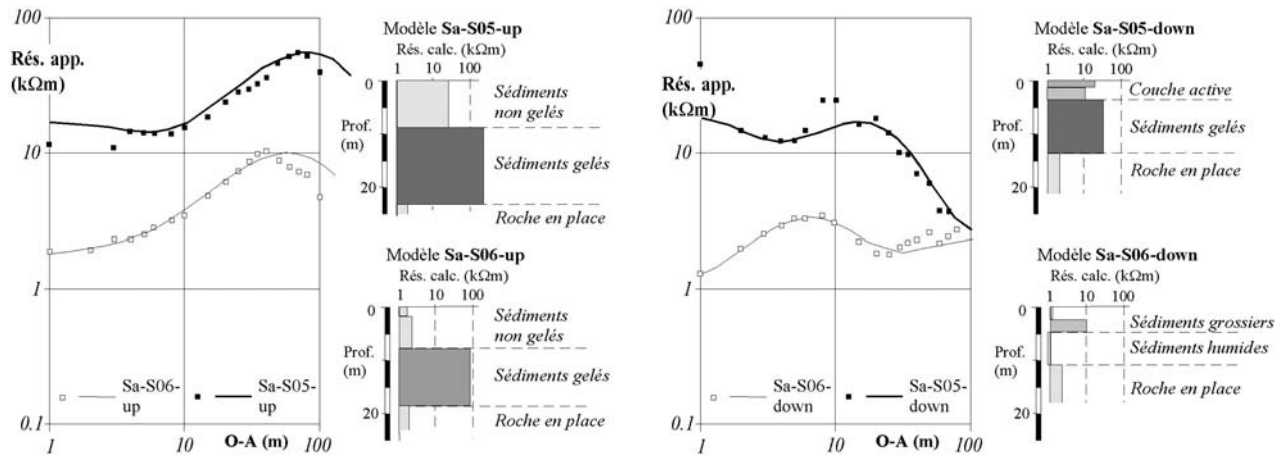


Fig. 6.26 Moraine de poussée s.s. du glacier du Sanetschhorn : sondages électriques dissymétriques Sa-S05 (gras) et Sa-S06 (fin).

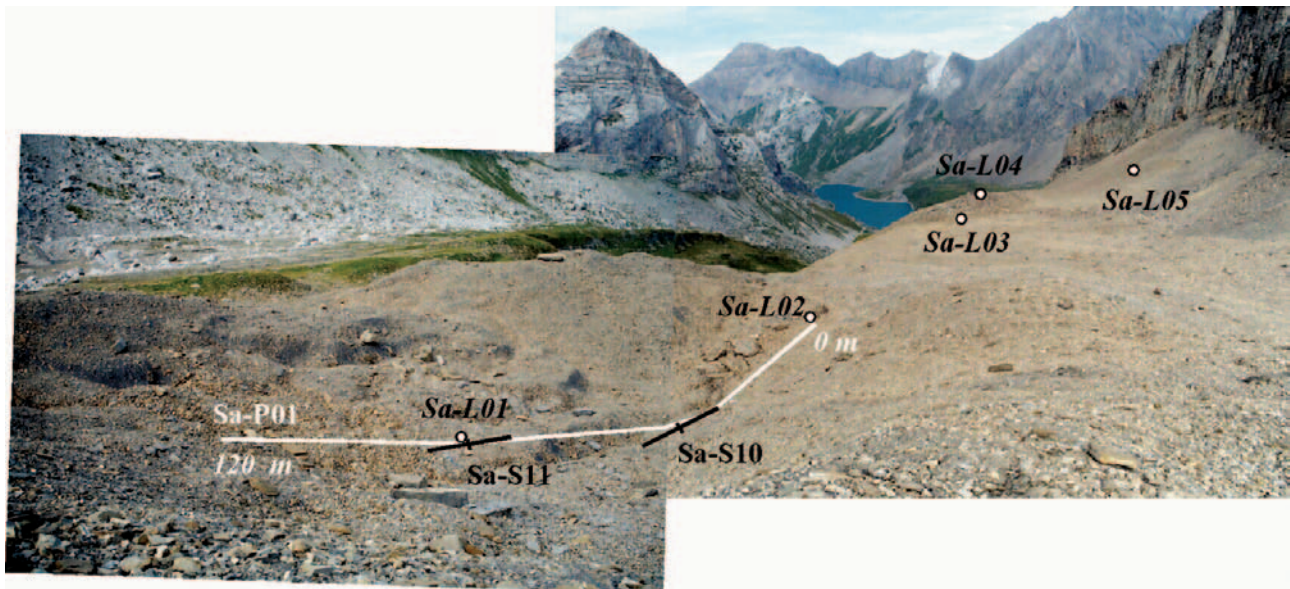


Fig. 6.27 Localisation des mesures de résistivité électrique (profil tomographique Sa-P01 et sondages Sa-S10 et 11) et des emplacements des capteurs thermiques UTL (Sa-L01 à Sa-L05) dans la partie inférieure de la marge proglaciaire du glacier du Sanetschhorn/ Creux de la Lé. Sa-L04 est situé sur la moraine de poussée s.s. (Photos : C. LAMBIEL, août 2003).

6.4.5 Réchy / Becs-de-Bosson : recouvrement partiel d'un glacier rocheux

Dans les racines du glacier rocheux des Becs-de-Bosson, la prospection géoélectrique (sondages, traînés) et thermique (BTS, GST) réalisée en 2002-2003 (fig. 6.30) permet d'illustrer l'impact qu'a pu avoir l'avancée glaciaire PAG sur la répartition actuelle du pergélisol (DELALOYE *et al.* 2003a, MÉTRAILLER *et al.*

2003, MÉTRAILLER in prep.). Onze sondages électriques verticaux effectués par TENTHOREY (1993) en 1989-1990 ont également été répétés.

6.4.5.1 Description du site

Le glacier rocheux des Becs-de-Bosson est orienté vers le NW et prend racine vers 2800 m.s.m. environ au pied des Becs-de-Bosson (3149 m.s.m.) (fig. 6.28)

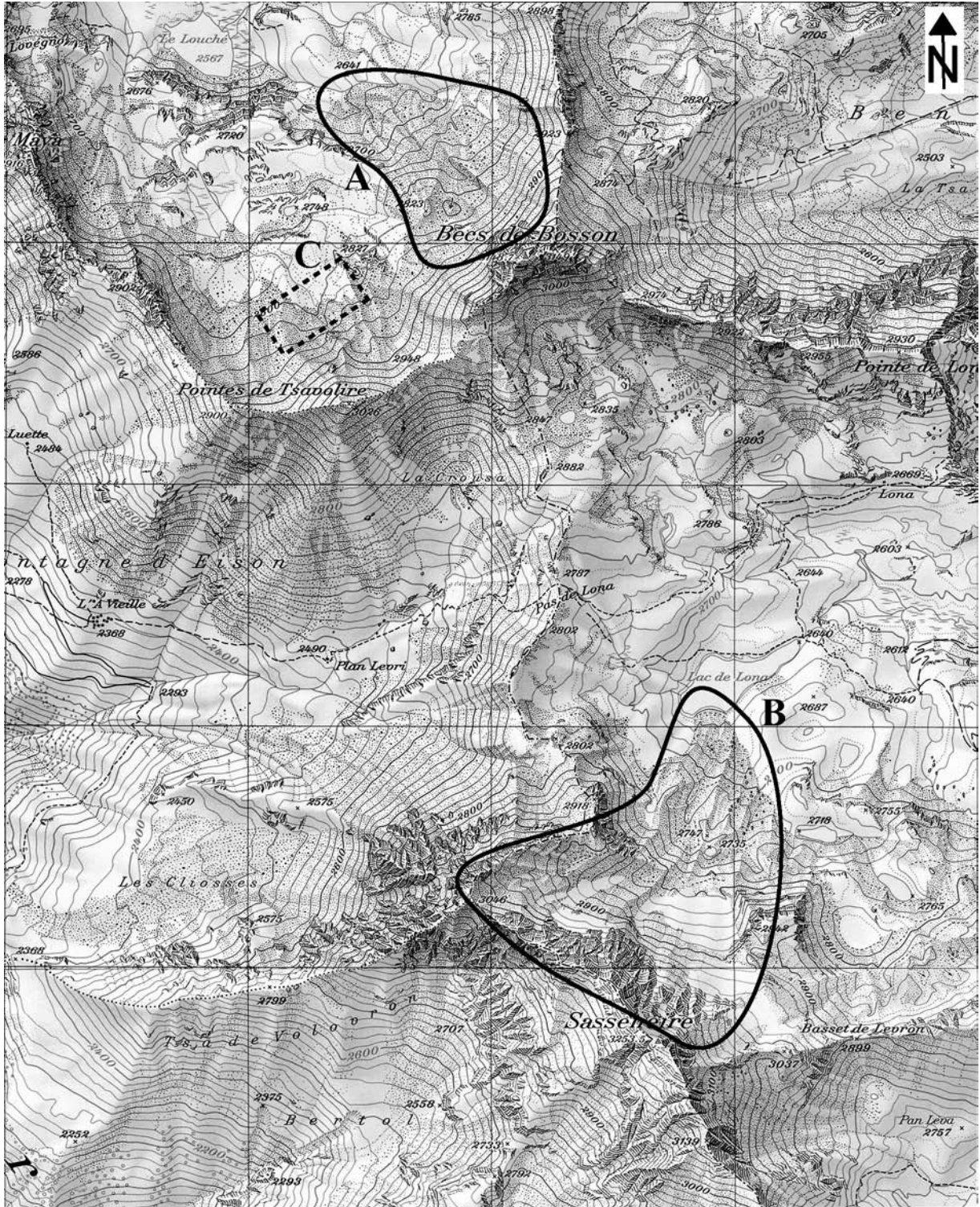


Fig. 6.28 Localisation des sites Réchy / Bècs-de-Bosson (A), Lona / Sasseneire (B) et Tsavolires (C, site PERMOS). Quadrillage kilométrique. Extrait des cartes nationales de la Suisse 1 : 25'000, feuilles n°1307 (Vissoie) et 1327 (Evolène) mises à jour en 1998. Reproduit avec l'autorisation de swisstopo (BA046056).

dans une zone marquée par la présence de deux grandes dépressions (D1 au S et D2 plus au N, fig. 6.29). Dans D2, ainsi qu'à l'amont de D1, la roche en place (quartzite, sables dolomitiques) affleure, encore fraîchement striée par le glissement basal du glacier qui a recouvert les lieux durant le PAG mais qui a désormais disparu. Dans le secteur des dépressions D1 et D2, la présence de moraine de fond est fréquente. Il n'est pas possible cependant de délimiter clairement l'extension maximale qu'a connue le glacier (d'où la dénomination «*complexe glacier/glacier rocheux*» dans les fig. 6.29 et 6.30). Ce dernier a assurément formé les moraines de poussée P0 et P1 (fig. 6.29, cf. fig. 6.7) et peut-être aussi, pour TENTHOREY (1993) du moins, les rides P2 (fig. 6.29). En général, les traces morphologiques manquent, mais il semble acquis que le glacier n'a nulle part dépassé les limites du glacier rocheux et que 2700 m.s.m. est l'altitude la plus basse que doit avoir atteint la langue de glace dans la partie centrale du glacier rocheux. Plus en aval, le glacier rocheux se compose d'une langue principale (L1), qui

se termine à 2610 m.s.m. par un front raide recouvrant des parcelles de pelouse alpine, et d'un lobe secondaire (L2). TENTHOREY (1993) a constaté, sur la base de sondages électriques verticaux, que la moitié inférieure du glacier rocheux était caractérisée par la présence d'un pergélisol contenant une quantité relativement importante de glace. Les mesures de déplacement de 50 blocs répartis sur la bordure sommitale des fronts des deux digitations du glacier rocheux réalisées par DGPS/RTK (cf. 5.4.2) entre octobre 2001 (par S. MÉTRAILLER et A. TURATTI) et octobre 2003 montrent que l'extrémité de L1 est quasiment inactive (0-5 cm/a) alors que L2 avance à une vitesse supérieure à 1 m/a (LAMBIEL & DELALOYE *in prep.*).

6.4.5.2 Répartition du pergélisol dans les racines du glacier rocheux

En ce qui concerne la partie amont du glacier rocheux, TENTHOREY (1993) écrit : «*la plus grande surprise a été de ne trouver, à plus de 2800 m d'altitude*

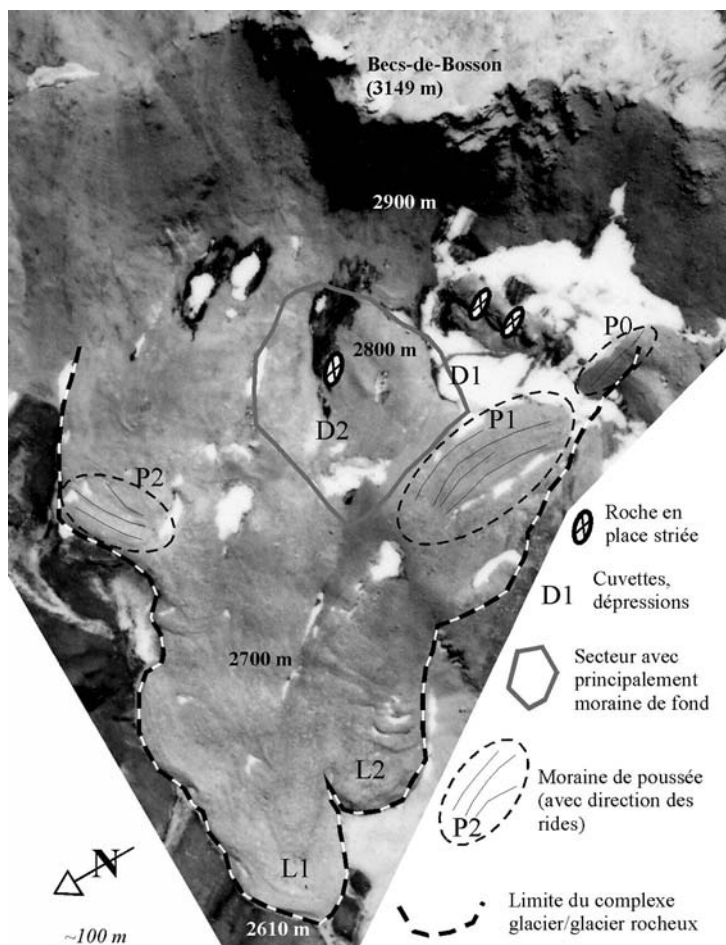


Fig. 6.29 Principales caractéristiques géomorphologiques du complexe glacier/glacier rocheux des Becs-de-Bosson / Réchy. L1 et L2 sont les deux lobes terminaux du glacier rocheux. Photo : Office fédéral de topographie, LK 273 – août 1986; reproduit avec l'autorisation de swisstopo (BA046056).

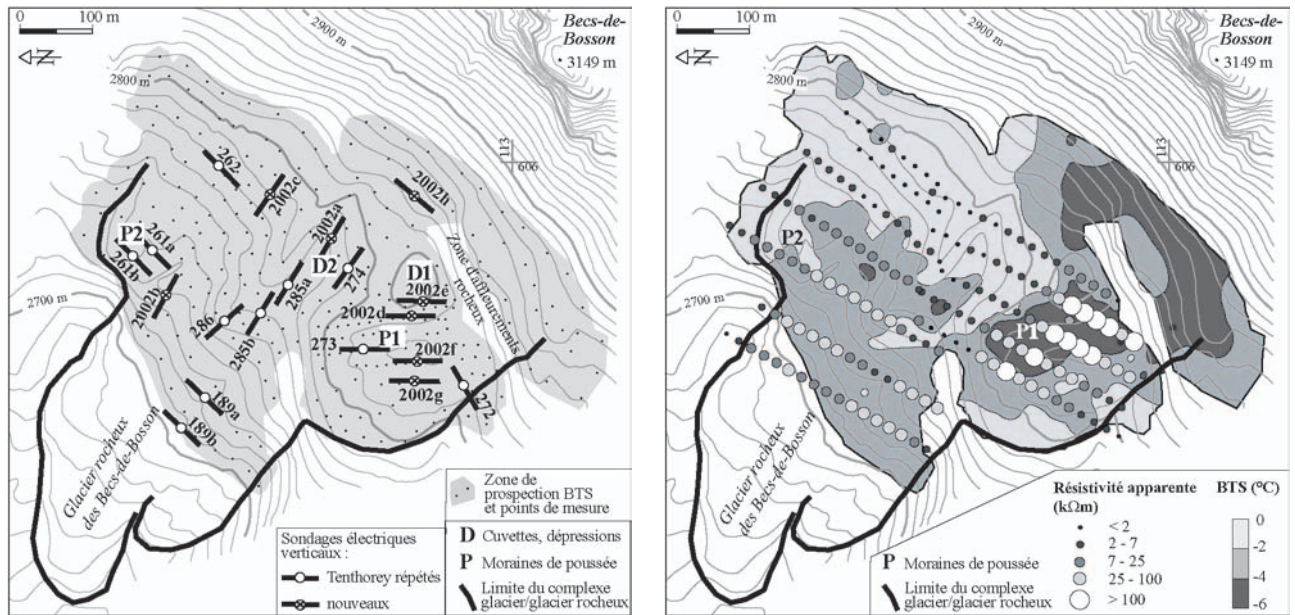


Fig. 6.30 A gauche : Localisation des sondages électriques verticaux et des mesures BTS réalisés en 2002/2003 sur les sites des Becs-de-Bosson/Réchy. Les sondages 189 à 286 ont été répétés par MÉTRAILLER (in prep.) respectivement 12-13 ans après TENTHOREY (1993). A droite : résistivité apparente du sol mesurée par trainé (configuration de Wenner, $a = 20$ m, profondeur d'investigation estimée : 8-12 m) et interpolation (krigeage) de la température BTS en 2002.

et dans des zones apparemment favorables au péri-glaciaire, aucune trace de pergélisol». Elle ajoute que «ces surfaces correspondent à l'englacement récent du Petit Age Glaciaire, qui a vraisemblablement formé les moraines de poussée lors de sa phase la plus froide, génératrice de glacier partiellement froid; ce dernier aurait (par la suite ?) fait fondre le pergélisol sous lui, en devenant tempéré». Elle s'étonne également de l'absence apparente de pergélisol dans la moraine de poussée P2 (cf. 6.4.5.4).

L'absence de pergélisol dans une partie des racines du glacier rocheux est illustrée à la figure 6.30b : elle se caractérise par des valeurs BTS élevées (supérieures à -2°C environ) et/ou par une résistivité électrique apparente du sol inférieure à $7\text{ k}\Omega\text{m}$. Dans ce secteur, les sondages verticaux Re-S262, 274, 285a, 285b, 2002a, 2002b et 2002d-down (localisation fig. 6.30a) sont tous de type F (cf. 6.4.1). La transition avec le corps gelé du glacier rocheux à l'aval est relativement rapide : Re-S2002b, 286 et 189b (cf. fig. 6.8 pour les deux derniers) sont déjà de type B, indiquant la présence de niveaux relativement épais (10-20 m) de sédiments gelés (résistivité de l'ordre de $50\text{-}100\text{ k}\Omega\text{m}$)

sous une couche active de 2-3 m. Re-S189a est pour sa part attribué au type D (cf. fig. 6.8) : la couche résistante est également épaisse de 10-20 m, mais sa résistivité n'est que de $10\text{-}20\text{ k}\Omega\text{m}$ et la couche active (?) atteint environ 5 m. Ce sondage pourrait indiquer la dégradation thermique seulement partielle d'un pergélisol pré-PAG par l'avancée glaciaire historique.

A l'amont de la moraine de poussée P1 et de la grande barre d'affleurement rocheux (fig. 6.30b), des températures BTS froides indiquent la présence de pergélisol dans une zone qui est certainement demeurée longtemps couverte par le glacier durant le PAG et où sont encore présentes en 1986 d'importantes accumulations de neige, voire des *plaques de glace* de regel (fig. 6.29). Celles-ci ont en grande partie disparu depuis lors. Ce pergélisol est-il d'âge post-PAG ? Témoigne-t-il de l'état froid du glacier PAG dans cette partie du versant ? Quelle est l'influence des accumulations de neige ? Aucun indice ne permet pour l'heure d'y répondre. Tout au plus constate-t-on que le sondage Re-S2002h est de type A. Il indique à cet emplacement la présence de glace massive sous une fine couverture de débris.

6.4.5.3 Moraine de poussée P1

TENTHOREY (1993) avait montré, sur la base de Re-S273, que la moraine de poussée P1 était gelée et que sa teneur en glace devait être importante. Elle avait aussi constaté que la partie interne du complexe de moraines refluit vers le centre de la cuvette D2, mouvement attesté par la présence d'un petit front très raide haut de 1 à 3 mètres (cf. fig. 6.7).

Si l'on observe les résistivités spécifiques des couches les plus résistantes dans les quatre sondages Re-S2002d-g et Re-S273, on constate que les valeurs les plus élevées se situent dans la partie interne de la moraine de poussée et qu'elles diminuent progressivement vers l'extérieur (fig. 6.31). La partie interne, celle dont le contact avec le glacier a été le plus rapproché, serait ainsi plus froide et/ou contiendrait nettement plus de glace que la partie externe de la moraine. Les valeurs maximales (2 M Ω m, Re-S273 et Re-S2002d-up) s'approchent de celles observées dans le cas de véritables glaciers couverts.

Peut-on formuler dès lors l'hypothèse qu'au-dessus des sédiments gelés (60-500 k Ω m) qui forment la majeure partie de la moraine de poussée (dans tous les sondages, fig. 6.31), un tapis de glace (de quelques mètres d'épaisseur) de l'ancien glacier des Becs-de-Bosson est préservé sous une couverture morainique superficielle ? Cette hypothèse serait en effet corroborée d'une part par l'observation faite en

juillet 2002 à la limite interne de la moraine de poussée (près du sondage Re-S2002e, fig. 6.30a) d'un corps de glace massive d'au moins 3 m d'épaisseur enfoui sous 50 cm à 1 m de débris rocheux et d'autre part, par les températures du sol très fraîches (< +1.3°C) enregistrées durant le caniculaire mois d'août 2003 par les capteurs Re-L35 et Re-L36 (cf. 3.3.3) placés respectivement au centre de Re-S2002e et sur la branche amont de Re-S2002d-up.

6.4.5.4 Modifications récentes dans la moraine P2 ?

La comparaison des sondages verticaux de 2002 avec ceux réalisés par TENTHOREY (1993) (n°189 à 275, fig. 6.30a) est difficile étant donné que la localisation précise de ces derniers n'a pas été possible. Des modifications significatives de la résistivité du pergélisol ou des terrains non gelés qui l'entourent n'ont toutefois pas pu être mis en évidence (MÉTRAILLER *in prep.*) à l'exception du sondage n°261 effectué sur la moraine de poussée P2. Re-S261b réalisé sur la ride la plus externe de P2, tout comme Re-S261a à une trentaine de mètres vers l'amont, indiquent en effet des résistivités nettement supérieures aux données relevées par TENTHOREY (fig. 6.32).

Pour Re-S261b, il est possible d'établir un modèle dont les couches ont une épaisseur et, sauf pour la deuxième couche, une résistivité similaires à celles calculées par TENTHOREY (1993) (fig. 6.32). Il est dès

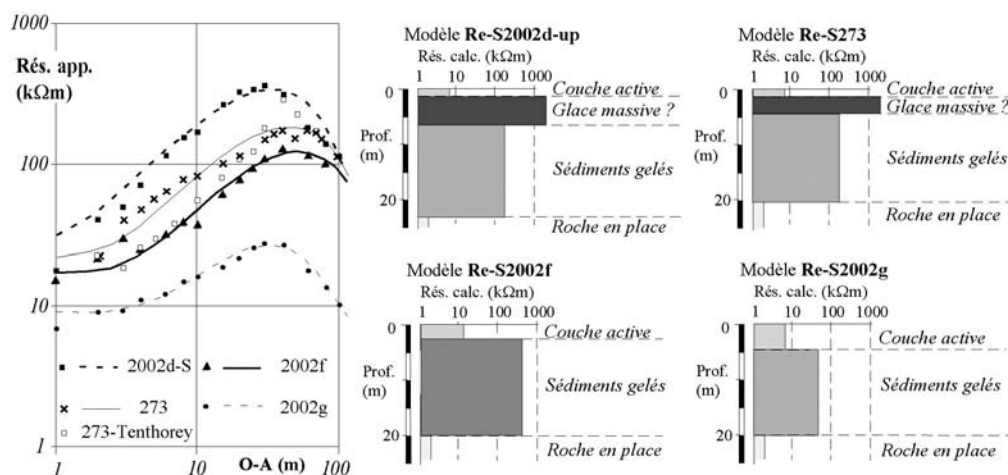


Fig. 6.31 Sondages électriques verticaux sur la moraine de poussée P1 aux Becs-de-Bosson. Il n'y a pas de modèle représenté pour le sondage 273 de TENTHOREY, celui-ci étant relativement similaire aux sondages 273 et 2002f réalisés en 2002.

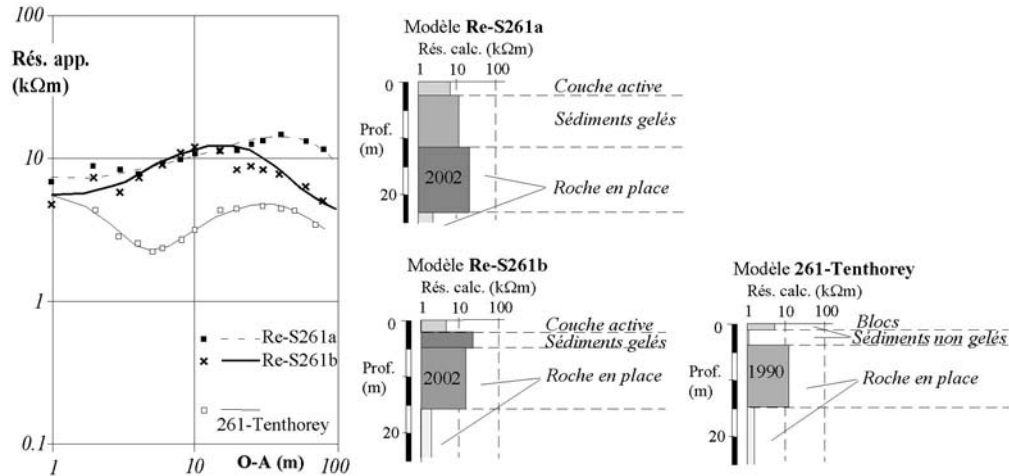


Fig. 6.32 Sondages électriques verticaux sur la moraine de poussée P2 aux Becs-de-Bosson.

lors probable que les deux sondages ont été réalisés approximativement au même emplacement. L'unique différence réside dans la résistivité de la deuxième couche, entre 2 et 5 m de profondeur, qui aurait entre-temps été multipliée par 20 (de 1 à 20 kΩm). Cette couche qui n'était pas gelée en 1990, le serait-elle devenue en 2002 ? Un tel cas de figure indiquerait l'abaissement radical de la température dans le sol et l'extension du pergélisol dans ce secteur du complexe glacier/glacier rocheux des Becs-de-Bosson. Cette hypothèse est surprenante et nécessitera des mesures complémentaires et plus détaillées pour pouvoir être acceptée.

La nature de la troisième couche détectée, dont la résistivité atteint 14 kΩm (fig. 6.32), est également source d'interrogations. Il est peu probable qu'elle consiste, comme proposé par TENTHOREY (1993), «*d'éboulis grossiers sans particules fines*» d'où le pergélisol est absent. S'agirait-il plutôt de sédiments gelés ou simplement de la roche en place (un banc de cornieule) sur laquelle repose les sédiments ? Proche de la surface, la cornieule est en effet une roche poreuse qui, dès lors, peut être résistante au courant électrique. L'interprétation du sondage Re-S261a, 30 m vers l'amont (mais à la même altitude), indique la présence d'un niveau dont les caractéristiques peuvent être comparables mais enfoui sous une dizaine de mètres supplémentaires de sédiments (fig. 6.32). Ces derniers pourraient être faiblement gelés (résistivité : 12 kΩm). L'enfoncement du banc de cornieule en direction de l'amont (SE) coïncide avec le pendage général des

assises rocheuses dans cette région. L'hypothèse que la troisième couche du sondage 261 n'est qu'un banc de roche en place semble ainsi plausible. Dans un tel cas, on ne peut alors exclure que la moraine de poussée P2 soit en partie gelée.

6.4.6 Lona / Sasseneire : des sédiments gelés pré-PAG profondément remaniés ?

Le complexe glacier/glacier rocheux de Lona est situé entre 2620 et plus de 2900 m.s.m. au pied du versant NE du Sasseneire (3254 m.s.m.) (fig. 6.28, 6.33). Neuf sondages électriques verticaux (fig. 6.34a), dont sept étaient la répétition de mesures effectuées par GERBER (1994) en 1990-91, ont été réalisés en août 2002 (MÉTRAILLER *in prep.*). Une campagne de mesures BTS a également été menée en mars 2003 (fig. 6.34a). Toutes les mesures sont restreintes à la moitié occidentale du complexe glacier/glacier rocheux.

6.4.6.1 Interprétation du site selon GERBER (1994)

La langue terminale du complexe glacier/glacier rocheux de Lona tient son originalité au fait qu'elle se termine dans un lac dont le niveau, variable au fil des saisons, est au maximum de 2640 m (fig. 6.34). GERBER (1994) a renoncé à l'appellation «glacier rocheux» pour lui préférer la dénomination de «*Lockersedimentkörper*» (corps de sédiments meubles), indiquant par là l'extrême difficulté à appréhender

der la genèse de la formation. En effet, la plus grande partie du «corps de sédiments» a été recouverte durant le PAG par le glacier de Sasseneire (fig. 6.33), glacier de nos jours restreint à sa portion la plus congrue (env. 20% de son extension PAG). «*Der Gletscher aus der Nordflanke der Sasseneire hat vermutlich im Rahmen vornezeitlicher (comprendre pré-PAG) Aktivitäten bereits Sedimente hinterlassen. Der um 1850 kulminierende nezeitliche Vorstoss ist aber in seiner räumlichen Ausdehnung sicher der grösste. Er hat vornezeitliche glaziale oder periglaziale Lockersedimentkörper überschüttet, maskiert und ihnen zudem junge Schuttmassen vorgelagert*» (GERBER 1994, p. 224). Sur la base d'anciens documents cartographiques, des dépôts morainiques observés, de la présence unique de végétation pionnière et des caractéristiques des sédiments fins au fond du lac (déformations, dépôt insignifiant sur les blocs du corps de sédiments meubles «Lona»), GERBER (1994) considère «*mit an Sicherheit grenzender Wahrscheinlichkeit, dass der*

Lockersedimentkörper «Lona» in seiner heutigen Anlage ein Produkt der nezeitlichen Gletscherhochstandphase von 1600 bis 1850 ist» (p. 215). La présence quasi généralisée de moraine de fond qui n'est qu'à peine recouverte de moraine d'ablation dans les secteurs périphériques et frontaux du champ proglaciaire permet également à GERBER (1994, p. 214) de conclure que le glacier PAG était en grande partie tempéré à sa base (moraines flûtées) et que sa langue n'était que faiblement recouverte de débris.

L'analyse photogrammétrique réalisée par BUDMIGER (1993, in GERBER 1994) a montré que les vitesses moyennes maximales de déplacement horizontal de la surface du lambeau occidental («*westliche Lappen*») du corps de sédiments (40 points - «*Gesteinkomponente*» - répartis entre le lac et 2765 m.s.m. - un peu au-dessus du sondage 904 sur fig. 6.34) ont été de l'ordre de quelques centimètres par année **entre 1971 et 1992**. Une perte d'altitude de quelques centimètres

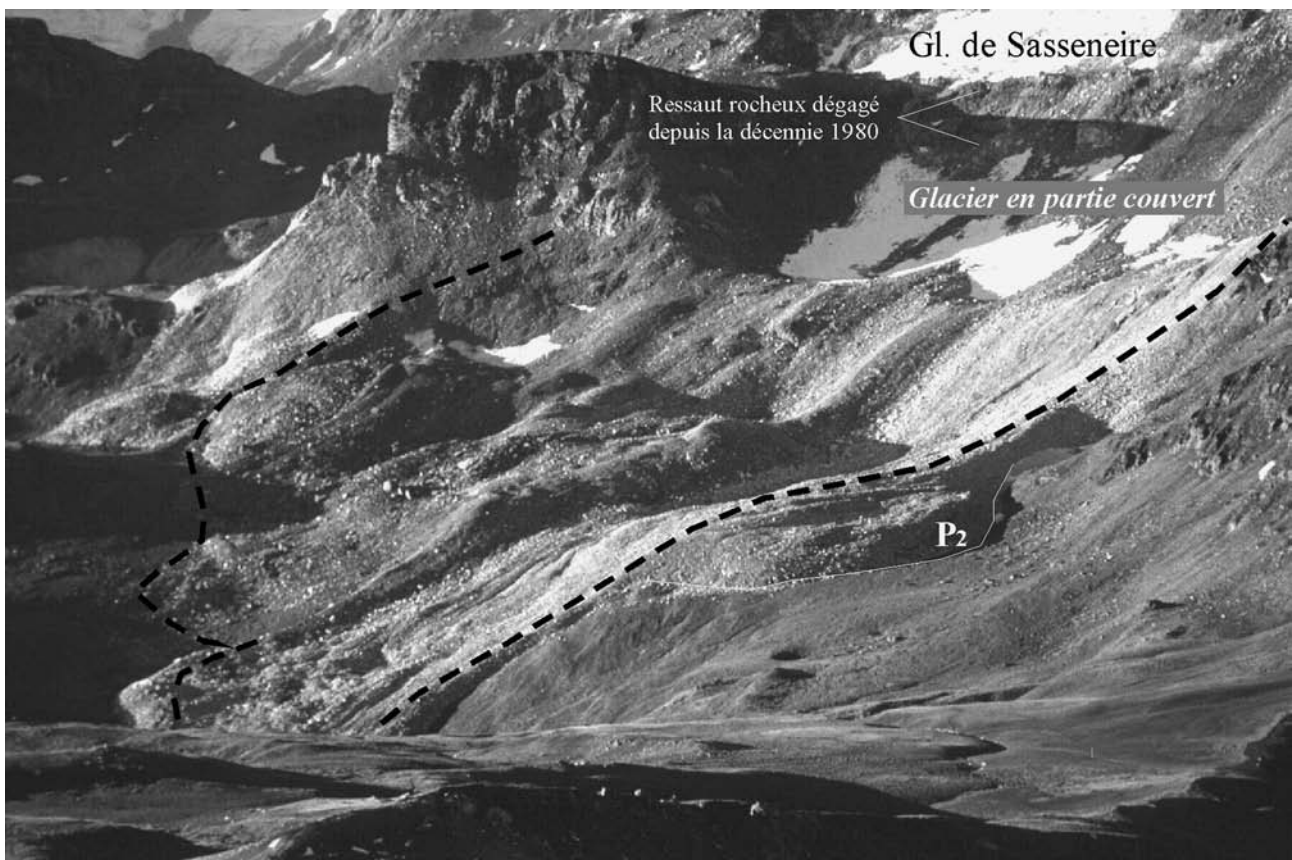


Fig. 6.33 Le complexe glacier/glacier rocheux de Lona/Sasseneire. Les tirets délimitent l'extension maximale possible du glacier de Sasseneire lors du PAG; P2 : moraine de poussée. (Photo : septembre 2002)

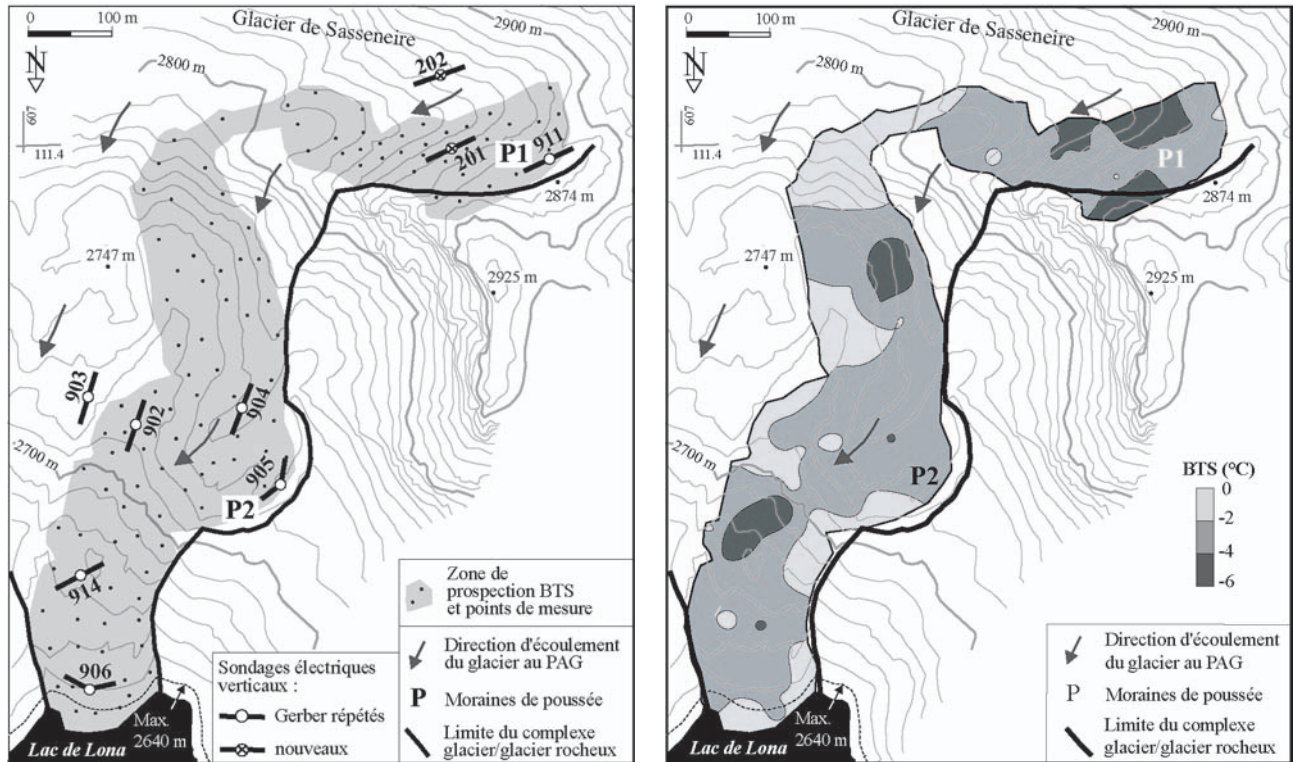


Fig. 6.34 A gauche : localisation des sondages électriques verticaux et des mesures BTS réalisés en 2002/2003 à Lona/Sasseneire; les sondages 902 à 911 à Lona ont été répétés par MÉTRAILLER (in prep.) 11-12 ans après GERBER (1994). A droite : interpolation (krigeage) des mesures BTS.

jusqu'à 10 voire 20 cm par année selon les points a également été remarquée. **Les déplacements horizontaux ont été à peu près nuls au sommet du front de la formation, alors que la subsidence a atteint 50 cm à 1 m en 21 ans.** Selon BUDMIGER (1993, in GERBER 1994), le front est inactif et «*ein Vorrücken des Schuttkörpers als Ganzes* (avancée de la formation dans son ensemble) *konnte trotz der koordinierten Bewegung seiner oberflächlichen Gesteinkomponenten nicht belegt werden* (n'a pas pu être prouvée)» (p. 136).

6.4.6.2 Répartition spatiale du pergélisol

La carte BTS (fig. 6.34b) reflète l'hétérogénéité thermique du sol générée par le passage du glacier. Tout à l'amont, les valeurs sont froides sur la moraine de poussée P1 (cf. 6.4.6.3) qui est ainsi très probablement le siège de pergélisol. La zone raide de transition entre le plateau supérieur (vers 2800 m.s.m.) et le replat inférieur (vers 2750 m.s.m.) comprend des températures élevées qui démontrent l'absence de pergélisol. Entre 2750 m.s.m. et le lac, la température du sol

est très variable, passant de zones froides et probablement en permanence gelées à des zones où la température BTS est proche de 0°C (pas de pergélisol). GERBER (1994) pense qu'il ne s'agit pas de pergélisol d'âge pré-PAG - «*der Permafrost, der sich in der neuzeitlich abgelagerten westlichen Peripherie und der Front des Gletschervorfeldes «Lona» aufgebaut hat, ist (...) vermutlich nicht älter als wenige Hundert Jahre*» (p. 244) - car les sondages géoélectriques qu'il a réalisés montrent que lorsque le pergélisol existe (904 et 905, fig. 6.35 ; 906 et 914, fig. 6.36), il se trouve proche de la surface et non pas enfoui à grande profondeur comme on pourrait s'y attendre après le passage d'un glacier - «*bei einem überschütteten Permafrostkörper (...) müsste (man) eher einen tiefliegenden und inaktiven Dauerfrost erwarten (...)*» (p. 218).

6.4.6.3 Des moraines de poussée contenant des restes du glacier ?

Sur la moraine de poussée P1, Lo-S911 (cf. fig. 4.2) est de type A. Il révèle la présence d'une couche

de résistivité *très élevée* (2-5 M Ω m) sous une faible couverture de sédiments (environ 1 m). Il est possible qu'il s'agisse d'un reliquat enfoui du glacier de Sasseneire. A l'aval, Lo-S201 indique encore la présence d'un niveau doté d'une résistivité *élevée* (environ 1 M Ω m), mais la couche de débris superficiels non gelés dépasse 3 m d'épaisseur (MÉTRAILLER *in prep.*).

La composition de la moraine de poussée P2 peut être esquissée à partir de deux sondages réalisés respectivement dans la partie interne de la moraine (Lo-S904) et sur sa limite extérieure (Lo-S905). Les valeurs mesurées n'ont pas connu de changement significatif entre 1990 et 2002 (fig. 6.35). Lo-S904 pourrait révéler proche de la surface la présence d'un corps peu épais (5 m) de résistivité *très élevée* (2-5 M Ω m) recouvrant une couche d'environ 15 m d'épaisseur doté d'une résistivité *peu élevée* (environ 100 k Ω m). Ce second niveau résistant se retrouve dans le sondage Lo-S905.

L'hypothèse peut être émise que la moraine de poussée P2 contient, dans son flanc interne, une carapace de glace relique de l'ancien glacier de Sasseneire protégée par une couverture morainique. Cette glace surimposerait un corps de sédiments gelés constituant le cœur de la moraine de poussée. L'hypothèse de la présence de glace massive est notamment soutenue par les données de sismique-réfraction obtenues par GERBER (1994) : dans la partie médiane et interne de la moraine de poussée, les vitesses sismiques sont en effet très rapides (>3000 m/s) à faible profondeur déjà. Elles indiquent la présence immédiate sous la surface d'un matériel très compact.

En accord avec GERBER (1994), la subsidence relativement importante (de l'ordre de 1 dm/a) de la surface du terrain entre 1971 et 1992 (cf. 6.4.6.1) pourrait également être un indice de la présence (et de la fonte) de reliquats glaciaires enterrés («*partielle Vorhandensein von begrabenem sedimentärem Eis*», p. 142).

6.4.6.4 Des modifications récentes ?

La répétition des sondages de 1990/91 a été facilitée par les coordonnées très précises fournies par GERBER (1994) et les piquets en bois retrouvés dans la majorité des cas au centre des sondages. La comparaison des données révèle des différences significatives uniquement pour Lo-S906 (fig. 6.36) et Lo-S914, tous deux réalisés dans la partie terminale du «corps de sédiments meubles». Dans les deux cas, une diminution importante de la résistivité est intervenue entre 4 et 10 m de profondeur environ. Ceci peut être interprété comme un apport excessif de chaleur ayant conduit à la fonte partielle du pergélisol. Quelle peut en être la cause ?

Une hypothèse qui peut être émise est que cet apport de chaleur serait avant tout lié à la position topographique qu'occupent les sédiments gelés suite à leur charriage par la poussée frontale du glacier de Sasseneire durant le PAG. En expulsant les matériaux gelés vers l'aval, le glacier les a placés dans des lieux plus ensoleillés, moins longtemps situés dans l'ombre du Sasseneire, **défavorables à la préservation de pergélisol**. Cette hypothèse part cependant du principe, au contraire des suppositions de GERBER (1994) (cf. 6.4.6.2), que le pergélisol est d'âge pré-

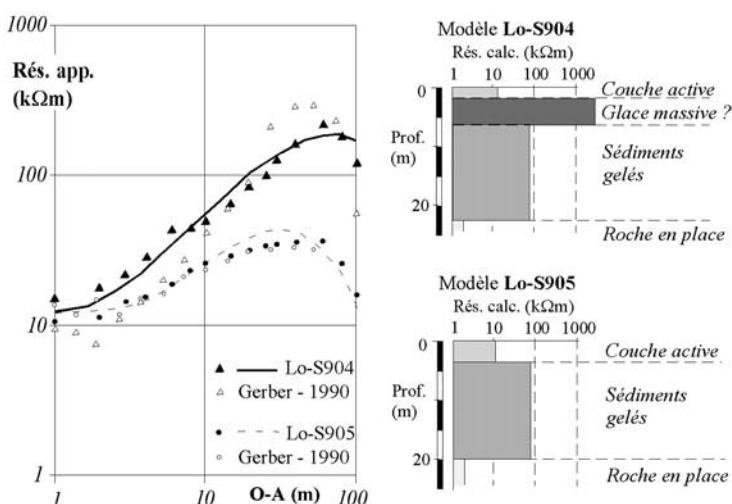


Fig. 6.35 Sondages électriques verticaux sur la moraine de poussée P2 à Lona/Sasseneire en 1990 et 2002; Lo-S904 : partie interne; Lo-S905 : partie externe.

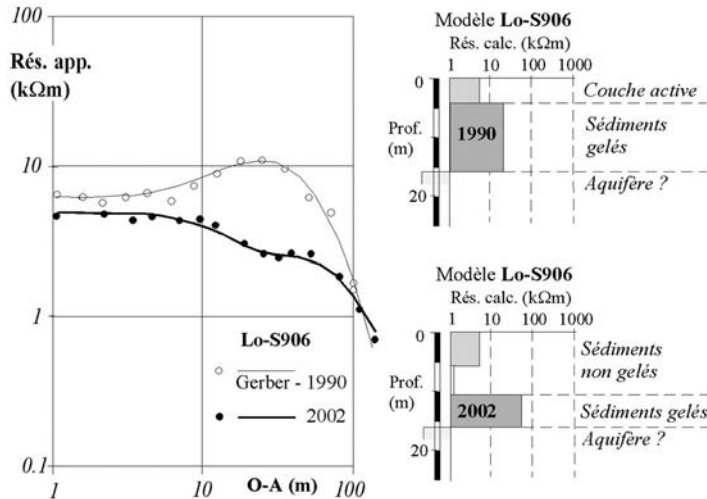


Fig. 6.36 Sondage électrique vertical Lo-S906 répété en 1990 et 2002 dans la partie frontale du glacier rocheux de Lona/Sasseneire, variations similaires observées à Lo-S914.

PAG et que la partie terminale du complexe glacier/glacier rocheux de Lona est une moraine de poussée frontale. Cette approche s'appuie par contre sur les conclusions apportées par ce même auteur pour qui la pénétration des matériaux du complexe glacier/glacier rocheux dans le lac de Lona est récente, datant probablement du PAG (cf. 6.4.6.1). Comme l'indique le tassement du sol d'environ 50 cm à 1 m intervenu entre 1971 et 1992 au front de la formation (cf. 6.4.6.1), conséquence probable de la disparition de glace, la dégradation du pergélisol n'est pas propre à la période 1990-2002. Si le réchauffement du terrain s'est probablement accéléré au cours des dernières décennies, il pourrait avoir débuté dès le PAG.

Quelle a été la distance de déplacement des sédiments gelés durant le PAG ? Il n'existe aucune preuve permettant de se prononcer. Cependant, en observant la morphologie du site sur la figure 6.33, il est possible d'envisager que les matériaux aient été évacués de la dépression située au niveau de la moraine de poussée P2. Dans ce cas, la distance de déplacement du corps gelé constituant la partie frontale de la formation actuelle aurait atteint 200 à 300 m au minimum. Mais ce n'est là qu'une hypothèse difficile à vérifier.

6.4.7 Posets (Pyrénées centrales espagnoles) : un glacier rocheux en trompe-l'oeil ?

La répartition régionale du pergélisol a été récemment étudiée dans le massif du Posets (Pyrénées centrales espagnoles, localisation fig. 6.37) en particulier par SERRANO *et al.* (1999, 2001). Nous y avons contri-

bué (LUGON *et al.* 2003) en prospectant la répartition et les caractéristiques du pergélisol dans les marges PAG des glaciers de La Paül et du Posets (fig. 6.37) par le biais de mesures de résistivité électrique. Seul un résumé des principaux résultats est présenté. Ceux-ci sont détaillés et discutés dans LUGON *et al.* (in prep.).

6.4.7.1 Description du site

Les marges proglaciaires historiques des glaciers du Posets et de La Paül sont situées entre 2700 et 3100 m.s.m. sur les flancs oriental et septentrional du Posets (ou Llardana, 3369 m.s.m.). Durant le PAG, le glacier du Posets s'est divisé en deux digitations : la première, sur sa droite, rejoignait le glacier rocheux du même nom (fig. 6.38); la seconde, sur sa gauche, franchissait un col (Collado de La Paül) donnant accès au vallon de la Paül et se terminait sur le glacier rocheux de La Paül (fig. 6.38-39). Sur sa rive gauche, ce dernier semble également avoir été partiellement recouvert (et emporté ?) par le glacier de La Paül (fig. 6.39).

Les dépôts morainiques et les glaciers rocheux reposent sur un substrat rocheux granitique (fig. 6.38-39). Le sondage paramétrique LP-S03, réalisé directement sur la roche en place à l'avant du glacier de La Paül (fig. 6.39), indique que la résistivité du granite est de l'ordre de 20-40 kΩm. Les flancs supérieurs du Posets, en particulier la face E-NE dominant le glacier du Posets (fig. 6.38), sont quant à eux constitués de hornfels (métamorphisme de contact de schistes paléozoïques). La surface du glacier rocheux du Posets est presque exclusivement composée de blocs anguleux de hornfels. Ces matériaux peuvent cor-

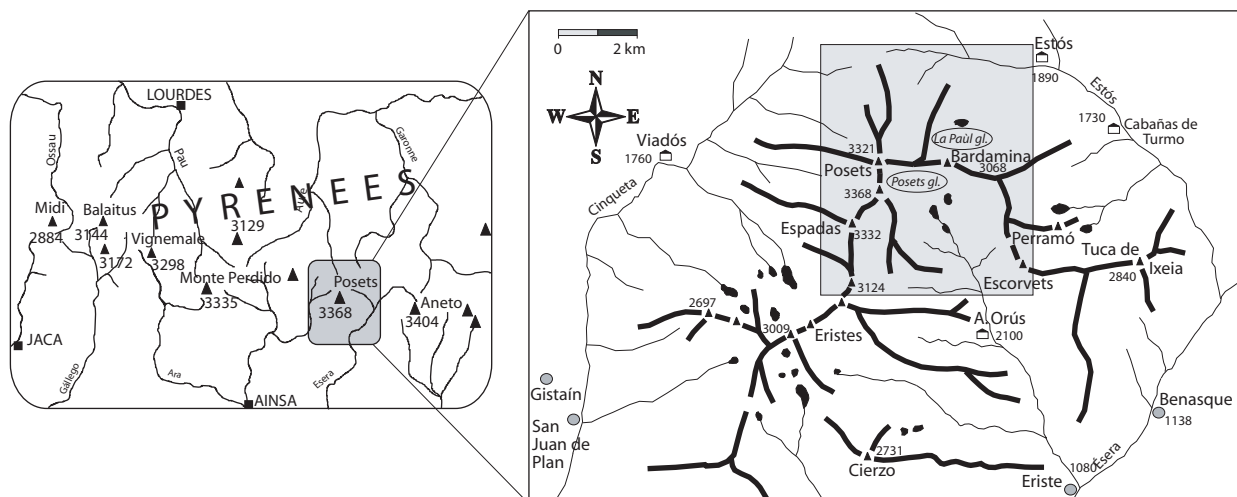


Fig. 6.37 Localisation du massif du Posets (à gauche) et des glaciers du Posets et de La Paül (à droite) (LUGON et al. in prep.).

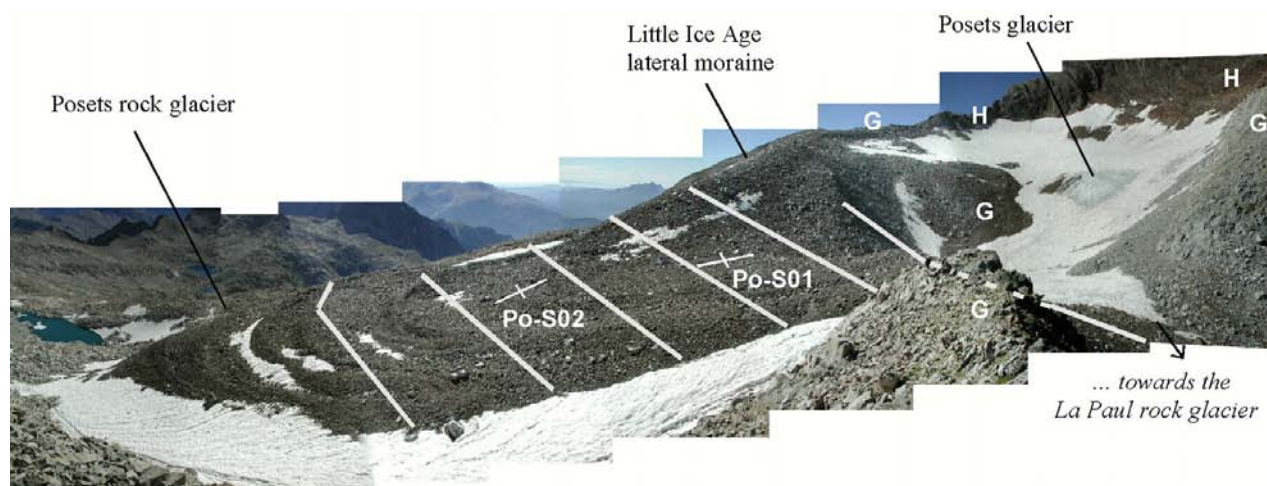


Fig. 6.38 Le système glacier - glacier rocheux du Posets. Emplacement des sondages électriques verticaux et des lignes de traîné. Roche en place affleurante : G = granite; H = hornfels. D'après LUGON et al. (in prep.), photo : C. LAMBIEL, septembre 2001.

respondre à une ancienne moraine supra-glaciaire (moraine d'ablation) du glacier du Posets. Les blocs de granite sont prédominants, mélangés à des matériaux métamorphiques, dans les formations du vallon de La Paül.

6.4.7.2 Des résistivités extrêmes

Les mesures géoélectriques ont révélé des **niveaux de résistivité extrême** (entre 3 et 25 MΩm) **dans les deux glaciers rocheux** (Po-S01, Po-S02, LP-S01, fig. 6.38, 6.41a,b) ainsi que **dans la moraine PAG terminale du glacier de La Paül** (LP-S04, fig. 6.41d) qui

est interprétée comme une moraine de poussée (fig. 6.39). Ces valeurs, rarement reportées pour d'autres sites en région de montagne tempérée, parlent en faveur de la présence dans les sédiments d'un important volume **de glace d'origine glaciaire**.

6.4.7.3 Le glacier rocheux hybride du Posets

Sur le glacier rocheux du Posets, la présence de glace massive proche de la surface semble attestée par la morphologie des rides que comprend cette formation. Cette morphologie indique en effet qu'un tassement superficiel se produit en raison d'une couverture

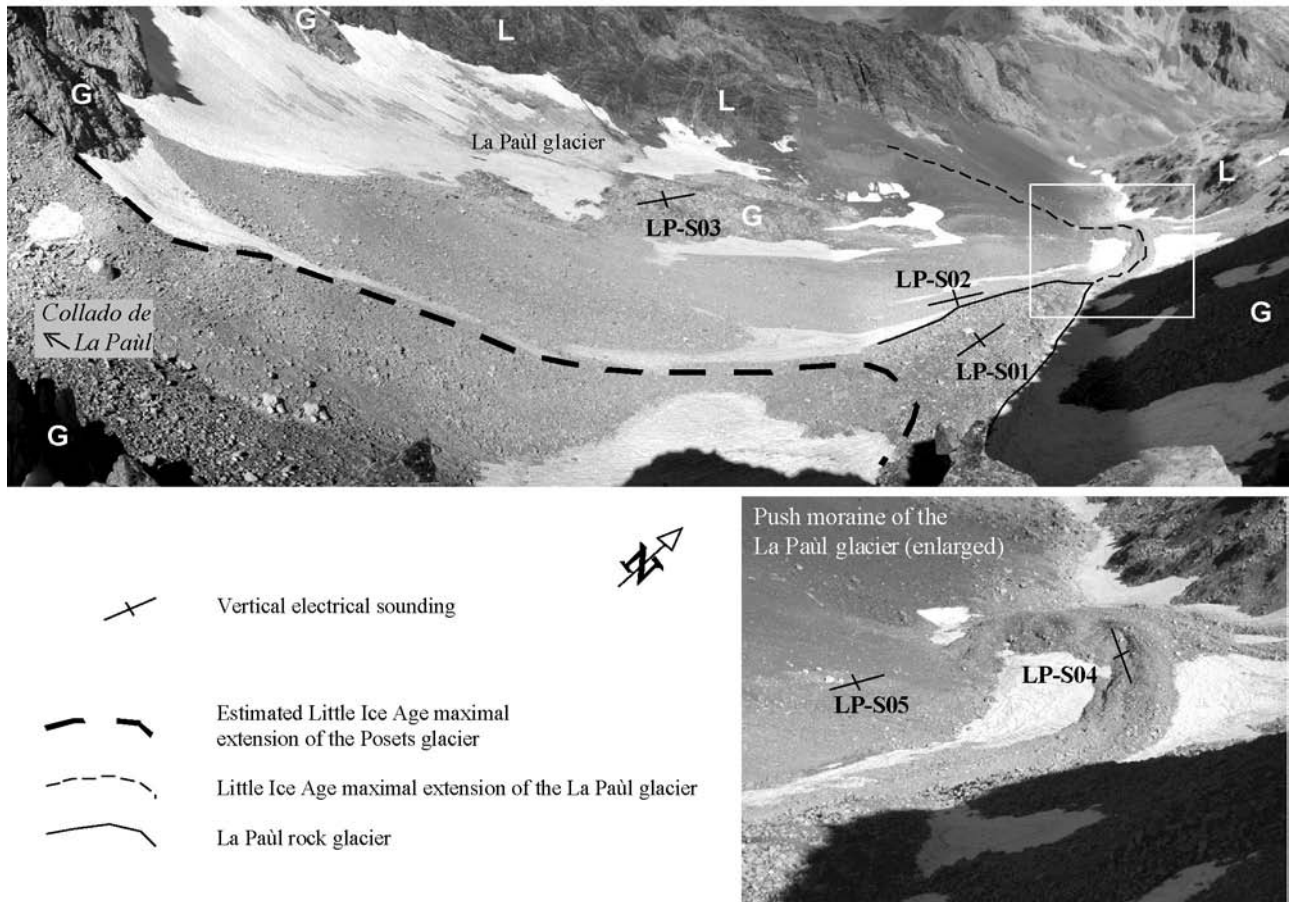


Fig. 6.39 Le vallon de La Paül avec la marge PAG de la digitation gauche du glacier du Posets, le glacier rocheux de La Paül, les restes du glacier de La Paül et sa marge PAG. Roche en place : G = granite, L = calcaire principalement, avec métamorphisme de contact. D'après LUGON et al. (in prep.), photo : C. LAMBIEL, septembre 2001.

sédimentaire insuffisamment épaisse (par rapport à la profondeur que pourrait atteindre la couche active) pour préserver la glace massive sous-jacente de la chaleur estivale et empêcher sa **fonte progressive** (explications fig. 6.40), processus décrit notamment par HAEBERLI & VONDER MÜHLL (1996).

Pour la raison qui vient d'être évoquée et en l'absence de sillons, les rides étagées du glacier rocheux du Posets (fig. 6.38) correspondraient de préférence à des positions successives de la langue couverte du glacier du Posets (durant le PAG ?) plutôt qu'à des figures de compression découlant du fluage d'un corps sédimentaire gelé. Le **glacier rocheux du Posets** serait ainsi une formation **hybride** (terme proposé par EVIN et al. 1997) où une carapace de glace massive (d'origine glaciaire) serait surimposée à d'anciens corps de pergélisol qui, masqués par la résistivité extrême des niveaux supérieurs, ne peuvent toutefois pas être

détectés (et donc prouvés) par la géoélectrique (cf. 4.2.3).

La branche amont du sondage Po-S01 (fig. 6.41a), de même que la cartographie de la résistivité apparente par traîné (fig. 6.42) indiquent des résistivités beaucoup plus faibles ($< 100 \text{ k}\Omega\text{m}$) dans les racines du glacier rocheux. La résistivité importante de la roche en place ne permet pas de se prononcer sur la nature des matériaux : s'agit-il de roche en place ou de sédiments gelés dont la teneur en glace est relativement faible ? Il est par contre évident qu'il n'y a **actuellement pas de lien direct entre le glacier du Posets et les niveaux de glace massive du glacier rocheux**.

6.4.7.4 Les autres formations

Au vu des résistivités *extrêmes* rencontrées dans le **glacier rocheux de La Paül** (LP-S01, fig. 6.41b),

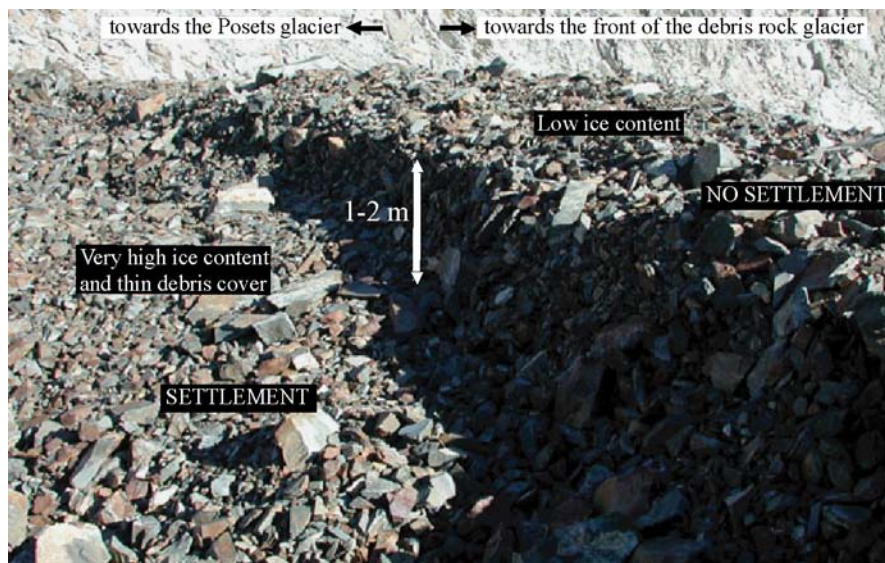


Fig. 6.40 Morphologie typique du flanc amont d'une ride sur le glacier rocheux du Posets : une surface plane déprimée (remarquer l'orientation des blocs - plongement à environ 45° vers l'amont - comparable à celle observée sur le dos de la ride de poussée du glacier du Sanetschhorn, fig. 6.5) est séparée de la crête de la ride par un mur très raide haut de 1 à 2 m. Dans la zone plane affaissée, la couverture de débris est supposée trop mince pour prévenir la fonte de la glace massive sous-jacente, ce qui provoque un tassement (de fonte) de la couche superficielle. La teneur en glace étant moins importante dans la ride (de poussée ?), le tassement est limité ou inexistant. (Photo : C. LAMBIEL, septembre 2001).

il est possible que cette formation soit également de type **hybride**. Les résistivités plus basses enregistrées dans la branche aval (LP-S01-down) du sondage laissent présager que l'hypothétique couverture de glace glaciaire s'amincirait, voire disparaîtrait en direction du front du glacier rocheux. Au Collado de La Paül, les faibles résistivités apparentes (fig. 6.42) montrent que le corps de résistivité extrême du glacier rocheux n'est **actuellement pas lié au glacier du Posets**.

La moraine de poussée du glacier de La Paül (LP-S02, LP-S04, fig. 6.39, 6.41c,d) est elle aussi dotée de résistivités *élevées à très élevées*. La présence de glace d'origine glaciaire ne peut y être exclue (LP-S04). Le contraste est saisissant avec les sédiments morainiques non gelés décelés à proximité par le sondage LP-S05 (fig. 6.39, 6.41d). La moraine de poussée **pourrait être constituée en partie de matériaux emportés lors du recouvrement historique de la rive gauche du glacier rocheux de La**

Paül. Si tel est le cas, ceci aurait pu impliquer un charriage sous-glaciaire de sédiments gelés sur une distance d'environ 200 à 400 m.

6.5 EN GUISE DE SYNTHÈSE

Les exemples qui ont été traités dans ce chapitre ont avant tout démontré qu'en raison des effets thermiques et mécaniques de la récurrence glaciaire du PAG :

- la **répartition spatiale du pergélisol** dans la marge proglaciaire historique d'un petit glacier pouvait revêtir un caractère **extrêmement discontinu**,
- **différents types de glace** (sédimentaire, de congélation) **d'âge et d'origine** (spatiale) **différents** paraissent **coexister** à proximité l'un de l'autre, ou être superposés.

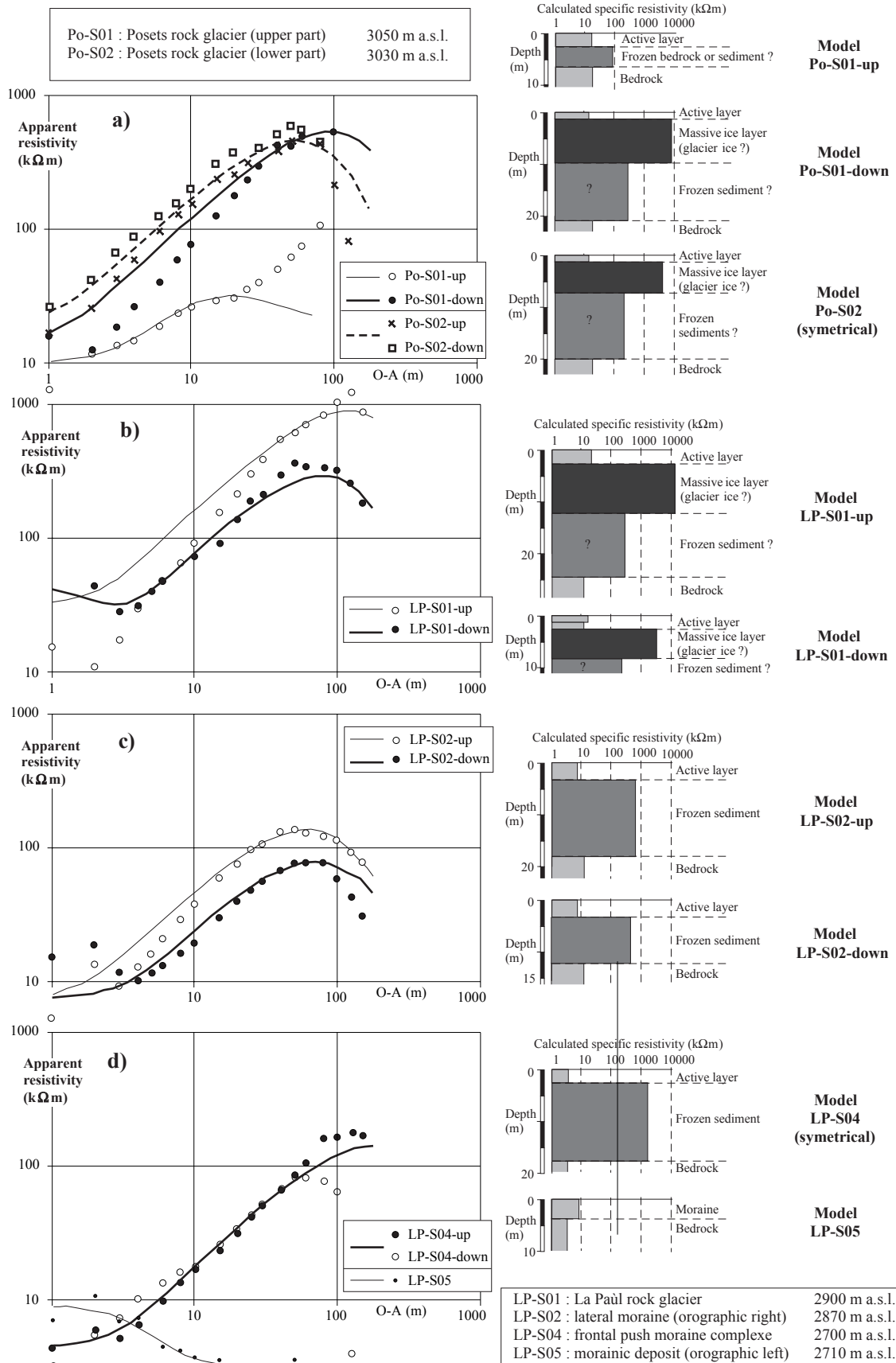


Fig. 6.41 Interprétation possible des sondages électriques verticaux réalisés dans les marges des glaciers du Posets et de La Paül (localisation, fig. 6.38, 6.39).

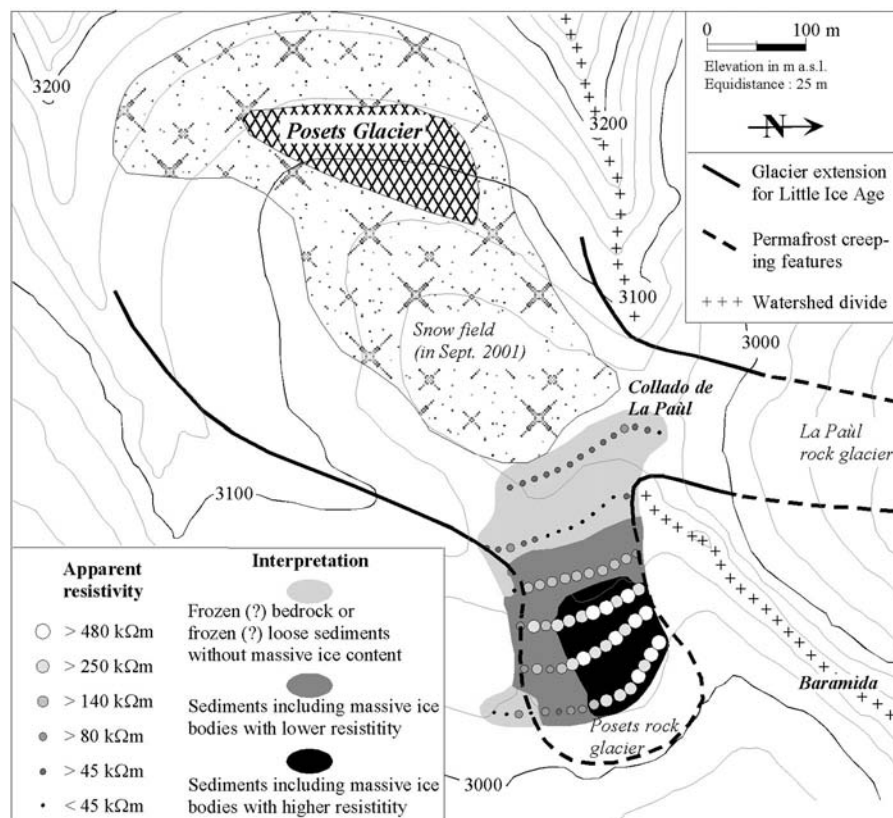


Fig. 6.42 Cartographie de la résistivité apparente du sol par traîné ($a = 12.5$ m, profondeur d'investigation estimée : 5-8 m)

Un siècle et demi après le dernier maximum du PAG (vers 1850), les conséquences de l'avancée glaciaire sur la répartition spatiale actuelle du pergélisol dans une marge proglaciaire d'altitude élevée peuvent s'apprécier selon un point de vue statique (*qu'en est-il?*) ou évolutif (*que se passe-t-il?*).

6.5.1 D'un point de vue statique

D'un point de vue statique, c'est-à-dire si l'on observe la répartition spatiale actuelle du pergélisol sans se soucier de son évolution, on peut retenir :

(a) *Des effets thermiques :*

- En raison de l'érosion basale (raclage) et du réchauffement générés par les **glaciers PAG** qui semblent avoir été le plus souvent **tempérés** à leur base, des **terrains gelés (pergélisol) ne subsistent que rarement dans la partie centrale des marges proglaciaires PAG. Lorsqu'il existe, le pergélisol se situe de préférence dans les zones latérales et frontales**

du champ proglaciaire, soit parce que les glaciers y étaient froids, soit parce que la couverture glaciaire n'a été qu'éphémère.

- Les mesures géoélectriques et thermiques démontrent parfois la **préservation d'anciens corps gelés à relativement grande profondeur** (au-dessous de 5-8 m). Deux causes, qui ne s'excluent pas mutuellement, peuvent être envisagées pour expliquer ce genre de situation : soit le réchauffement induit par le glacier n'a pas été suffisant pour faire disparaître l'intégralité du pergélisol (Aget-A ?), soit le matériel gelé a été déplacé dans une zone qui lui est défavorable (plus ensoleillée, par exemple), ce qui provoque alors son réchauffement (Lona ? Aget-A ? Aget-B ?).

- Localement, des restes de **glaciers enterrés sont préservés sous une moraine d'ablation** (épaisse) qui freine l'apport estival de chaleur, et par conséquent, la fonte de la glace (Posets ? Lona-P1 ? Lona-P2 ? etc.). De relativement grands glaciers couverts (morts) peuvent ainsi subsister (glacier de l'Épée, Ritord).

- Les mesures de résistivité électrique révèlent une certaine **similitude dans la structure de plusieurs moraines de poussée latérales**. Une résistivité *élevée* à *très élevée* (300 k Ω m à plus de 1 M Ω m) est caractéristique de la face interne d'une moraine de poussée, alors qu'une résistivité *peu élevée*, voire *faible* (< 200 k Ω m) est typique de la partie externe. Cette différence peut être attribuée à la présence de résidus de glace de glacier (plusieurs affleurements ont été observés au Ritord et peut-être aussi à Réchy), parfois étendus, couverts et protégés par une moraine d'ablation superficielle, et dont la préservation pourrait être favorisée par la présence, en profondeur, d'un pergélisol pré-PAG.

- **Un néo-pergélisol**, formé après le retrait glaciaire ou lorsque le glacier est peu épais, **semble plutôt rare**. Peut-être n'est-il pas encore suffisamment résistant, électriquement parlant, pour être détecté ? Sa rareté indiquerait, tout comme l'absence fréquente de changement significatif observée par la répétition des sondages électriques verticaux à Réchy et Lona, **l'extrême lenteur de réaction thermique du (pergéli)sol face à une modification des conditions en surface**.

(b) Les effets géométriques

- L'avancée glaciaire du PAG a conduit au **réagement géométrique de corps de pergélisol préexistants**. Les moraines de poussée sont l'illustration de ce processus. Les corps sédimentaires gelés qui les constituent pourraient dans certains cas avoir été déplacés par le glacier sur des distances atteignant **plusieurs centaines de mètres** (Ritord ? Aget ? Lona ? La Paül ?). Ce processus demeure cependant très incertain.

- La structure des moraines de poussée latérales évoquée plus haut peut également être considérée comme un effet géométrique.

L'addition de tous ces effets conduit indéniablement à une répartition actuelle souvent atypique du pergélisol dans et aux abords immédiats des marges proglaciaires PAG : la présence, les caractéristiques et la géométrie du pergélisol ne sont pas uniquement dictées par le résultat du bilan d'énergie entre le sol et l'atmosphère.

Dans une approche plus complète de la question, il semble opportun de s'interroger également au sujet de l'impact qu'a pu avoir l'avancée glaciaire sur des glaciers rocheux qui n'ont été que partiellement recouverts. La partie apparemment intacte du glacier rocheux

a-t-elle tout de même subi des déformations ? De quelle ampleur ? La poussée glaciaire a-t-elle pu momentanément accélérer la vitesse de fluage de (l'ensemble de) la formation (Réchy ?) ?

6.5.2 D'un point de vue évolutif

Quelles sont les réponses actuelles du pergélisol à l'invasion glaciaire du PAG ?

(a) Réponse thermique

Dès le retrait du glacier, l'évolution thermique du (pergéli)sol est à nouveau directement dictée pour l'essentiel par les échanges d'énergie entre le sol et l'atmosphère. Les déséquilibres thermiques du (pergéli)sol en profondeur tendent lentement (après plusieurs décennies ou siècles) à s'effacer. Ainsi, **indépendamment de toute évolution climatique**, on peut s'attendre :

- au **réchauffement**, parfois rapide (~10 ans), de certains corps de pergélisol (la plupart ?) qui auraient été déplacés lors de l'avancée glaciaire historique (attesté à Lona et Aget-B),

- à un **refroidissement** de certaines zones centrales et amont des marges proglaciaires PAG.

Cependant, le réchauffement climatique en cours risque fort, à l'échelle de quelques décennies et dans une mesure indéterminée, d'accroître le processus de réchauffement de certains pergélisols et, simultanément de ralentir, voire empêcher le refroidissement des zones centrales et amont des marges glaciaires historiques.

(b) Réponse géométrique

Dès le retrait glaciaire amorcé, le **rééquilibrage gravitaire** de masses gelées déplacées est possible. Un rétro-fluage se produit (Aget, Becs-de-Bosson/Réchy).

Finalement, si l'on admet que le recouvrement glaciaire de la partie amont de certains **glaciers rocheux** puisse avoir provoqué une accélération momentanée de la vitesse de fluage de la formation, on peut s'attendre à observer, s'il ne s'est pas déjà produit, un **ralentissement des mouvements de déformation du glacier rocheux, voire une inactivation**. Ceci pourrait être le cas de la langue principale du glacier rocheux des Becs-de-Bosson/Réchy (DGPS/RTK), mais égale-

ment celui de la langue S du glacier rocheux du Six Noir/Ritord, où une végétation pionnière commence à coloniser le front très raide de la formation.

Après ceux d'EVIN (*et al.*) et de KNEISEL (*et al.*) (cf. liste bibliographique), les résultats de cette étude comparative ont à leur tour montré la complexité des interactions entre glacier et pergélisol dans une marge proglaciaire et la manière dont les équilibres thermique et mécanique du sol ont été perturbés par la récurrence glaciaire du PAG. Cette complexité est également démontrée par les résultats obtenus dans les marges PAG des glaciers de Becca d'Agè (2750-2900 m.s.m.; E) et de la Chaux (2520-2850 m.s.m.; NW, puis W) (REYNARD *et al.* 2003, MARESCOT *et al.* 2003) mais qui n'ont pas été mentionnés dans ce chapitre. Cependant, étant donné que les **caractéristiques** actuelles de la répartition du pergélisol et des corps de glace

dans les marges proglaciaires sont **héritées de processus qui n'ont désormais plus cours, d'innombrables questions et hypothèses restent ouvertes**. En particulier, **quelle a été la capacité pour des petits glaciers, de déplacer (et/ou déformer) des masses de sédiments gelés préexistants** ? En l'absence de preuves irréfutables, la résolution d'une interrogation de ce genre restera difficile.

Comme on l'a vu à Lona par exemple, des éléments de réponse aux questions concernant les processus en vigueur ou ayant pu avoir cours peuvent être fournis par le suivi (**monitoring**) de l'**évolution thermique et géométrique** du pergélisol dans et aux abords d'une marge proglaciaire. Les techniques envisageables sont diverses (GST, forages, géoélectrique, photogrammétrie, DGPS, etc.). Il s'agit d'un effort à long terme qu'il convient désormais d'encourager.

7. CIRCULATION D'AIR ET ANOMALIES THERMIQUES DANS LES EBOULIS DE BASSE ET MOYENNE ALTITUDE

7.1 INTRODUCTION

Lorsque sa température s'élève, l'air se dilate (comme de tout autre mélange gazeux) et abaisse son poids volumique. A pression constante, une différence de température provoque immédiatement soit des courants (cellules) de convection, soit une stratification stable de la masse d'air. Il n'est pas nécessaire d'être en atmosphère libre pour que ces types de mécanismes soient générés (p. ex. stratification de l'air au-dessus de la surface sur-refroidie de la neige et courants catabatiques, cf. 5.2). On le rencontre évidemment dans des lieux beaucoup plus confinés, à commencer par nos maisons et nos bureaux.

7.1.1 Les thermosiphons

Des courants (d'air) convectifs sont parfois créés artificiellement. Signalons comme exemple l'utilisation qui est faite de thermosiphons dans les régions polaires dans le but d'empêcher la fonte de la glace d'un pergélisol sous les fondations de constructions aussi diverses que routes, pipelines et autres bâtiments de toutes sortes. Le principe du thermosiphon est de profiter des différences de température entre l'air extérieur et le (pergéli)sol pour ôter la chaleur du terrain. Lorsque l'air est plus froid que le sol dans lequel est introduit le thermosiphon, le fluide que contient ce dernier initie instantanément un courant de convection qui exporte la chaleur de l'intérieur du sol vers l'atmosphère. Si les installations les plus efficaces sont des thermosiphons fermés qui utilisent du dioxyde de carbone et/ou un mélange d'autres gaz subissant un changement de phase (condensation/évaporation) au

franchissement d'un seuil thermique avoisinant 0°C - ce qui permet un transfert d'énergie également sous forme de chaleur latente -, le principe fonctionne également avec des thermosiphons à air (e.g. KUZMIN 1998, KUZMIN & ZHANG 2003) à ouvertures supérieures. Quel que soit le système utilisé, lorsque l'air extérieur est plus chaud que le terrain, toute circulation de fluide liquide ou gazeux s'interrompt dans le thermosiphon.

7.1.2 Réseaux karstiques, glaciers et éboulis froids

Dans un environnement naturel, et pour rester proche du domaine qui nous intéresse, les circulations d'air sont caractéristiques des réseaux karstiques et dépendent elles aussi du gradient thermique entre l'intérieur du système et l'air extérieur (e.g. LISMONDE 1981, 2002). Une circulation d'air qui s'inverse selon la saison se produit lorsque le réseau est ouvert à deux extrémités amont et aval : ascendante en hiver, elle devient descendante en été. C'est le principe du **tube à vent**. Dans des situations favorables, la formation de *glacières* dites *dynamiques* est possible (e.g. DYSLI & LUETSCHER 2003). En hiver, la recherche de «trous souffleurs» par lesquelles l'air «chaud» contenu dans les cavités s'évacue permet la localisation des orifices supérieurs d'un réseau karstique (fig. 7.1, 7.2). Lorsque le réseau n'est ouvert qu'à l'amont, un mécanisme comparable à celui du thermosiphon à air se met en place. En hiver, de l'air froid s'introduit dans la cavité en même temps que l'air chaud s'évacue. L'air froid y est piégé. Tout mouvement d'air significatif s'interrompt dès que l'air extérieur est plus chaud que celui

qui se trouve dans la cavité. Ceci peut conduire à la formation de glaciers dites en «*piège à air froid*» (e.g. LUETSCHER *et al.* 2003).

Un principe de ventilation similaire à la thermodynamique des réseaux karstiques ouverts à deux extrémités dénivelées a pu être mis en évidence dans l'éboulis de basse altitude (1200 m.s.m.) du Creux du Van, menant à une anomalie thermique négative considérable de la température moyenne annuelle du sol (DELALOYE & REYNARD 2001, DELALOYE *et al.* 2003c). Il n'y a a priori pas de raison fondamentale pour que ce processus de refroidissement (réfrigération) d'un éboulis n'intervienne pas dans d'autres accumulations sédimentaires grossières «aérées» dont les interstices ne sont pas complètement obturés ni par la glace, ni par des matériaux fins (silts, argiles).



7.1.3 Hypothèses et objectifs

Deux hypothèses sont formulées :

- Une ventilation de type Creux du Van (ou effet de cheminée) est possible dans n'importe quelle pente d'éboulis à quelque altitude que se soit selon des modalités de fonctionnement variables en fonction de la granulométrie et de l'agencement des matériaux constituants, de l'orientation, de l'altitude, de l'importance de l'enneigement, etc. Elle peut dans certains cas déterminer ou favoriser la présence de pergélisol.
- Ce même genre de ventilation peut se produire dans des glaciers rocheux «fossiles» et «inactifs» et contribuer au maintien de corps gelés.

Fig. 7.1 Trou souffleur à l'un des orifices supérieurs du réseau karstique du Folliu Borna (Gouffres de la Trilogie), à proximité de la Dent-de-Lys (FR) (Source : GROUPE SPÉLÉO LAUSANNE, 2003, <http://www.techt.ch/michel/accueil/index.html>).



Fig. 7.2. «Fenêtres» de fonte artificielles au bord de la route Marly – Le Mouret (FR) (670 m.s.m.). Des drains sont posés sous les graviers et sont reliés au réseau d'évacuation des eaux. L'air s'y écoule de la même manière que dans un réseau karstique ouvert. La première photo date de la période très froide de février 2003. (Photos : M. MONBARON, février-mars 2003)

L'objectif des deux chapitres 7 et 8 est de déterminer **quelles sont les accumulations sédimentaires affectées par un processus de ventilation interne et quelles peuvent en être les conséquences sur leur régime thermique.**

Le chapitre 7 est consacré exclusivement aux éboulis de basse et moyenne altitude, c'est-à-dire ceux situés (bien) au-dessous de la limite inférieure du pergélisol discontinu. Un tour d'horizon de la question des circulations d'air dans ce type de terrain est proposé (7.2). Le fonctionnement thermodynamique de l'éboulis du Creux du Van (7.3) est ensuite décrit dans le détail. Puis l'on tentera d'observer si et comment des courants d'air se produisent dans d'autres éboulis situés entre 700 et 2000 m.s.m. (7.4).

Le chapitre 8 s'intéresse aux éboulis de haute altitude (> 2000 m.s.m.), en particulier à celui des Lapires (2350-2700 m.s.m.), et aux glaciers rocheux de l'Alpage de Mille (2220-2460 m.s.m.) afin de déterminer dans quelle mesure les données à disposition parlent en faveur ou non d'un processus de ventilation de ces formations.

7.2 ÉTAT DE LA QUESTION DES CIRCULATIONS D'AIR DANS LES ÉBOULIS DE BASSE ET MOYENNE ALTITUDE

7.2.1 Introduction

Dans les régions de moyenne latitude, la présence sporadique et atypique de conditions thermiques du sol particulièrement froides (**abaissement de la température moyenne annuelle du sol de 3 à 10°C au-dessous de celle de l'air**), pouvant dans certains cas occasionner l'existence de pergélisol, est fréquemment signalée à des altitudes bien moindres que celle de la limite inférieure de la zone du pergélisol discontinu : e.g. BAECHLER (1930), RICHARD (1961), FURRER (1970/71), PANCZA (1989), WEGMANN (1995), KNEISEL *et al.* (2000b) et RIST (2003) en Suisse, BERTINELLI *et al.* (1993), DESCROIX (2001) et ROVERA (comm. pers.) dans les Alpes du Sud en France, MÖSLER & MOLENDI (1999), RUZICKA (1999) et GUDE *et al.* (2001, 2003) principalement dans les Vosges, en Allemagne et en Tchéquie, WAKONNIG (1996) en Autriche et en Italie du Nord, ISHIKAWA *et al.* (2003), SAWADA (2003) et SAWADA *et al.* (2003) au Japon. Les sites concernés sont pour la plupart localisés dans la partie basse de pentes d'éboulis et leurs dimensions vont de quelques centaines de mètres carrés à quelques hectares. Ils sont princi-

palement désignés dans la littérature scientifique par les termes «*éboulis froids*», «*unterkühlte Schutthal-den*», «*cold scree (talus) slopes*», «*undercooled scree (talus) slopes*». Des températures froides sont observées durant l'été et sont systématiquement accompagnées d'un courant d'air frais sortant de l'amas de blocs. La présence de glace dans le sol plus ou moins tardivement durant l'été est souvent décrite.

En raison de la faune et de la flore spécifiques associées aux éboulis froids, ce sont avant tout des botanistes et des zoologistes qui se sont intéressés à ce genre de site. Si la plupart d'entre eux ont attribué l'origine des températures froides du sol au courant d'air circulant dans l'éboulis et ont mis le doigt sur l'inversion saisonnière de la direction de ce courant, plus rares sont ceux qui se sont réellement penchés sur le fonctionnement de ce système et en ont fourni une explication convaincante.

7.2.2 Facteurs du refroidissement des éboulis

Jusqu'à ces toutes dernières années, en l'absence de mesures continues détaillées, les hypothèses les plus variées ont été avancées pour expliquer le phénomène de refroidissement de la partie basse de ces éboulis.

7.2.2.1 Évaporation (estivale) ?

Parmi les approches proposées, c'est un processus d'évaporation ayant lieu à l'intérieur de l'éboulis durant l'été qui a souvent (longtemps) été considéré comme cause de l'anomalie thermique négative du sol. Cette théorie est sévèrement critiquée par WAKONNIG (1996) : **s'il y a évaporation (sublimation) de l'humidité (glace) du sol, en profondeur, elle se produit durant l'hiver lorsque de l'air froid est introduit dans l'éboulis**; l'été est quant à lui caractérisé par la condensation de la vapeur d'eau contenue dans l'air chaud qui pénètre dans le terrain refroidi. Ainsi, si l'évaporation d'eau ou la sublimation de glace se produit tout de même en été à proximité de la surface dans les interstices par où le courant d'air froid s'évacue, ce processus n'explique pas la présence du courant d'air et ne peut donc à l'évidence pas être la cause première du refroidissement de l'éboulis.

7.2.2.2 Déficit d'ensoleillement ?

En Suisse notamment, les éboulis froids recensés à ce jour l'ont été essentiellement en raison de la végétation particulière qui recouvre leur partie basse.

Comme ils sont le plus souvent orientés vers le N et disposés au pied de grandes barres rocheuses génératrices d'ombre, le déficit d'ensoleillement a dès lors été avancé (ou accepté) comme facteur prépondérant expliquant la fraîcheur du terrain (e.g. HOELZLE 1994, HOELZLE & HAEBERLI 1995, KNEISEL *et al.* 2000b, ETZELMÜLLER *et al.* 2001).

Cependant, selon RUZICKA (1999), **la présence d'éboulis froids est indépendante de l'orientation, seul le développement d'un biotope hygrophile est favorisé dans les versants ombrés**. RIST *et al.* (2003) concluent de l'observation détaillée de 10 éboulis à épicéas nains en Suisse que **les différences du bilan d'énergie entre les éboulis froids et leur environs immédiats ne sont que marginales**. Sur la base de relevés géophysiques (tomographie de la résistivité électrique, sismique-réfraction), la base de l'éboulis froid de Klic, en Tchéquie, à 500 m d'altitude seulement, paraît bel et bien contenir du pergélisol; or cet éboulis, largement dénué de végétation, est orienté vers le SSW et en 2002, la température moyenne annuelle du sol était de -0.1°C , celle de l'air étant estimée à $+7.3^{\circ}\text{C}$ (GUDE *et al.* 2003). Ces quelques constats démontrent que le faible ensoleillement d'un site n'est pas le facteur explicatif essentiel de l'anomalie thermique négative du sol. A cela s'ajoute le fait que, dans une orientation N, la base d'un éboulis, qui en est la partie la plus froide, est également la zone la plus ensoleillée du versant (cf. 5.3.1.3, fig. 5.13). Le déficit de rayonnement solaire participe néanmoins à abaisser la température moyenne de l'ensemble d'un éboulis (d'un versant) orienté vers le N (cf. 5.3.1.2).

7.2.2.3 Tube à vent et effet de cheminée (circulation d'air) ?

C'est donc a fortiori vers le mode de circulation de l'air dans l'éboulis qu'il faut se tourner. Ainsi, WAKONNIG (1996), MOLENDI (1996, 1999) et RUZICKA (1999) par exemple, mais déjà bien avant eux LAMBERT (1967) également, ont fourni une explication selon laquelle le système de circulation d'air traversant l'intégralité de l'éboulis, réversible selon le gradient thermique saisonnier (différence de température entre l'air interne de l'éboulis et l'air extérieur), provoquait un sur-refroidissement de la base de l'éboulis durant la période hivernale (et non durant l'été) et qu'en raison de l'inversion de l'écoulement d'air, la température froide du sol observée durant la saison d'été dans la partie basse des éboulis n'était que l'unique conséquence du sur-refroidissement hivernal.

Ainsi, et c'est le principe que nous allons retenir, le facteur initial et essentiel générant le refroidissement d'un éboulis 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 (effet de cheminée), processus qui fonctionne d'autant mieux que l'air extérieur est plus froid. Selon cette approche, et sauf exceptions (RUZICKA 1999), l'air froid ne pénètre pas simplement dans l'éboulis en hiver (WAKONNIG 1996) par gravité (comme dans un «piège à air froid»); l'ascendance d'air relativement chaud vers les parties supérieures de l'éboulis n'est pas non plus la conséquence de la pénétration d'air froid (e.g. BERTINELLI *et al.* 1993, RIST *et al.* 2003), mais bel et bien sa cause.

7.2.2.4 Et le rôle de la neige ?

La distinction qui vient d'être faite est primordiale, car le rôle bloquant que pourrait jouer un couvert neigeux continu en obstruant les entrées (sorties) de l'éboulis et en empêchant l'air d'y pénétrer (de s'évacuer) en dépend. Étonnamment, cet aspect n'a jamais été réellement discuté et tous les chercheurs accordent à l'unisson un effet bloquant à un couvert neigeux épais.

Or, **la neige est un matériau poreux dans lequel généralement l'air peut circuler**. A titre d'exemple, c'est un mouvement d'air ascendant, provoqué par un gradient thermique très fort, qui conduit à la métamorphose constructive de la neige (cristaux en gobelets, givre de profondeur). L'hypothèse peut ainsi être émise que la porosité de la neige fait qu'un **éboulis** (ou tout autre terrain) n'est le plus souvent **pas hermétiquement obturé par une couche de neige épaisse** et que **la ventilation interne peut se poursuivre** en fonction du gradient de température entre l'intérieur de l'éboulis et l'air extérieur. Le mouvement ascendant de l'air induit également des différences locales de pression entre l'air situé à la base du manteau neigeux et l'air extérieur. Ces différences, qui sont positives dans la partie amont de l'éboulis et négatives dans la partie aval, accentuent à leur tour la potentialité pour l'air de traverser la couche de neige (dans un sens ou dans l'autre). Ainsi, **l'aspiration d'air** dans la partie inférieure de l'éboulis du Creux du Van **serait la cause de l'abaissement exceptionnel de température observé dans l'intégralité du manteau neigeux** dans l'exemple de février 1999 (cf. fig. 5.3).

7.2.2.5 Et celui de la végétation ?

On l'a dit, en Suisse, les éboulis froids recensés à ce jour sont généralement recouverts de végétation (arbustes, mousses) et d'un sol (au sens pédologique du terme) dans leur partie basse. Mais tous ne le sont pas nécessairement. La végétation et le sol contribuent néanmoins à protéger la surface de l'éboulis du réchauffement estival. En effet, la strate arbustive (des épicéas nains) absorbe ou réfléchit jusqu'à deux tiers du rayonnement solaire incident en été lors des journées de beau temps (fig. 7.3, DELALOYE & REYNARD 2001). La couche de mousses et de sphaignes qui recouvre le sol est un isolant thermique exceptionnellement efficace (fig. 7.4). Le sol organique finalement assure une teneur en humidité importante, qui prévient le réchauffement du terrain (WAKONNIG 1996). Ainsi, la végétation spécifique qui colonise un éboulis froid participe souvent elle-même à maintenir des conditions pédo-climatiques fraîches !

7.2.3 Présence de pergélisol ?

La présence de pergélisol dans des éboulis froids a rarement été démontrée. Elle est souvent incertaine, voire improbable. En l'absence de forage (il n'en existe aucun dans ce genre de terrain), la meilleure technique d'identification du pergélisol consiste en une combinaison de profils tomographiques de résistivité électrique et de sismique-réfraction (GUDE *et al.* 2003). En effet, la *très faible* résistivité de ce type de pergélisol fait que des portions profondes d'un éboulis constituées uniquement de blocs grossiers seraient dotées d'une résistivité électrique du même ordre de grandeur. La sismique-réfraction permet cependant de les mettre en évidence. Néanmoins, des mesures de résistivité électrique seules peuvent déjà s'avérer un indice significatif de la présence de pergélisol (KNEISEL *et al.* 2000b, DELALOYE *et al.* 2003c, MARESCOT *et al.* 2003), surtout si elles sont répétées à différentes périodes de l'année (KNEISEL & HAUCK 2003) et qu'el-

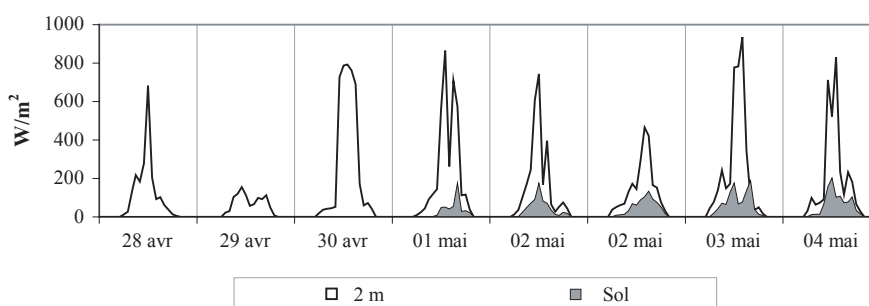


Fig. 7.3 Rayonnement solaire incident à 2 m du sol (au-dessus des épicéas nains) et à la surface du sol dans la partie inférieure de l'éboulis du Creux du Van (DELALOYE & REYNARD 2001). Extrait pour la période 28 avril – 4 mai 2000. Disparition du manteau neigeux le matin du 1er mai.

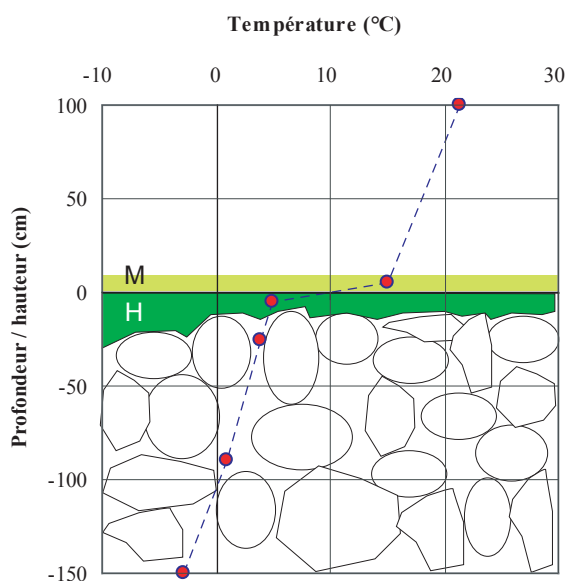


Fig. 7.4 Profil thermique du sol relevé dans l'éboulis froid du Brueltohel le 25 juillet 1914 (d'après BAECHLER 1930). M = mousses, H = humus. Ce profil illustre merveilleusement la capacité d'isolation thermique d'une couche de mousses (sphaignes) pourtant épaisse de moins de 10 cm. Lors de journées ensoleillées et très chaudes, une différence dépassant 30°C peut être relevée entre la surface et la base du niveau de mousse.

les permettent de mettre en évidence des variations de température de l'éboulis au-dessous du point de gel (cf. 4.5).

Jusqu'à maintenant, la compréhension du fonctionnement thermique d'un éboulis a été basée uniquement sur des mesures de température en surface. Ces données ne renseignent cependant pas directement sur la présence ou non de pergélisol. Les quelques profils thermiques qui ont été relevés dans les deux premiers mètres de profondeur et suivis plus ou moins assidûment durant un cycle annuel complet (RICHARD 1961, WEGMANN 1995) ont toutefois montré que le gradient thermique annuel est négatif de la surface vers la profondeur dans la partie froide d'un éboulis. Un décalage de l'ordre de 1 à 2°C entre MAGST et la température moyenne annuelle au toit d'un hypothétique pergélisol semble possible.

L'existence d'un pergélisol pourrait être liée à une combinaison de facteurs tels que les dimensions de l'éboulis (qui déterminent la capacité du «réservoir de froid» qui peut y être créé), sa structure interne (qui définit l'efficacité et le cheminement de la circulation d'air en son sein) et du bilan d'énergie sur l'ensemble de sa surface (qui détermine la température moyenne de l'intégralité de la formation). En l'absence de données permettant de la discuter, cette question ne sera pas abordée dans ce travail.

7.3 CREUX DU VAN : ÉBOULIS FROID DE RÉFÉRENCE

Au moment de débiter nos recherches au Creux du Van en octobre 1997, en collaboration avec E. REYNARD, nous ignorions encore tout des secrets de la ventilation des éboulis, et nous étions, il faut l'avouer, convaincus de la prépondérance du rayonnement solaire comme facteur explicatif de la répartition du pergélisol (HOELZLE 1994, DELALOYE & MORAND 1998). Dans un premier temps, nous avons même exclu – provisoirement – la circulation de l'air comme agent de refroidissement du site, pensant que les sorties d'air froid estivales n'étaient que la conséquence d'un refroidissement du terrain dû à d'autres facteurs (lesquels ?) et qu'en hiver, sous le couvert neigeux protecteur, tout restait calme (DELALOYE *et al.* 2000). Toutefois, au fur et à mesure de nos travaux, nous avons été amenés à soutenir l'hypothèse de fonctionnement d'un éboulis froid proposée par WAKONNIG, MOLEND, RUZICKA et LAMBERT, à savoir celui de l'*effet de cheminée* (DELALOYE & REYNARD 2001, DELALOYE *et al.* 2003).

La quantité considérable de données accumulées durant 6 ans permet de proposer le Creux du Van comme station-type d'un éboulis froid de basse altitude. **L'objectif de cette section 7.3 est de déterminer les indices qui peuvent servir à mettre en évidence le fonctionnement d'un effet de cheminée dans une accumulation sédimentaire grossière.**

Après la description du site (7.3.1) et des mesures effectuées qui sont retenues dans le cadre de notre propos (7.3.2), le mécanisme d'inversion et les caractéristiques du système de ventilation (7.3.3) sont synthétisés. Une vue d'ensemble du régime thermique de l'éboulis (7.3.4) permet de dresser une typologie des principaux types de comportement thermique qui s'y déroulent (7.3.5). L'évolution de MAGST dans le temps est décrite (7.3.6). La présentation des résultats de la prospection géoélectrique de la répartition des corps gelés en profondeur (7.3.7) précède un résumé des principaux indices de fonctionnement d'un *effet de cheminée* qui peuvent être retenus (7.3.8).

7.3.1 Description du site

Le Creux du Van est une entaille d'érosion régressive dans le premier anticlinal de la chaîne du Jura. Le cirque, en forme de fer à cheval ouvert vers l'E, est profond d'environ 300 m (entre 1150 et 1450 m.s.m.) (fig. 7.5, cf. fig. 7.28). Il est couronné sur ses flancs méridional, occidental et septentrional par de puissantes barres calcaires (Kimméridgien) atteignant jusqu'à 150 m de hauteur. A leur pied, les barres rocheuses font place à de vastes pentes d'éboulis granoclassées qui doivent reposer sur des alternances marno-calcaires (Argovien) dans leur partie supérieure et sur des marnes imperméables (toujours argoviennes) dans leur moitié inférieure.

Dans leur **partie haute** (fig 7.6), les talus d'éboulis sont raides à très raides (parfois inclinés à plus de 35°), souvent dénudés (absence de sol) et mobiles. Ils comportent çà et là quelques érables (différentes associations végétales à érables, ...-*Aceretum*, **Ae**).

Dans leur **moitié inférieure**, les éboulis, devenus grossiers, sont le plus souvent recouverts d'un sol organique pouvant atteindre plusieurs dizaines de centimètres d'épaisseur et d'un épais tapis végétal. Les épicéas, amateurs de fraîcheur et d'humidité, prennent le relais des érables. Deux types de pessières sont à distinguer (BUTTLER 1999) : la Pessière à Asplénium (*Asplenio-Piceetum*, **AP**) caractérisée par ses grands épicéas, la rareté du sous-bois et la présence continue de myrtilles, d'airelles et de mousses; la Pessière



Fig. 7.5 Le cirque du Creux du Van. Nos travaux se concentrent dans la pente d'éboulis situé exactement à la limite ombre/soleil. (Photo : Office du Tourisme du Canton de Neuchâtel)

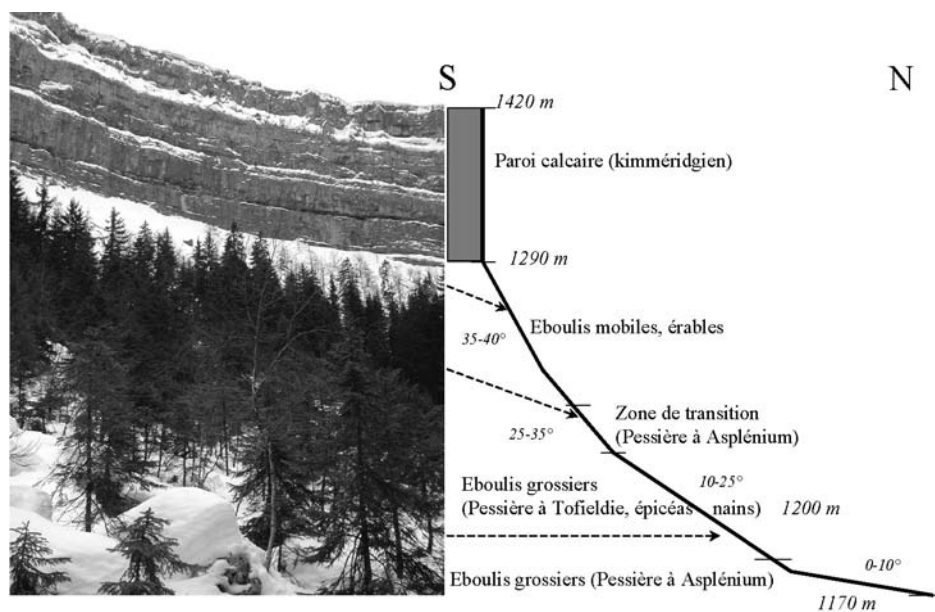


Fig. 7.6 Aperçu du site du Creux du Van et schéma descriptif des éboulis. (Photo : C. LAMBIEL, février 2001)

à Tofieldie (*Tofieldio-Piceetum*, **PT**) marquée par le nanisme des épicéas et de quelques bouleaux et par un couvert quasi continu de mousses et de sphaignes (fig. 7.7). Cette seconde pessière se développe en taches («clairières») à l'intérieur de la Pessière à Asplénium (fig. 7.8) et sur un substrat particulier, un organosol insaturé de type hydromor (DUCHAUFOR 1976, GOBAT 1997, BUTTLER 1999), décrit également, à tort ou à raison, en tant que marais d'eau de condensation (OFEFP 1992;

voir aussi pour le concept SCHAEFTLEIN 1962, WAKONIG 1996). Dans certains cas, à l'intérieur de clairières d'épicéas nains se rencontrent des secteurs restreints dans lesquels ne croît plus aucun arbre et où organosol et mousses peuvent même être absents. Ce sont dans les deux types de pessières AP et PT, qu'à la fin du printemps ou au début de l'été, s'observe fréquemment la présence de glace à proximité de la surface du sol (fig. 7.7). Dans PT, la glace persiste plus tardivement.

Plus bas, les éboulis font ensuite place à des dépôts apparemment morainiques (glaciaire local) qui reposent eux aussi sur les marnes argoviennes et où se développe une hêtraie à sapins (*Abieti-fagetum*, AF).

Trois secteurs principaux à épicéas nains apparaissent au pied des parois S et W (fig. 7.8a). C'est dans la «clairière» *d* (fig. 7.8), apparemment l'une des moins ensoleillées car orientée vers le N, et surtout la plus pratique d'accès, que se sont concentrées nos investigations.



Fig. 7.7 A gauche : la Pessière à Tofieldie et la station MADD. A droite : présence de glace à proximité de la surface (19 juin 2002 par une température de +28°C) dans un canal d'aération de l'éboulis situé au tout premier plan de la photo de gauche. La température du sol (Soil temp.) est mesurée 10-20 cm à gauche du canal. La température de l'air pénétrant ou sortant de l'éboulis (Channel temp.) est par contre enregistrée au pied du MADD.

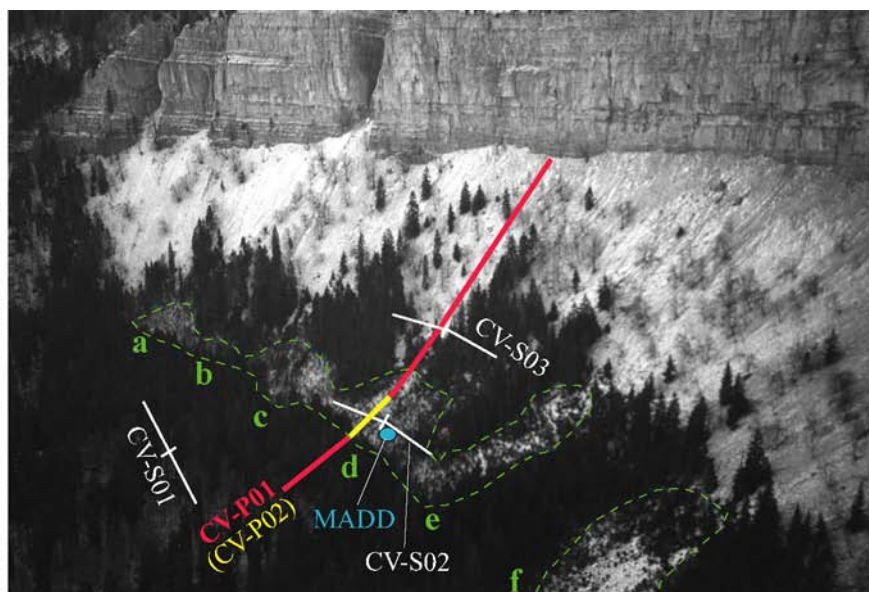
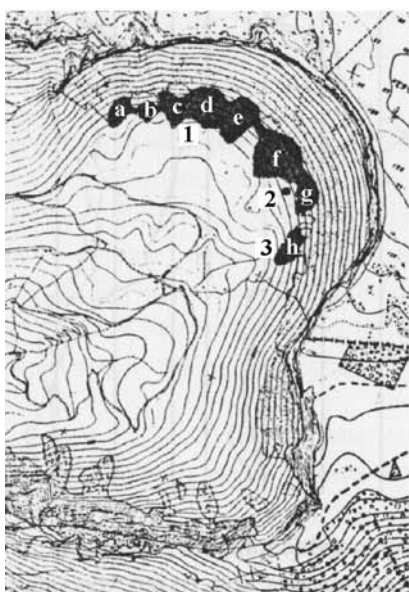


Fig. 7.8 A gauche : Répartition des trois secteurs (1-3) de clairières (a-h) d'épicéas nains (d'après RICHARD 1961, modifié). A droite : Délimitation (en vert) des clairières d'épicéas nains (a-f) et localisation des mesures de résistivité électrique et de la station météorologique (MADD). Le mât à neige est situé à quelques mètres de la station MADD. 11 UTL ont également été placés le long du profil tomographique CV-P01.

La température moyenne annuelle de l'air est de +5.6°C (1998-2002) dans la zone des épicéas nains (station MADD), ce qui est habituel pour une altitude de 1200 m.s.m. (e.g. HOELZLE 1994) et 0.4°C plus frais qu'à La Frétaz, une station ANETZ (Météo-Suisse) située à 1202 m.s.m. une vingtaine de km au SW. L'hiver n'est pas froid, avec une température moyenne légèrement inférieure à 0°C. Les valeurs inférieures à -10°C sont plutôt rares. Les mois de mai à septembre connaissent tous des températures moyennes supérieures à +10°C. Des maxima au-dessus de +25°C (supérieurs à +30°C en août 1998 et 2003) sont relativement fréquents. Quelle que soit la période de l'année, il existe une **légère inversion** thermique, d'environ 0.1°C par 10 m, de la hêtraie à sapins à l'érablaie (tabl. 7.1). Toutefois, en raison de son **ampleur limitée**, elle ne peut jouer qu'un rôle extrêmement restreint sur la ventilation interne de l'éboulis. Au pied de l'éboulis, un petit sillon longitudinal (S, tabl. 7.1) connaît néanmoins en permanence, mais surtout en été, des températures de l'air plus froides que celles enregistrées dans la clairière d'épicéas nains. On reconnaît ici son rôle de gouttière d'évacuation d'air soit refroidi au contact de la neige en hiver, soit expulsé de l'éboulis en été. En conclusion, **il n'y a pas de micro-climat froid au Creux du Van**.

A l'emplacement de la station MADD, il n'y a pas d'ensoleillement direct de la fin de la première semaine de septembre à la première semaine d'avril.

Par contre en mai, juin et juillet, il faut compter avec 8 à 10 heures d'ensoleillement. L'ensoleillement diminue graduellement en remontant l'éboulis. Il est limité à quelques heures en mai, juin et juillet au pied de la paroi sommitale (tabl. 7.2).

7.3.2 Mesures retenues

Toutes les mesures réalisées au Creux du Van ne sont pas exploitées dans cette synthèse. Celle-ci est basée en particulier sur :

- la température du sol obtenue par 13 UTL (CV-L01 à CV-L13), dont les 11 premiers sont répartis le long d'un profil longitudinal (fig. 7.8 et 7.15), en fonction depuis l'automne 1999, et de 2 autres UTL (logger-7 et logger-8) placés vers 1250 m.s.m. dans l'érablaie, de fin octobre 1997 à septembre 1998;

- la température mesurée depuis novembre 1997 dans le sol organique (*Soil temp.*) à 30 cm de profondeur, mais à 10-20 cm d'un canal d'aération (fig. 7.7), dans la zone des épicéas nains, à proximité de la station MADD (fig. 7.7, 7.8) et 2 m au-dessous du mât à neige;

- la température mesurée par intermittence (problèmes techniques) depuis juin 2000 à 70 cm de profondeur dans un canal d'aération (*Channel temp.*) au pied de la station MADD et à 10 m horizontalement de *Soil temp.* (fig. 7.7);

Tabl. 7.1 Différence moyenne de la température de l'air par rapport à celle enregistrée à la station MADD.

Période	Emplacements de mesure de température de l'air*				
	MADD	AF	S	PT-sup	AC
	°C	Différence par rapport à MADD (°C)			
Début hiver (13 nov. 01 - 25 déc. 01)	-2.92	-0.10	-0.39	0.00	0.33
Hiver-printemps (25 déc. 01 - 10 juin 02)	3.09	-0.16	-1.09	0.08	0.40
Été (10 juin 02 - 1 sept. 02)	13.84	-0.31	-1.91	0.38	0.49
Automne (1 sept. 02 - 1 oct. 02)	8.33	-0.03	-1.04	0.39	0.58
Moyenne (13 nov. 01 - 1 oct. 02)	5.59	-0.18	-1.21	0.18	0.43

AF = Hêtraie-sapinière (1185 m.s.m.); S = pied de la pente d'éboulis, dans un sillon longitudinal, Pessièra à Asplénium (1185 m.s.m.); MADD = station d'acquisition automatique, centre de la zone d'épicéas nains (1200 m.s.m.); PT-sup = limite inférieure de la zone d'épicéas (1230 m.s.m.); Ac = érablaie (1260 m.s.m.).

*Les températures de AF, S, PT-sup et Ac ont été mesurées par des UTL accrochés à 2 m de hauteur sur des arbres.

Tabl. 7.2 Valeurs de rayonnement solaire direct potentiel (RSP, W/m^2) estimées à l'aide d'un compas solaire (cf. 5.3.3) sur l'éboulis du Creux du Van, du haut vers le bas.

		Janv.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Moyenne
CV-L11 ¹	Ac ²	0	0	0	4	38	72	44	6	0	0	0	0	14
CV-L10	Ac	0	0	0	25	94	152	105	33	0	0	0	0	34
CV-L08	Ac	0	0	0	36	143	191	157	45	0	0	0	0	48
CV-L07	Ac	0	0	0	42	145	211	156	50	0	0	0	0	50
CV-L06 ³	AP	0	0	0	0	27	88	29	0	0	0	0	0	12
CV-L05	PT	0	0	0	62	189	229	203	73	0	0	0	0	63
CV-L04	PT	0	0	7	99	192	243	206	117	8	0	0	0	73
CV-L03	PT	0	0	17	129	225	254	239	149	19	0	0	0	86
CV-L02 ³	AP	0	0	25	65	42	52	44	74	27	0	0	0	27

¹ UTL, localisation cf. fig. 7.15

² Type d'association végétale, cf. texte et fig. 7.15

³ Faibles valeurs dues à la présence de grands épicéas masquant l'horizon

- la température et la hauteur de neige par l'intermédiaire d'un mât à neige situé à une dizaine de mètres de la station MADD (cf. 5.1.2, fig. 5.2-4);

- deux sondages électriques verticaux effectués le 21 octobre 1998 horizontalement dans la pente d'éboulis : CV-S02 au niveau de la station MADD (fig. 7.8; distance 180 m sur CV-P01, fig. 7.26) et CV-S03 à la limite inférieure de l'érablaie (fig. 7.8; distance 120 m sur CV-P01); CV-S02 a été répété à quatre reprises entre mai 2001 et janvier 2002 (cf. 4.5.4);

- une tomographie électrique (CV-P01) réalisée en septembre 2001 le long du même profil que celui où sont disposés les UTL (fig. 7.8);

- une tomographie électrique restreinte de la couche active (CV-P02) répétée à 9 reprises entre mai 2001 et mai 2002 (cf. 4.5), vers l'amont à partir de la distance 200 m de CV-P01 (fig. 7.8, fig. 7.26).

7.3.3 Seuil d'inversion et caractéristiques du courant d'air

Comment fonctionne la ventilation de l'éboulis ? L'analyse proposée se fonde sur la figure 7.9 où est comparée l'évolution de la température mesurée dans

le canal d'aération situé sous la station MADD (*Channel temp.*) avec celle de la température de l'air (*Air temp.*). Trois éléments majeurs peuvent être retenus :

- **En hiver (novembre-avril), l'aspiration d'air froid dans l'éboulis est immédiate lorsque Air temp. est inférieure à un seuil situé entre 0 et +2°C.** En effet, au-dessous de cette valeur, les variations journalières de *Channel temp.* sont pour la plupart synchrones et de même amplitude que celles de *Air temp.* La figure 7.10 montre que cette relation, qui est déjà parfaite à un pas de temps de mesure bi-horaire, n'est qu'à peine affectée par l'épaississement de la couche de neige; tout au plus les variations journalières de *Channel temp.* s'atténuent et les phases de réchauffement se ralentissent. Le très bon niveau de correspondance qui subsiste alors entre *Channel temp.* et *Air temp.* est ici lié à la présence quasi permanente d'un conduit d'aération (*funnel*) au travers de la couche de neige qui permet l'échange d'air entre l'atmosphère et l'éboulis sans filtrage par la neige (fig. 7.10). Les données d'enneigement (fig. 7.10 et fig. 5.4) indiquent que *Channel temp.* ne remonte au-dessus de 0°C que lorsque la hauteur de neige est inférieure à 20-40 cm, c'est-à-dire quand un lien direct (sans *funnel*) est possible entre l'éboulis et l'atmosphère.

- **Durant l'été (mai-fin août), période d'expulsion d'air, Channel temp. stagne entre 0.1 et 1.0°C** et remonte occasionnellement jusqu'à +3°C. La figure 7.12 montre que les variations de *Channel temp.* sont liées à celles de *Air temp.* et lui sont inversement proportionnelles (-1 : 7) : **plus la température de l'air est élevée, plus Channel temp. est froide et se rapproche de 0°C.** En accord avec WAKONNIG (1996), cette baisse de *Channel temp.* serait due à une accélération de la vitesse du courant d'air provoquant au sein de l'éboulis gelé une amplification des processus de fonte/sublimation (fig. 7.11). L'accélération de l'écoulement d'air est liée à l'accroissement du contraste de température (et donc de densité) entre l'intérieur et l'extérieur de l'éboulis.

Durant la deuxième partie du mois d'août, *Channel temp.* s'élève rapidement de 3-4°C sans que ce changement ne soit dicté par *Air temp.* (fig. 7.12). Cette période correspond à celle où le rayonnement solaire direct diminue rapidement dans la partie basse de l'éboulis (cf. tabl. 7.2) et ne surchauffe plus la surface du sol. Est-ce la cause de l'arrêt du système estival ? Ou n'y aurait-il plus de glace à faire fondre au sein de l'éboulis (WAKONNIG 1996) ?

- **En automne (fin août-octobre), Channel temp. oscille aux environs de +5°C**, sans toutefois ne jamais dépasser +6°C. La figure 7.13 montre que cette dernière température représente approximativement, à ce moment de l'année, un seuil d'inversion du courant d'air. En effet, lorsque *Air temp.* s'abaisse au-dessous de ce seuil, *Channel temp.* s'abaisse immédiatement dans la même proportion; on en déduit que la ventilation de l'éboulis est alors ascendante. Lorsque *Air temp.* est supérieure à +6°C (fig. 7.14), la même relation inversement proportionnelle que durant l'été (7 : -1) lie les variations de *Air temp.* et de *Channel temp.*, toutefois pour une température du courant d'air sortant des blocs (*Channel temp.*) 3.5°C plus élevée que durant l'été. L'automne est ainsi une période durant laquelle la direction du système de ventilation de l'éboulis est variable.

La température moyenne annuelle de Channel temp., environ 1°C plus froide que celle mesurée dans le sol organique dans ce secteur de l'éboulis (cf. 7.3.6), s'est établie à **-0.4°C** entre septembre 2002 et août 2003, année durant laquelle la température moyenne de l'air a été la plus élevée depuis peut-être plusieurs siècles !

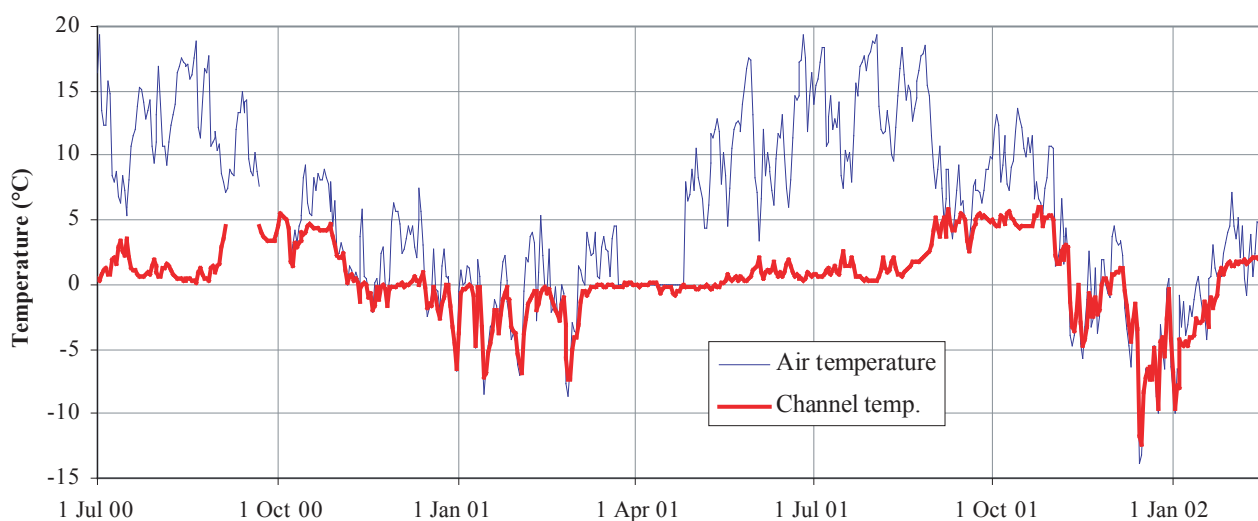


Fig. 7.9 Evolution de la température moyenne journalière de l'air dans le canal d'aération de l'éboulis (*Channel temp.*) situé près de la station MADD et celle de l'air extérieur (*Air temperature*) du 1er juillet 2000 au 17 février 2002.

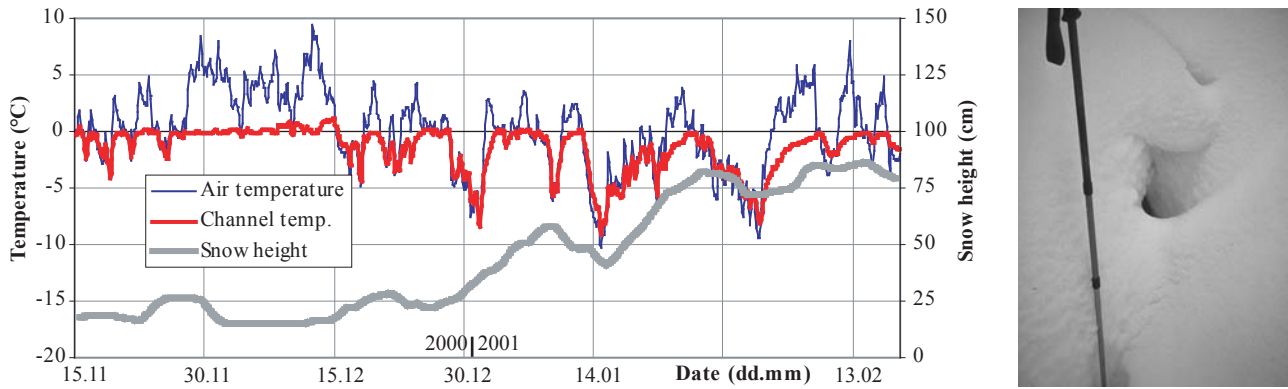


Fig. 7.10 Evolution hivernale détaillée (intervalle de mesure : 2 h) de la température dans le canal d'aération de l'éboulis (Channel temp.), de celle de l'air extérieur (Air temperature) et de la hauteur de neige (moyenne sur 7 jours) du 15 novembre 2000 au 18 février 2001. A droite : conduit d'aération (funnel) ouvert dans la neige au-dessus de l'emplacement de Channel temp (19 février 2003; hauteur de neige : environ 150 cm). Il s'agit d'une particularité de cet emplacement qui n'est pas généralisable à l'ensemble de l'éboulis.

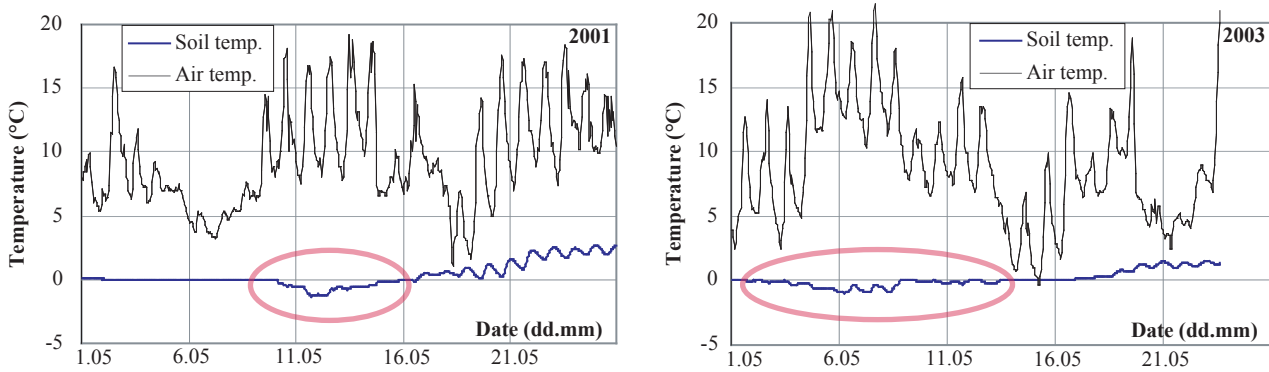


Fig. 7.11 Evolution de Soil temp. (cf. fig. 7.7) et Air temp. durant les mois de mai 2001 et 2003. Les zones encerclées correspondent à des périodes durant lesquelles Soil temp. s'abaisse jusqu'à -1°C alors que le temps est beau et chaud. Que se passe-t-il ? L'élévation de la température de l'air provoque une accélération du courant d'air dans l'éboulis qui peut intensifier la fonte/sublimation de la glace contenue dans le sol. L'apport de chaleur latente requise par cette transformation contribue à abaisser la température de l'air en circulation dans le conduit mais également celle du sol immédiatement sous-jacent. Lorsque ce dernier est encore gelé, sa température peut alors s'abaisser au-dessous de 0°C .

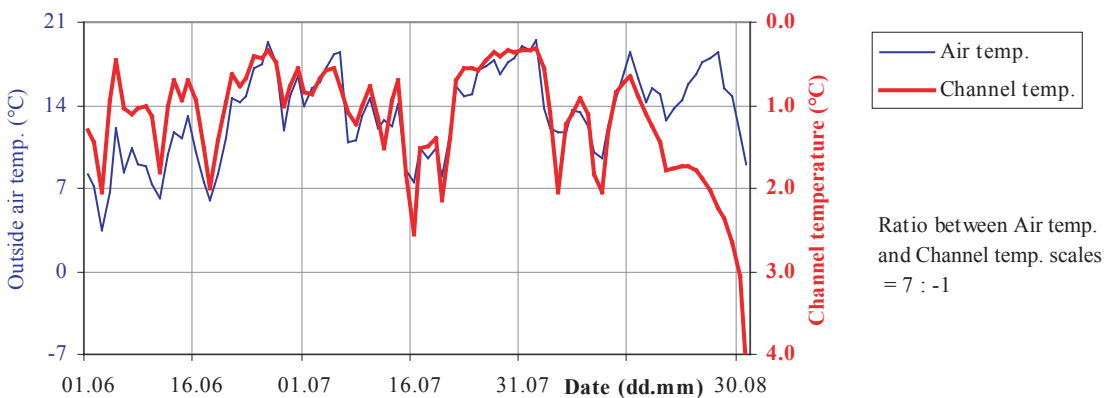


Fig. 7.12 Evolution de la température moyenne journalière dans le canal d'aération (Channel temp.) et de celle de l'air extérieur (Air temp.) du 1er juin au 31 août 2001. L'échelle de la température de Channel temp. est inversée !

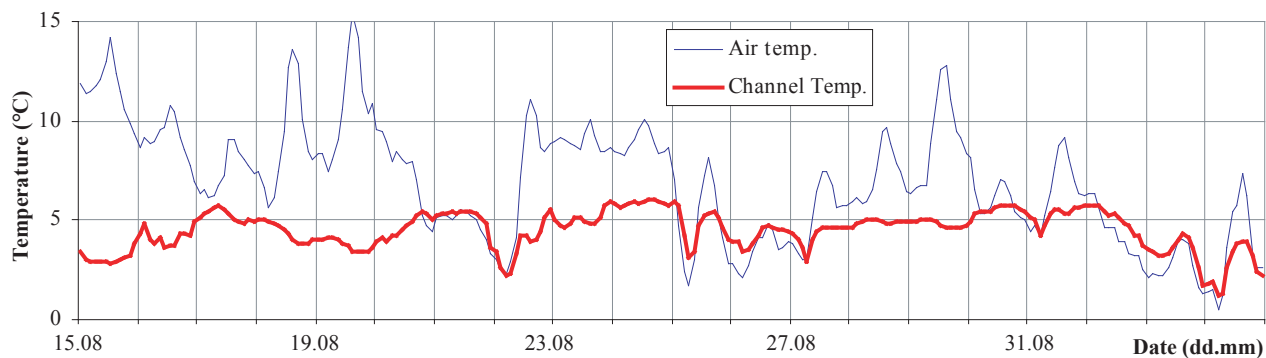


Fig. 7.13 Evolution estivale détaillée (pas de temps bi-horaire) de la température dans le canal d'aération de l'éboulis (Channel temp.) et de celle de l'air du 15 août au 4 septembre 2001.

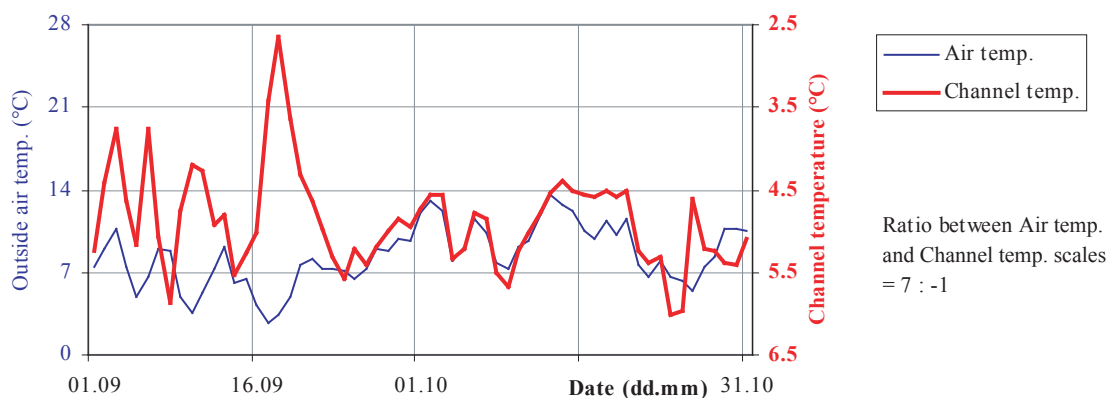


Fig. 7.14 Evolution de la température moyenne journalière dans le canal d'aération (Channel temp.) et de celle de l'air extérieur (Air temp.) du 1er septembre au 31 octobre 2001. L'échelle de la température de Channel temp. est inversée !

7.3.4 Comportement thermique global de l'éboulis

L'évolution du profil thermique longitudinal de l'éboulis est illustrée par la figure 7.15. Au-dessous de CV-L07, tous les capteurs ont été placés dans le sol organique ou dans la couche d'humus. D'une manière générale, on constate :

- que **dans l'érablaie (Ac)**, entre les distances 150 et 210 m du profil, les **températures hivernales sont toujours supérieures à +0.2°C**, dépassant parfois +2°C; le mouvement ascendant d'air chaud est responsable de cette «anomalie»;

- que le gel est possible dans la frange supérieure de l'érablaie (Ac); ceci dépend en fait de la présence ou non de neige lors de périodes de temps froid; la possibilité pour le sol de geler dans ce secteur démontre que **le mouvement ascendant d'air chaud n'affecte pas (avec la même intensité) l'intégralité de la partie supérieure de l'éboulis** (probablement en raison de la configuration de la roche en place, fig. 7.16);

- que le gel est également possible en hiver dans la frange inférieure de l'érablaie (Ac), tout comme dans la hêtraie à sapins (AF), toujours en lien avec la présence ou non de neige lors de périodes de temps froid;

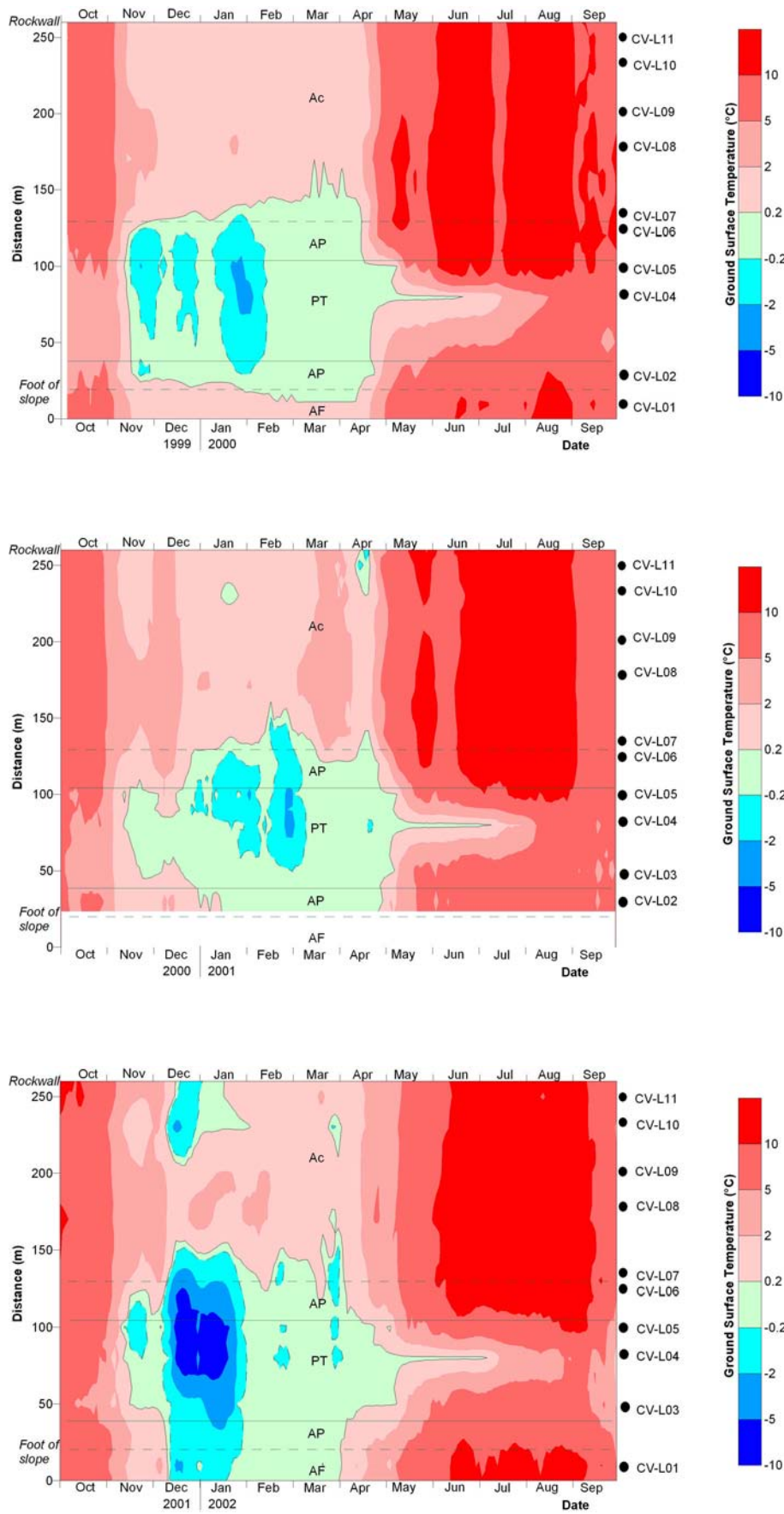


Fig. 7.15 Evolution du profil thermique (moyenne journalière) longitudinal de la pente d'éboulis d'octobre 1999 à septembre 2002 (le graphique n'a pas pu être poursuivi en 2003 car de nombreuses séries ont été interrompues en raison de problèmes techniques). Les points noirs à droite indiquent la position des UTL. Ac = éra-blaie; AP = Pessière à Asplénium; PT = Pessière à Tofieldie (épécéas nains); AF = hêtraie à sapins.

- que la **Pessière à Tofieldie (PT)** correspond à une **zone de gel hivernal intense et de réchauffement estival restreint**; le sol peut demeurer gelé à proximité de la surface (15-20 cm de profondeur) jusque vers la mi-juillet (alors que la neige disparaît dans le courant du mois de mai, cf. 5.1.3 et fig. 5.4)

- qu'il existe un **décalage spatial entre la zone où le refroidissement hivernal est le plus marqué et celle où le réchauffement est minimal durant l'été**; la première comprend surtout la moitié supérieure de la clairière d'épicéas nains (PT) et la tranche supérieure de la Pessière à Asplénium (APs); la seconde couvre la quasi totalité de PT et la frange de Pessière à Asplénium inférieure (APi). Ce décalage est apparemment lié au mode de circulation de l'air : l'écoulement gravitaire d'air froid en été s'évacue de préférence au point le plus bas de l'éboulis; quant à l'aspiration ascendante hivernale, son efficacité s'accroît dans des zones plus élevées du versant (fig. 7.16).

Ces constats permettent de définir, en fonction de leurs particularités saisonnières, cinq types principaux de comportement thermique annuel du sol qui peuvent être caractéristiques d'un éboulis froid, à savoir (ces types sont décrits dans la section suivante) :

- I : chaud en hiver, «normal» en été,
- II : froid en hiver, «normal» en été,
- III : froid en hiver, froid en été,
- IV : «normal» en hiver, frais en été,
- 0 : «normal» en hiver, «normal» en été.

7.3.5 Typologie du comportement thermique annuel dans un éboulis froid

(a) Type I : chaud en hiver, «normal» en été

Ce type caractérise les **secteurs supérieurs (Ac)** du versant où s'évacue l'air interne «chaud» durant la saison hivernale et où est aspiré l'air extérieur durant l'été. **Durant l'hiver** la température est, à quelques exceptions près, **en permanence supérieure à 0°C**; elle tend à s'abaisser régulièrement au cours de la saison (fig. 7.17-18). Les variations sont limitées sous une couche de neige, elles s'accroissent lorsqu'il n'y en a pas. Des valeurs de 0°C ne sont souvent atteintes que les jours de redoux lorsque la neige fond (fig. 7.17) ou par grand froid en l'absence de neige (fig. 7.18). En général, en présence de neige, la température tend à s'élever lorsque la température extérieure s'abaisse (fig. 7.17). Ce type de comportement thermique s'associe à la formation de «fenêtres de fonte» dans la neige (fig. 7.19-20). En **été**, la température moyenne journalière est presque **identique** à celle de l'air extérieur.

(b) Type II : froid en hiver, «normal» en été

Le type II est caractéristique de la zone située **immédiatement à l'amont du secteur le plus froid** (épicéas nains) du versant. Il s'agit de la frange de Pessière à Asplenium supérieure (APs). Ce secteur **peut être soumis à un refroidissement marqué du sol durant l'hiver. Il n'est pas concerné par l'écou-**

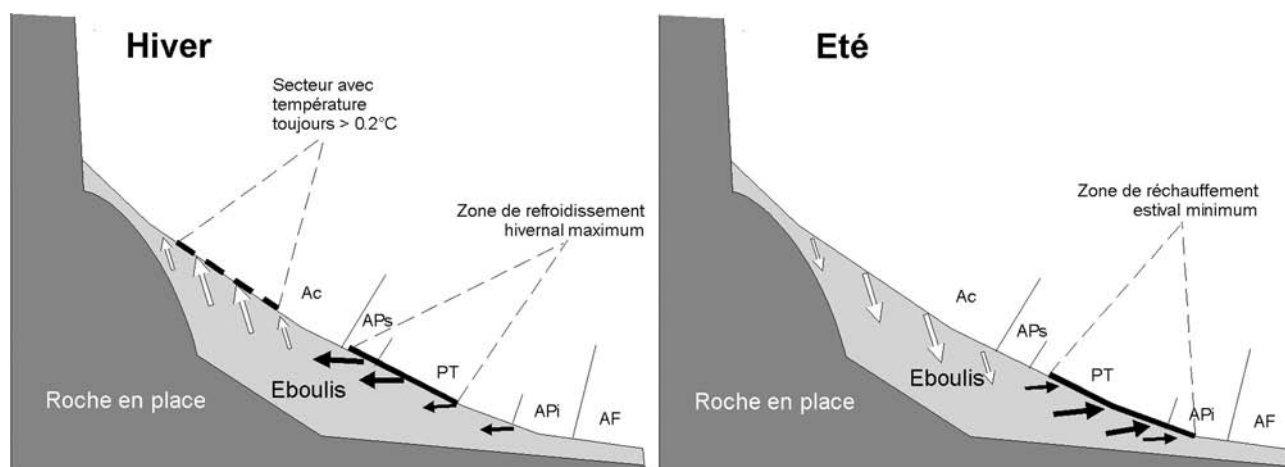


Fig. 7.16 Décalage des zones de refroidissement hivernal maximum et de réchauffement estival minimum dans la partie basse d'un éboulis froid (abréviations, cf. fig. 7.15). En hiver, le moteur de la circulation d'air dans l'éboulis est l'ascension d'air «chaud»; en été, c'est l'écoulement gravitaire de l'air «froid» : il en résulte une possible asymétrie dans la partie basse entre la zone d'aspiration hivernale et celle d'expulsion estivale.

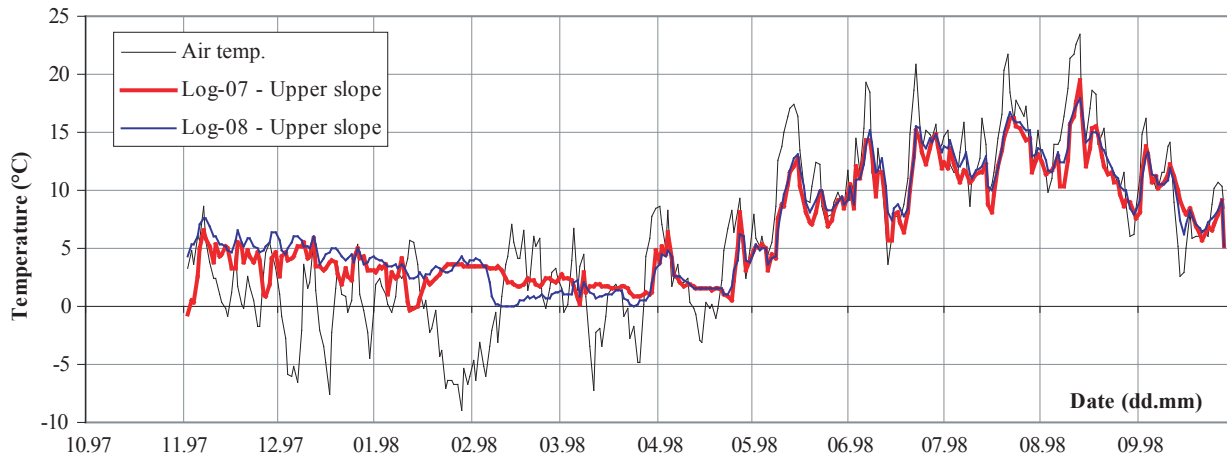


Fig. 7.17 Deux exemples de comportement thermique (moyennes journalières) de type I dans la partie supérieure de la pente d'éboulis entre novembre 1997 et septembre 1998. Les deux UTL étaient situés vers 1250 m.s.m., entre CV-L07 et CV-L08 sur le profil de la fig. 7.15. Températures de 4-5°C en décembre, 3-4°C durant la période de froid de fin janvier – début février. Températures de 0°C uniquement les jours de redoux (fonte de la neige).

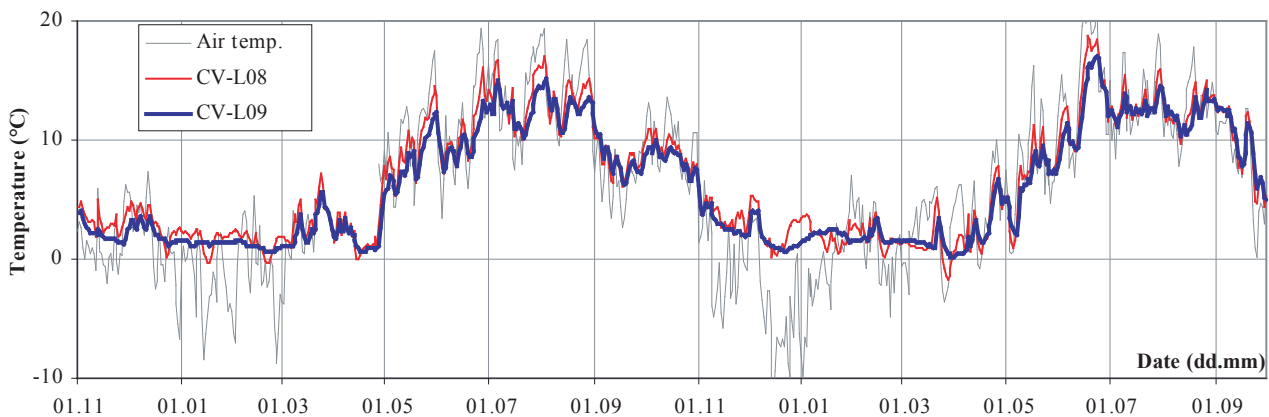


Fig. 7.18 Deux exemples (localisation, fig. 7.15) de comportement thermique (moyenne journalière) de type I dans la partie supérieure de la pente d'éboulis entre novembre 2000 et septembre 2002.

lement d'air froid durant l'été, sa température est alors similaire à celle de l'air. Les enregistrements effectués à CV-L06 (cf. fig. 7.22) en sont l'illustration. Durant l'hiver 2000-01, le refroidissement hivernal n'est pas marqué; toutefois, la température du sol n'est jamais supérieure à 0°C, signe de l'état gelé du terrain.

(c) Type III : froid en hiver, froid en été

Ce type de comportement thermique est **celui de la partie la plus froide de l'éboulis** (fig. 7.21). Durant

l'hiver, en raison de l'aspiration d'air froid, la température n'est jamais supérieure à 0°C : le sol est en permanence gelé). Des refroidissements marqués se produisent périodiquement en lien avec des périodes de temps très froid. Dès que le redoux (pluie) s'installe, la température remonte relativement rapidement au niveau 0°C en raison de l'humidification avancée du manteau neigeux. En raison de l'expulsion d'air froid, la fonte de la base du manteau neigeux y est ralentie (cf. 5.1.3) et les températures demeurent basses durant l'été. A certains emplacements, elles ne dépassent que très rarement +5°C. Pour toutes ces raisons, **le régime**

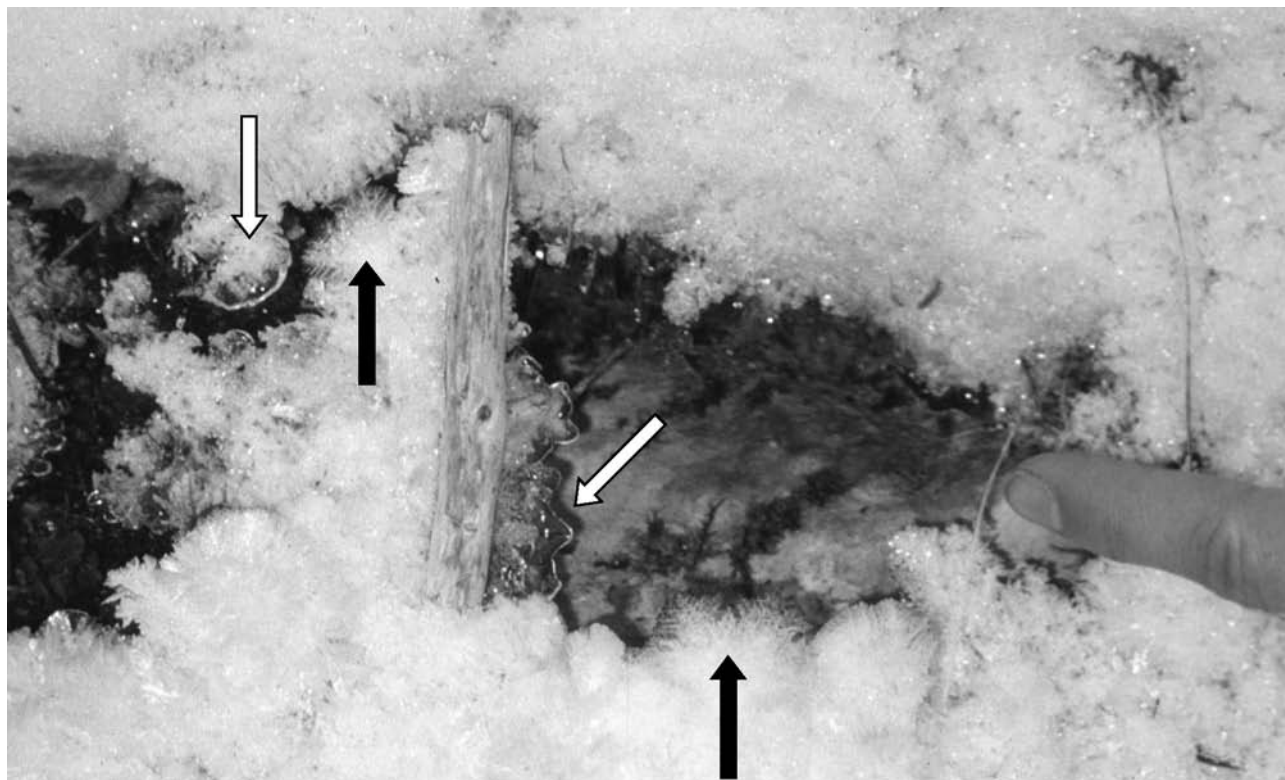


Fig. 7.19 Petites «fenêtres de fonte» dans la couche de neige formées par l'évacuation ascendante d'air «chaud» dans la partie supérieure de l'éboulis. Les cristaux arrondis (flèches blanches) indiquent le processus de fonte provoqué. A quelques centimètres seulement, la croissance de givre (flèches noires) est causée par la gel de la vapeur d'eau contenue dans l'air qui s'échappe. Photo prise le 18 décembre 2001, par une température extérieure de -8°C et une couche de neige de moins de 10 cm d'épaisseur.

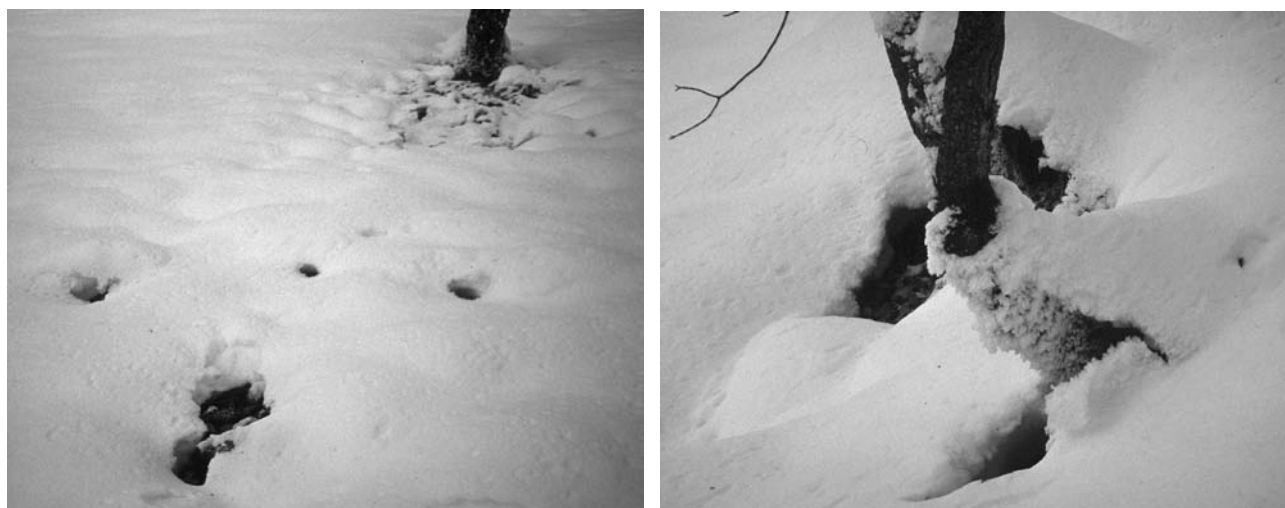


Fig. 7.20 «Fenêtres de fonte» en février 2003, après plus de 15 jours de temps froid (environ -10°C). La couche de neige est épaisse de 20-30 cm; au même moment, elle atteint 150 cm dans la partie inférieure froide de l'éboulis (la photo de la fig. 5.7b a été prise à la même date). A gauche, le diamètre de la première fenêtre est de 30 cm environ; on constate également que l'expulsion d'air est diffuse : de nombreuses ondulations se dessinent dans la neige indiquant des fenêtres en formation. A droite : remarquer la formation de givre sur le tronc de l'arbre.

thermique du sol diffère sensiblement de celui enregistré sur un pergélisol de «haute» altitude (cf. 3.1). La température moyenne annuelle du sol est 4 à 7°C plus basse que celle de l'air extérieur.

(d) Type IV : «normal» en hiver, frais en été

Le type IV est exactement le contraire du type II et se retrouve dans la zone située **immédiatement à l'aval du secteur le plus froid** du versant. Il s'agit de la frange de Pessière à Asplenium inférieure (APi). Ce secteur **ne connaît de refroidissement important du sol durant l'hiver que si, par temps très froid, la neige est absente ou peu épaisse. Il est en revanche soumis à l'écoulement d'air froid durant l'été** : la température est distinctement inférieure à celle de l'air. Les enregistrements effectués à CV-L02 (fig. 7.22) illustrent cette situation. Durant l'hiver 2000-2001, la différence est apparemment peu marquée avec CV-L06 (de type II); cependant, une analyse de détail révèle qu'à CV-L02 la température est demeurée très légèrement supérieure à 0°C (0.2°C) jusqu'au début mars, indiquant l'état non gelé du terrain (au contraire de CV-L06).

(e) Type 0 : normal en hiver, normal en été

Une température qui ne s'abaisse pas au-dessous de 0°C en présence de neige (> 20-30 cm) et qui est proche de celle de l'air durant l'été sont les caractéristiques de ce type de comportement thermique du sol. Au Creux du Van, un tel régime thermique s'enregistre à l'aval de l'éboulis dans la hêtraie à sapins, parfois dans la zone de transition entre APs et Ac dans la zone médiane de la pente, ainsi qu'à l'extrémité supérieure de l'accumulation sédimentaire, proche de la paroi sommitale.

7.3.6 Anomalies de la température moyenne annuelle du sol (MAGST)

La ventilation réversible de l'éboulis génère d'importantes variations spatiales de MAGST (fig. 7.23). Dans la hêtraie à sapins, en dehors de l'éboulis, où le comportement thermique du sol est de type 0, MAGST est d'environ +5°C, légèrement inférieure à la température moyenne annuelle de l'air (MAAT). Considérant cette valeur de MAGST comme référence, la différence est de l'ordre de 2°C (**anomalie thermique positive**) dans la partie supérieure de l'éboulis (type I). Dans la partie basse du versant, **l'anomalie est négative et atteint environ 4°C dans les clairières d'épicéas nains** (type III). Elle est encore de

2°C dans la frange inférieure de Pessière à Asplenium (APi) (type IV), mais devient nulle dans la zone de transition supérieure (type II).

L'évolution de MAGST se différencie également du point de vue spatial. En raison de la relation inverse entre la température de l'air et celle de l'air expulsé de l'éboulis en été, la chaleur exceptionnelle de l'été 2003 n'a par exemple pas affecté MAGST dans la moitié inférieure de l'éboulis (au contraire de la partie supérieure) (fig. 7.23). Cette particularité, combinée à des mois de janvier et (surtout) février 2003 qui, en dépit d'un enneigement important, ont provoqué un fort refroidissement du sol durant l'hiver, fait que **depuis le début des observations en 1998, dans la moitié inférieure de l'éboulis, MAGST n'a jamais été aussi froide qu'en 2003**. En raison du lien inverse avec la température de l'air en été et du rôle insignifiant joué par l'enneigement, l'évolution de MAGST dans un éboulis froid diffère ainsi radicalement de celle observée dans des situations «normales» de haute altitude (fig. 7.24).

7.3.7 Détection de corps gelés par résistivité électrique

Aucune des températures mesurées ne démontre la présence de pergélisol, cependant celle-ci peut-être fortement soupçonnée en raison notamment de l'ampleur des anomalies thermiques constatées. Des mesures de résistivité électrique (deux sondages verticaux et un profil tomographique) ont été réalisées pour déterminer la géométrie d'éventuels corps gelés. En octobre 1998, CV-S02, réalisé au milieu de la zone des épicéas nains, a montré la présence d'un corps résistant (6-10 kΩm) épais de 10-20 m interprété comme un terrain probablement gelé situé sous une couche active de 2 m d'épaisseur (fig. 7.25). 20-30 m au-dessus de la zone des épicéas nains, les résultats fournis par CV-S03 n'ont pas manqué de surprendre : le corps résistant est toujours présent et sa résistivité a même augmenté (8-20 kΩm) (fig. 7.25). Toutefois, il se situe au-dessous d'une couche «active» de plus de 4 m d'épaisseur. Le profil tomographique réalisé en septembre 2001 (DELALOYE *et al.* 2003c, MARESCOT *et al.* 2003) confirme ces premiers résultats et démontre la **continuité du corps résistant** depuis la base de la pente d'éboulis (dans la Pessière à Asplenium), où il est alors très proche de la surface, jusqu'à la limite inférieure de l'érablaie au moins, c'est-à-dire **bien au-delà de la stricte forêt à épicéas nains** (fig. 7.26). **A ce niveau, sa résistivité a augmenté** et il pourrait se situer au-delà de 8-10 m de profondeur.

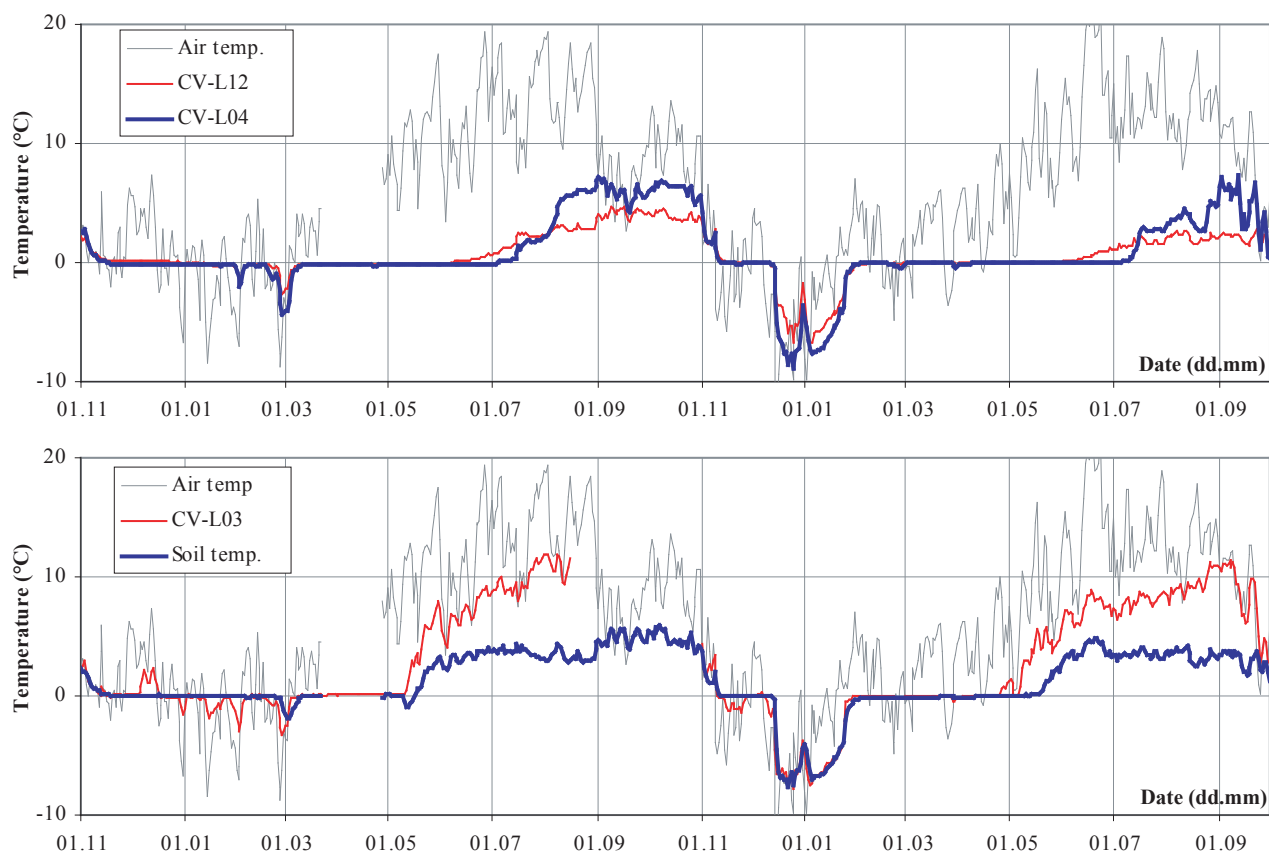


Fig. 7.21 Exemples de comportement thermique (moyenne journalière) de type III. CV-L12, situé à 30 m à l'W de la station MADD, correspond à l'emplacement le plus froid observé, en moyenne annuelle, dans les éboulis du Creux du Van. Remarquer la durée de gel exceptionnelle (jusqu'au début juillet) à CV-L04 (localisation, fig. 7.15). CV-L03 (pas de données la première année du 15.08 au 1.11), à la limite inférieure de la zone d'épicéas nains (localisation, fig. 7.15), révèle un comportement hybride entre les types III et IV.

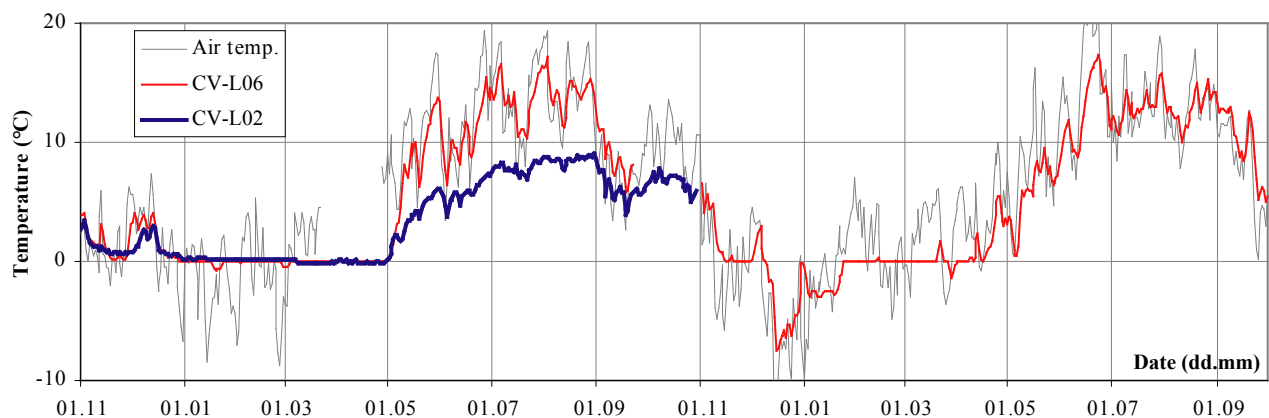


Fig. 7.22 Exemples de comportement thermique (moyennes journalières) de type II (CV-L06, surtout la deuxième année) et de type IV (CV-L02) entre novembre 2000 et septembre 2002. CV-L06 provient de la zone APs supérieure (cf. fig. 7.15 -16), CV-L02 de la zone APi.

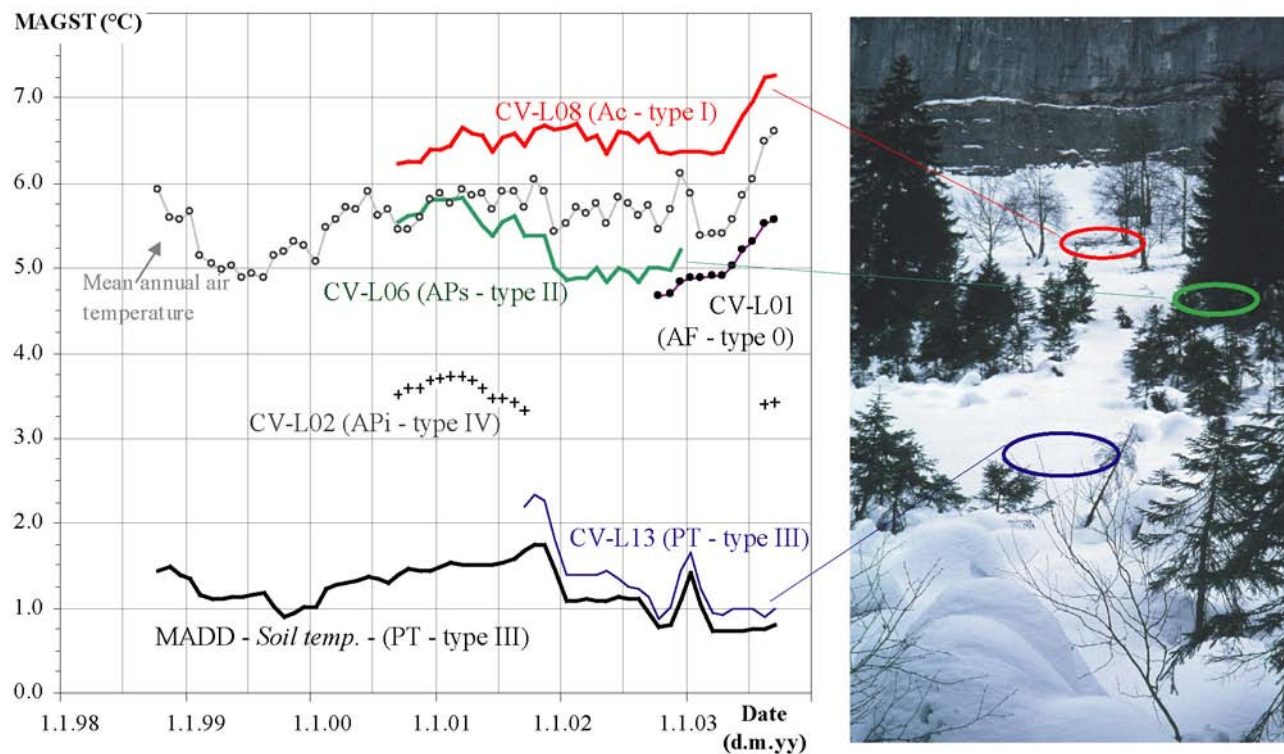


Fig. 7.23 Evolution de la température moyenne annuelle de l'air et de MAGST dans l'éboulis du Creux du Van de 1998 à 2003. Légende : emplacement (association végétale – type de comportement thermique).

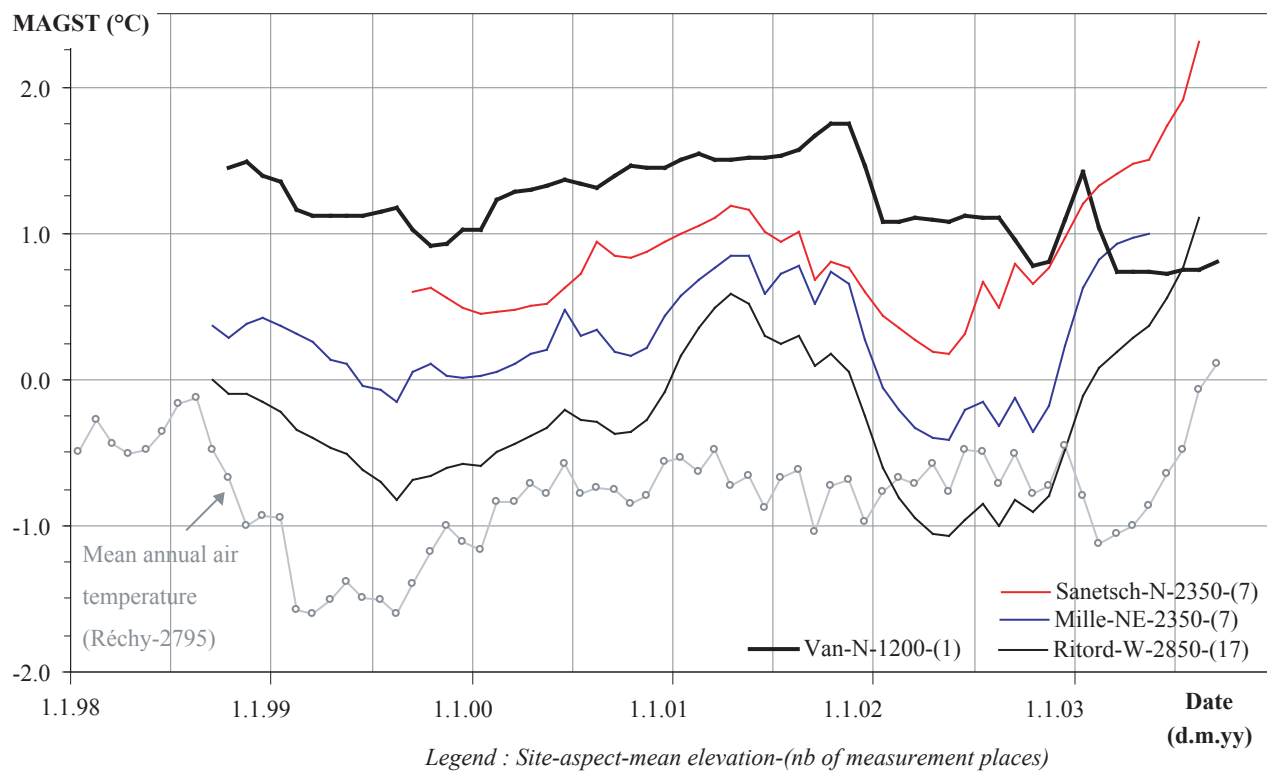


Fig. 7.24 Comparaison de l'évolution de MAGST dans la zone froide de l'éboulis du Creux du Van avec celles de sites de pergélisol «normaux» de haute altitude. Indication de la température moyenne annuelle de l'air à Réchy (2795 m.s.m.).

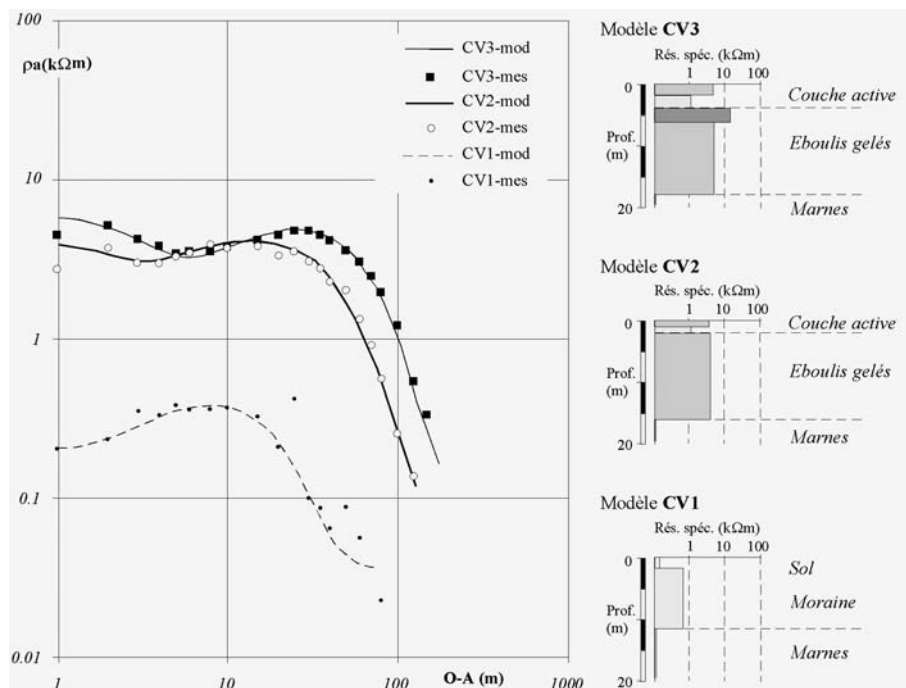


Fig. 7.25 Sondages électriques verticaux (localisation, fig. 7.8) CV-S01 (CV1) = hêtraie à sapins, CV-S02 (CV2) = épicéas nains, CV-S03 (CV3) = limite inférieure de l'érablaie (DELALOYE & REYNARD 2001)

Wenner-Schlumberger array, unit electrode spacing 5 m,
876 data points, iteration 5, RMS error 0.9 %

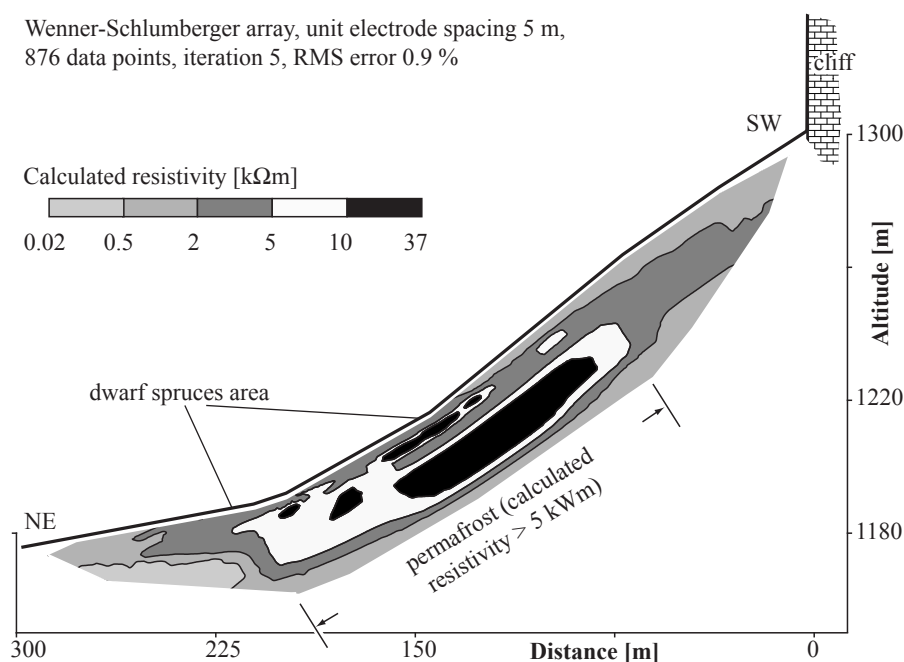


Fig. 7.26 Profil tomographique longitudinal de la résistivité électrique (CV-P01) le long de la pente d'éboulis du Creux du Van (localisation, fig. 7.8) (DELALOYE et al. 2003c, MARESCOT et al. 2003).

Ces résultats, qui ne seront toutefois pleinement confirmés que lorsqu'il seront confrontés à un profil de sismique-réfraction encore à réaliser, montrent qu'il y a **inadéquation spatiale entre les conditions thermiques observées à la surface et le positionnement**

de corps gelés potentiels en profondeur. Les zones les plus résistantes (contenant le plus de glace ?) sont situées à l'amont des secteurs où les températures de surface (annuelles, estivales ou hivernales) sont (les plus) froides.

Mis à part le fait que ce décalage peut être dû à des différences de granulométrie de la composition interne de l'éboulis, deux facteurs supplémentaires conduisant à ce décalage sont envisagés :

(a) *Cheminement de l'air dans l'éboulis en hiver*

Le mouvement ascensionnel de l'air durant l'hiver (cf. fig. 7.16) n'affecterait pas suffisamment les parties profondes de l'éboulis au-dessous de la zone d'épicéas nains pour provoquer un gel important. La répétition du sondage CV-S02 à diverses périodes de l'année permet cependant d'en douter, car elle semble démontrer que l'onde de froid hivernale (abaissement de la température au-dessous de 0°C) se propage jusqu'à grande profondeur (15 m au moins) au milieu de la zone des épicéas nains (cf. 4.5.4).

(b) *Evaporation hivernale*

Une autre cause serait un assèchement de la partie basse de l'éboulis durant l'hiver. En effet, l'air (très) froid qui s'engouffre se réchauffe (échange de chaleur sensible) au fur et à mesure qu'il pénètre dans l'éboulis : ceci favorise l'évaporation (sublimation) de l'humidité (glace) contenue dans le sol (ce qui, au passage, accentue le refroidissement du sol par un flux de chaleur latente) (WAKONNIG 1996). En conséquence,

la partie la plus basse d'un éboulis froid contiendrait moins de glace (tout en étant gelé) que des zones situées plus à l'amont.

Tout ceci demeure cependant purement hypothétique et demandera d'être précisé à l'avenir.

7.3.8 Synthèse et principaux indices potentiels du fonctionnement d'un effet de cheminée dans une accumulation sédimentaire grossière

Même si des questions demeurent encore ouvertes concernant le fonctionnement précis du système de ventilation de l'éboulis du Creux du Van et ses conséquences sur le régime thermique profond de l'accumulation sédimentaire, il est possible de mettre en évidence des indices qui devraient permettre de déterminer où que ce soit l'existence et l'importance d'un effet de cheminée. En effet, la ventilation induit des comportements thermiques du sol contrastés entre les parties inférieure et supérieure d'une accumulation sédimentaire soumise à ce genre de processus. On peut dès lors s'attendre à effectuer les observations suivantes :

- (a) **MAGST** est nettement plus froide au bas du terrain concerné que dans la zone supérieure.

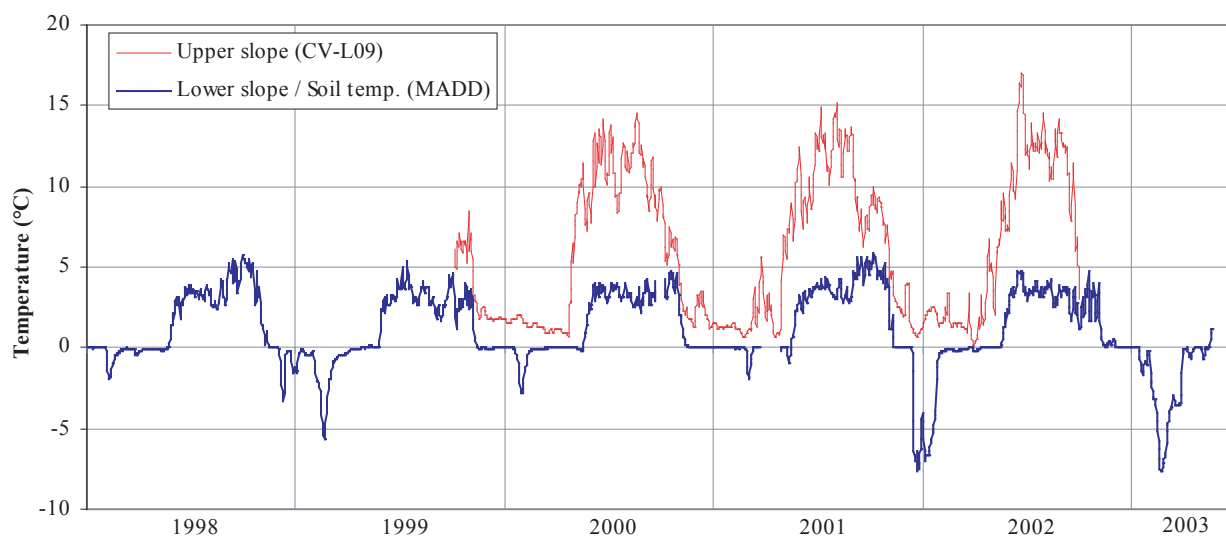


Fig. 7.27 Exemple-type du comportement thermique différencié entre les parties inférieure et supérieure d'une accumulation sédimentaire de basse et moyenne altitude soumise à un processus de ventilation interne. Dans la partie inférieure, les «pics de froid» dépendent essentiellement de la rigueur des périodes froides de l'hiver. Dans la partie supérieure, la température hivernale n'a de signification qu'en présence de neige.

Dans la partie inférieure :

- (b) La température du sol subit en **hiver** un ou plusieurs abaissements marqués («**pic(s) de froid**») (fig. 7.27) qui sont systématiquement provoqués par un refroidissement de la température de l'air extérieur. Ils sont particulièrement significatifs lorsque le manteau neigeux est épais.
- (c) Durant le restant de l'hiver, la température est égale à 0°C, mais **le terrain est gelé**.
- (d) **Au printemps** (ou en hiver), **l'eau de fonte du manteau neigeux gèle** au contact du sol sur-refroidi. Un volume relativement important de glace peut se former à la base du manteau neigeux (ce qui ralentit sa disparition, cf. 5.1.3) ou dans les interstices du sol.
- (e) En **été**, le sol demeure **frais** (sorties d'air froid) dans la partie inférieure de l'accumulation sédimentaire, souvent d'autant plus froid que la température extérieure est élevée. Cette zone peut être située plus bas dans le versant que celle qui connaît les températures hivernales les plus froides.

Dans la partie supérieure :

- (f) En **hiver**, en présence de neige, la **partie supérieure** de l'accumulation sédimentaire est généralement caractérisée par des **températures supérieures à 0°C** qui tendent à légèrement augmenter lorsque la température extérieure devient très froide (**relation thermique inverse**) et que se produisent des «pics de froid» dans la partie basse (fig. 7.27).
 - (g) Sous la neige, le sol **ne gèle pas**.
 - (h) Une fonte basale importante de la neige se produit durant l'hiver; des **cheminées** peuvent s'ouvrir dans le manteau neigeux. Lorsque la couche de neige n'est pas épaisse ou au **printemps**, ces zones sont les premières à être déneigées («**fenêtre de fonte**»).
- (a), (b) et (f) peuvent être mesurées par des UTL, (b) et (f) également par des mesures BTS réalisées durant ou peu après une période de temps froid.

- (i) Sans que l'on en comprenne encore exactement toutes les raisons, un décalage longitudinal peut se produire entre l'état thermique (hivernal, estival ou annuel) de la surface du sol et la disposition du corps gelé doté de la plus grande résistivité électrique en profondeur.

Les indices (a) à (i) sont utilisés dans la prochaine section (7.4) et dans le chapitre suivant (8) afin de déterminer si un *effet de cheminée* se produit dans d'autres accumulations sédimentaires et quelle en est l'intensité. La pertinence de ces indices varie cependant en fonction de l'altitude, de l'orientation et de la composition d'un terrain qui déterminent (dans les grandes lignes) d'une part, la température moyenne de l'ensemble d'une accumulation sédimentaire et d'autre part, le seuil thermique d'inversion du système de ventilation. Ainsi, à 2500 m.s.m., dans un versant N, la température moyenne d'un corps sédimentaire est de l'ordre de 0°C; la température de l'air qui pourrait y circuler dans sa partie haute durant l'hiver n'est pas nécessairement supérieure à 0°C; il n'y a donc guère de sens dans ce cas-là d'espérer voir s'ouvrir des «fenêtres de fonte» précoces dans le haut d'un versant. Mais sait-on jamais...

7.4 AUTRES ÉBOULIS DE BASSE ET MOYENNE ALTITUDE

L'observation d'autres sites de basse et moyenne altitude vise deux objectifs :

- déterminer dans quelle mesure un système de ventilation interne s'établit lorsque l'une au moins des caractéristiques de l'éboulis diffère de celles du creux du Van, à savoir (a) absence de végétation spécifique de type épicéas nains, (b) absence de couvert végétal et de sol, (c) très basse altitude (< 1000 m.s.m.), (d) orientation E à W en passant par le S;
- contrôler son fonctionnement sous un couvert neigeux épais où tout conduit ouvert est exclu.

Pour y répondre, des mesures et observations plus ou moins détaillées ont été réalisées sur plus d'une dizaine de pentes d'éboulis réparties entre 660 et 1750 m.s.m. (tabl. 7.3), qui n'avaient jamais été étudiées

ni signalées auparavant. Elles sont reportées dans leur intégralité dans ce chapitre 7.4.

7.4.1 Dos d'Ane / Creux du Van (975-1170 m.s.m.)

A l'entrée du cirque du Creux du Van, dans une orientation SSE, plusieurs éboulis se succèdent entre 975 et 1170 m.s.m. au pied de la crête rocheuse du Dos d'Ane (fig. 7.28). A l'exception de l'éboulis situé le plus à l'aval, les autres sont ombragés dans leur partie basse par une forêt de hêtres, de sapins blancs et d'épicéas. Aucune mesure n'a été réalisée dans ces éboulis, mais deux constats frappent.

A la fin du mois de mars 2000, alors que le versant est entièrement déneigé, un courant d'air froid aisément perceptible sort de l'éboulis dans sa partie inférieure. Cà et là subsistent des résidus de glace à l'intérieur de cavités formées par l'amas de blocs (fig. 7.29). Ils démontrent que le sol était sur-refroidi lorsque la fonte de la neige s'est produite.

A la fin du très froid mois de février 2003, d'évidentes fenêtres de fonte apparaissent dans la partie supérieure du premier éboulis du Dos d'Ane (975-1030 m.s.m.) (fig. 7.30). Au même moment, sous 30-40 cm de neige, la surface du sol est gelée dans la moitié inférieure de cet éboulis.

Tabl. 7.3 Liste des autres éboulis de basse et moyenne altitude observés (voir aussi fig. 1.1-3, tabl. 1.1, 1.3-4).

Site	Région	Altitude	Orientation	Chapitre
Dos d'Ane / Creux du Van	Jura neuchâtelois	970-1170	SSE	7.4.1
La Monnaie / Trappistes	Valais (Alpes)	660-900	N	7.4.2
Combe de Vudèche / Dent-de-Lys	Préalpes fribourgeoises	1580-1780	E	7.4.3
Les Clous	Préalpes fribourgeoises	1415-1680	E-NE	7.4.4.1
Combe d'Allières	Préalpes fribourgeoises	1550-1700	NE	7.4.4.2
Combe de Dreveneuse / Les Conchettes	Préalpes du Chablais (Valais)	1500-1850	diverses	7.4.4.3
Tour de Don / Eusin	Préalpes du Chablais (Valais)	1550-1700	N	7.4.4.4

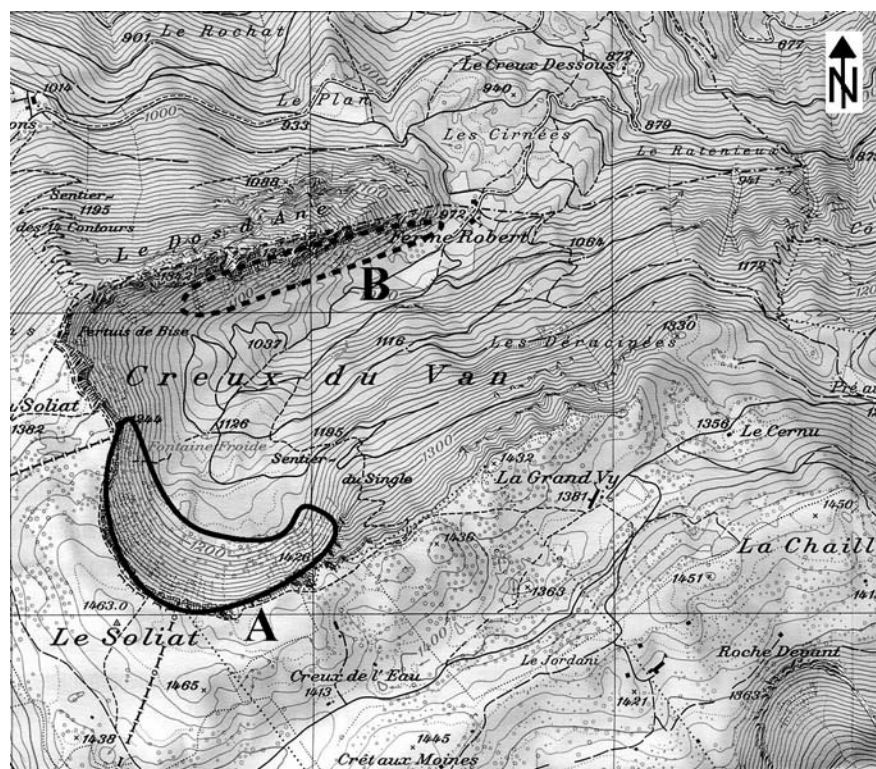


Fig. 7.28 Localisation des éboulis du Creux du Van (A) et du Dos d'Ane (B). Quadrillage kilométrique. Extrait de la carte nationale de la Suisse 1 : 25'000, feuille n°1163 (Travers). Reproduit avec l'autorisation de swisstopo (BA046056).



Fig. 7.29 Résidu de glace dans la partie inférieure (1040 m.s.m.) de l'un des éboulis du Dos d'Ane / Creux du Van (26 mars 2000).



Fig. 7.30 Fenêtres de fonte dans l'un des éboulis du Dos d'Ane / Creux du Van (975-1030 m.s.m.) (27 février 2003). Au-dessous de la ligne bleue, la surface de l'éboulis (humus, sol organique) est gelée alors que la couche de neige est entièrement humidifiée.

Ces brèves et simples observations démontrent à elles seules le **fonctionnement d'un effet de cheminée réversible qui contribue au refroidissement de la partie inférieure des éboulis** du Dos d'Ane.

7.4.2 La Monnaie / Trappistes (660-900 m.s.m.)

7.4.2.1 Description du site

Situé dans la partie valaisanne du massif du Mont-Blanc, l'éboulis de la Monnaie est le plus bas des sites observés. Orientée vers le N, l'accumulation de sédiments se développe entre 660 et 900 m.s.m., au pied

d'une paroi haute de 300 à 400 m (Six Rodze) (fig. 7.31-32). L'éboulis s'appuie sur la rive gauche de la Dranse à la hauteur d'un petit chemin forestier. L'inclinaison de la pente est régulière et de l'ordre de 35°. Les blocs de surface, de taille décimétrique à pluridécimétrique, constitués de gneiss ou de granite et recouverts de lichens, sont souvent instables. Il n'y a pas de matériaux fins intercalés visibles depuis la surface. L'épaisseur de la formation est inconnue.

L'éboulis est presque complètement libre de végétation. Un liséré d'arbres plus ou moins bien développés occupe cependant l'extrémité inférieure (20-30 m) de la pente. Un tapis discontinu de mousses s'y est égale-

ment installé, mais les blocs demeurent apparents et il n'y a guère de formation de sol. Les quelques visites effectuées durant l'été n'ont pas permis d'identifier clairement la sortie d'un courant d'air frais.

Le site est dans l'ombre durant plus de 6 mois, de début septembre à fin mars. Les valeurs de rayonnement solaire direct potentiel calculées au niveau de

TR-L03 (tabl. 7.4) sont très proches de celles obtenues dans la zone des épicéas nains du Creux du Van (cf. tabl. 7.2).

7.4.2.2 Mesures effectuées

Cinq UTL ont été placés sous la surface de l'éboulis le 8 septembre 2000 (fig. 7.32). Quatre d'entre eux

Tabl. 7.4 Valeurs de rayonnement solaire direct potentiel (RSP, W/m^2) estimées à l'aide d'un compas solaire (cf. 5.3.1.3) à l'emplacement TR-L03.

Janv.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Moyenne
0	0	17	101	211	245	232	127	27	0	0	0	80

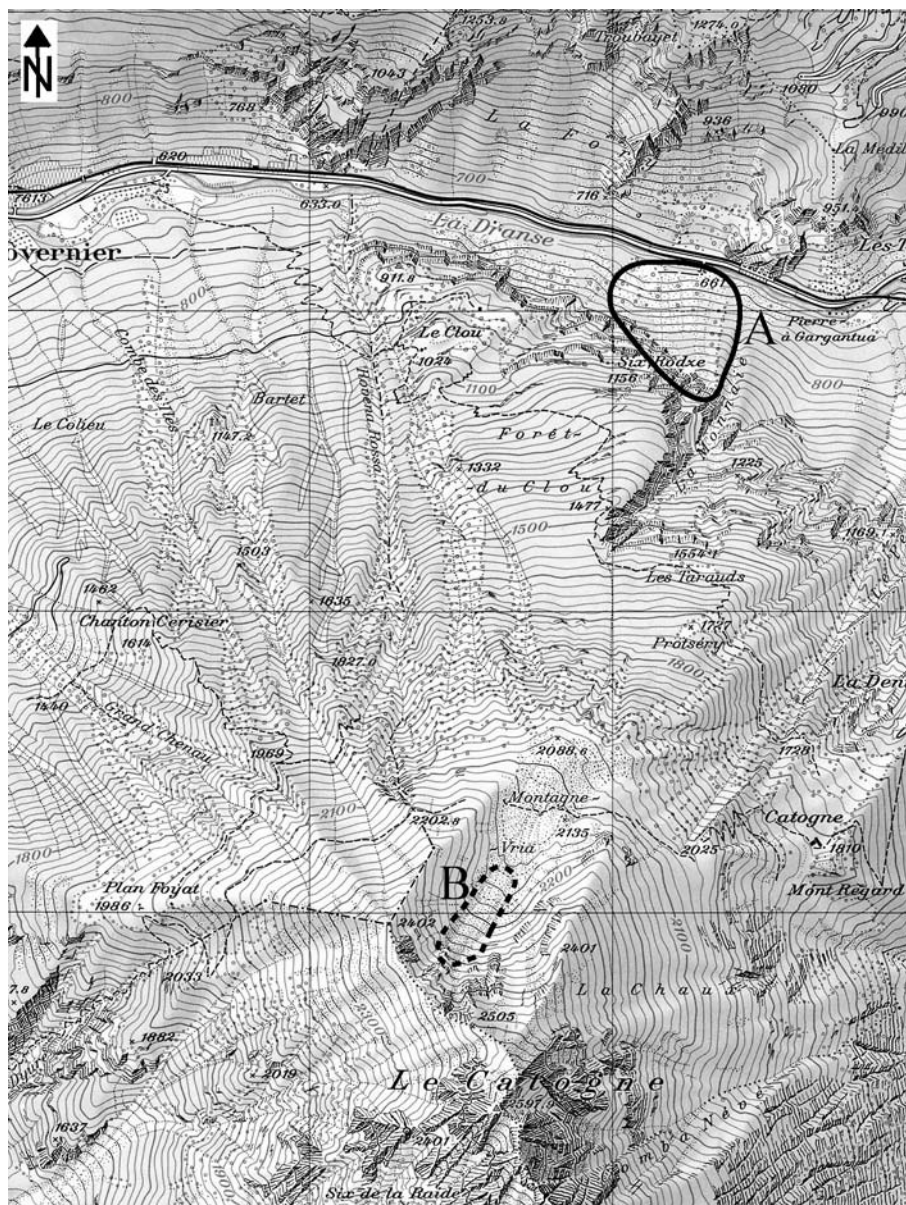


Fig. 7.31 Localisation de l'éboulis de la Monnaie / Trappistes (A) et de Vria (B, cf. 8.3.x) sur le versant N du Catogne (région de Martigny, massif du Mont-Blanc). Quadrillage kilométrique. Extrait de la carte nationale de la Suisse 1 : 25'000, feuille n°1325 (Sembrancher). Reproduit avec l'autorisation de swisstopo (BA046056).

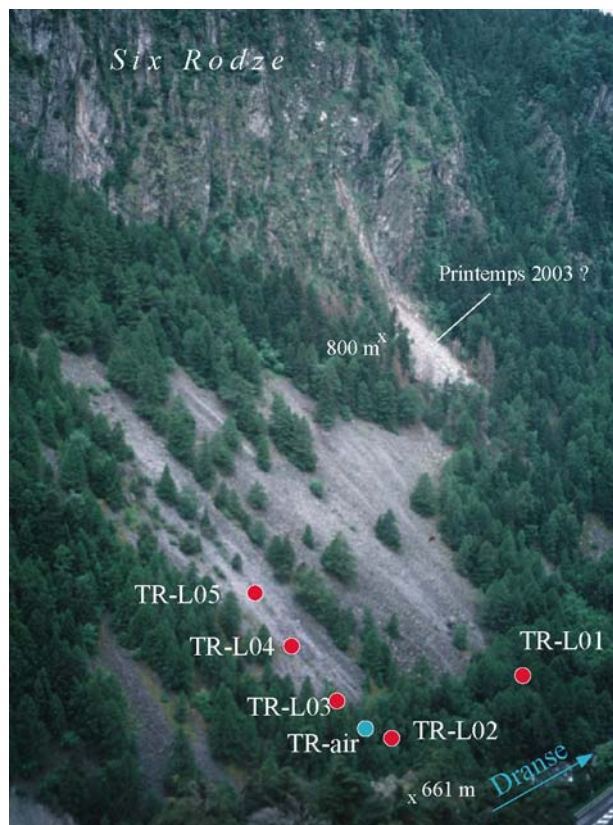


Fig. 7.32 Localisation des capteurs de température disposés sur l'éboulis de la Monnaie, en rive gauche de la Dranse, immédiatement à l'aval du verrou des Trappistes, entre Sembrancher et Martigny. Au bas à droite de la photo, la route du Grand-St-Bernard. Un pont permet d'accéder facilement au pt. 661 m.

(TR-L01, 03, 04, 05) ont été récupérés le 2 septembre 2001, soit presque une année plus tard. TR-L02 a fonctionné jusqu'au 2 juillet 2002. TR-L01 et TR-L02 étaient situés 10 m au-dessus du chemin forestier parmi des blocs partiellement recouvert de mousses. Les trois autres ont été placés le long d'un profil longitudinal à l'aplomb de TR-L02, dans l'éboulis nu. Un UTL a également été suspendu à environ 2 m de hauteur sur un arbre le 13 novembre 2000 afin de connaître l'évolution de la température de l'air. Il a été retiré le 2 septembre 2001.

7.4.2.3 Résultats

Il n'y a eu que peu de neige sur l'éboulis durant l'hiver 2000/2001. Trois types de comportement thermique peuvent néanmoins être différenciés (fig. 7.33) :

- A quelques dixièmes de °C près, les capteurs TR-L04 et TR-L05, situés dans la partie médiane de la pente, indiquent que les températures moyennes journalières du sol sont identiques à celles de l'air durant l'année entière.

- Aux emplacements TR-L01 et TR-L03, localisés dans le bas de l'éboulis, les variations de température suivent celles de l'air extérieur avec souvent un à deux jours de retard. De novembre à début mars, les minima extérieurs sont cependant directement enregistrés par le sol, sans atténuation. Sauf une exception, la température du sol ne dépasse pas 0°C de la mi-décembre au début mars. La température moyenne hivernale du sol est environ 2°C plus froide que celle l'air (tabl. 7.5). En été, le sol reste en permanence plus frais que l'air, en moyenne de 3.2°C à TR-L01 et de 5.0°C à TR-L03 (tabl. 7.5).

- Au niveau du capteur TR-L02, à la base de l'éboulis, la température du sol reproduit les variations de température moyenne journalière de l'air de manière atténuée, en hiver comme en été. Contrairement aux deux autres types de comportement, il n'y a que très peu de valeurs négatives durant l'hiver (tabl. 7.5). En été, la température est en moyenne de 4.2°C plus fraîche que celle de l'air.

En termes de moyenne annuelle, les emplacements TR-L01, TR-L02 et TR-L03 sont 1.5 à 3.2° plus froids que l'air et que TR-L04 et TR-L05. L'écart est particulièrement frappant (3°C) entre TR-L03 et TR-L04 pourtant distants d'à peine 50 m.

7.4.2.4 Interprétation

Les caractéristiques du comportement thermique du sol permettent de classer TR-L04 et TR-L05 dans le **type II**, TR-L03 et TR-L01 dans le **type III** et TR-L02 dans le **type IV** (cf. 7.3.5). Aux emplacements des capteurs appartenant aux types II et III (TR-L01, 03-05), en hiver, le lien direct entre la température de l'air et celle du sol montre que l'air froid pénètre sans peine dans l'éboulis. L'absence de temps de réponse et d'atténuation des variations de la température du sol suggèrent que l'air est aspiré dans l'éboulis. Les sorties d'air «chaud» doivent se trouver beaucoup plus haut dans la pente. En été, l'air frais est expulsé aux emplacements dont le comportement thermique est de type III et IV (TR-L01-03). L'absence d'une relation thermique inverse avec celle de l'air extérieur pourrait être causée par l'absence de glace dans l'éboulis ou par un processus d'évaporation qui, en raison d'un taux d'humidité du sol

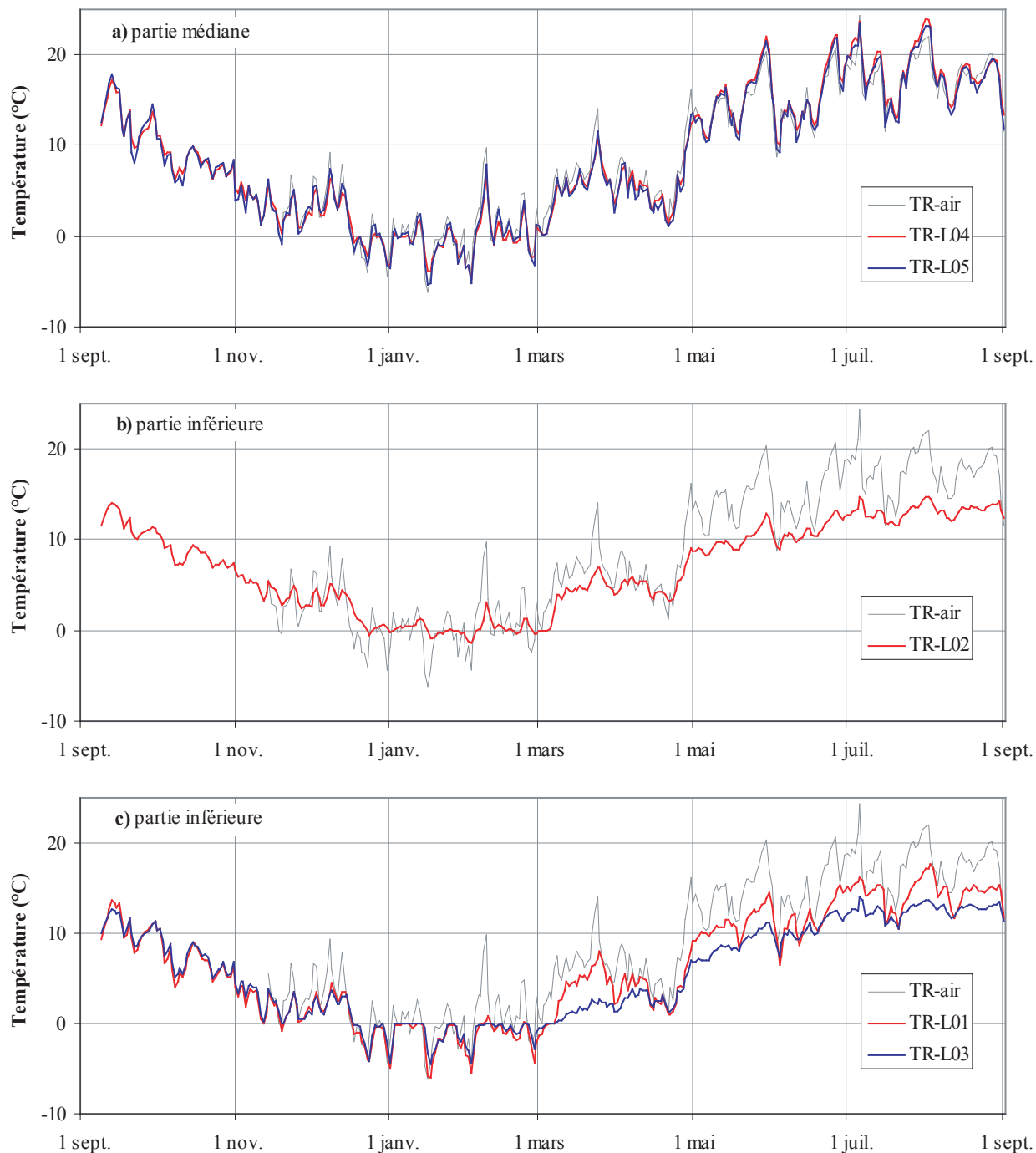


Fig. 7.33 Evolution de la température du sol sur l'éboulis de la Monnaie de septembre 2000 à août 2001.

relativement faible à proximité de la surface, demeure restreint (cf. 7.2.2.1).

En dépit de l'absence généralisée de végétation et de sol qui pourrait favoriser l'échange vertical direct d'air entre le sol et l'atmosphère (e.g. HARRIS & PEDERSEN

1998, cf. 8.1.1), un **système de ventilation comparable** à celui du Creux du Van semble pourtant bel et bien fonctionner dans l'éboulis de la Monnaie, **sous une forme toutefois atténuée**. Les mesures effectuées ont montré des comportements thermiques du sol caractéristiques de la moitié inférieure d'un éboulis

Tabl. 7.5 Principales valeurs de température du sol et de l'air obtenues sur l'éboulis de la Monnaie.

Période	Emplacements de mesure de température du sol					TR-air
	TR-L01	TR-L02	TR-L03	TR-L04	TR-L05	
Moyenne annuelle (8 sept. 00 - 2 sept. 01)	6.34	6.90	5.58	8.62	8.43	¹
Moyenne série (13 nov. 00 - 2 sept. 01)	6.11	6.45	5.12	8.50	8.30	8.58
Valeur minimale (13 nov. 00 - 2 sept. 01)	-6.44	-1.78	-5.11	-5.32	-6.67	-8.00
Valeur maximale (13 nov. 00 - 2 sept. 01)	17.99	16.30	15.80	26.15	25.26	29.28
Moyenne hiver (13 nov. 00 - 31 mars 01)	0.52	1.94	0.20	1.73	1.77	2.34
Moyenne été (1 mai 01 - 2 sept. 01)	12.91	11.81	11.10	16.77	16.34	16.08

¹ Comme les valeurs moyennes de la température de l'air sont très proches de celles du sol à TR-L04 et TR-L05, on peut convenablement estimer que la température moyenne annuelle de l'air entre septembre 2000 et septembre 2001 a été de 8.7°C environ.

ventilé, notamment le **décalage longitudinal des secteurs froids saisonniers** (II-III en hiver, III-IV en été). Les **différences de température moyenne annuelle** entre les emplacements de mesure au sol et l'air ont une **structure similaire** à celle du Creux du Van (Air \approx II < IV < III) pour des **écarts** cependant **réduits** de 30-50%. Il ne reste qu'à trouver les sorties d'air chaud supérieures et observer le comportement thermique du sol lors d'un hiver bien enneigé pour prouver la fonctionnalité du système.

7.4.3 Combe de Vudèche / Dent-de-Lys (FR) (1580-1780 m.s.m.)

Le versant oriental de la chaîne préalpine Rochers-de-Naye (VD) - Dent-de-Lys (FR) comporte une dizaine de vallons perchés entre 1400 et 1800 m.s.m. Ces combes, plus ou moins d'axe W-E, ont souvent la particularité d'être fermées au S par d'imposantes parois rocheuses génératrices d'éboulis et d'ombre. La Combe de Vudèche est l'un de ces vallons (fig. 7.34), facilement accessible en hiver.

7.4.3.1 Description du site

Trois petites pentes d'éboulis calcaires orientées vers l'E se succèdent entre 1580 et 1780 m.s.m. sur la rive droite de la Combe de Vudèche (fig. 7.35), vallon situé au pied du versant S de la Dent-de-Lys (2014 m.s.m.) (fig. 7.34). L'épaisseur des formations est inconnue, mais ne dépasse probablement pas 20 m. Une barre rocheuse haute d'une centaine de mètres

couronne l'ensemble des éboulis. Elle s'étire du SE vers le NW et restreint sensiblement l'ensoleillement du flanc droit de la Combe de Vudèche, surtout en hiver. Le haut des éboulis est principalement constitué de blocs décimétriques, sans matrice fine apparente. De larges zones sont dépourvues de végétation et les éboulis sont partiellement instables. Plus bas, l'inclinaison du versant diminue et les matériaux deviennent plus grossiers. La végétation (herbes, mousses) fait son apparition pour parfois devenir dense à l'extrémité inférieure du versant. Il n'y a pas de formation importante de sol. Quelques épicéas, malmenés par les avalanches, parsèment le pied des deux éboulis aval (1 et 2).

7.4.3.2 Mesures effectuées

Trois campagnes de mesures BTS ont été réalisées à mi-février 2001 (48 points de mesure), 2002 (79) et 2003 (21). Les deux premières années, les relevés ont été effectués après plusieurs journées, voire plusieurs semaines de temps doux (fig. 7.36). En 2003, au contraire, trois semaines très froides ont précédé l'acquisition des données.

Six UTL ont été placés dans les éboulis 2 et 3 le 1er novembre 2001 (fig. 7.35). Cinq d'entre eux ont été retirés le 29 septembre 2002, après onze mois d'enregistrement. Le dernier appareil n'a pas été retrouvé (Ly-L06). A noter pour terminer une brève visite de terrain qui, le 26 avril 2003, a permis de visualiser l'état du déneigement du site au printemps.

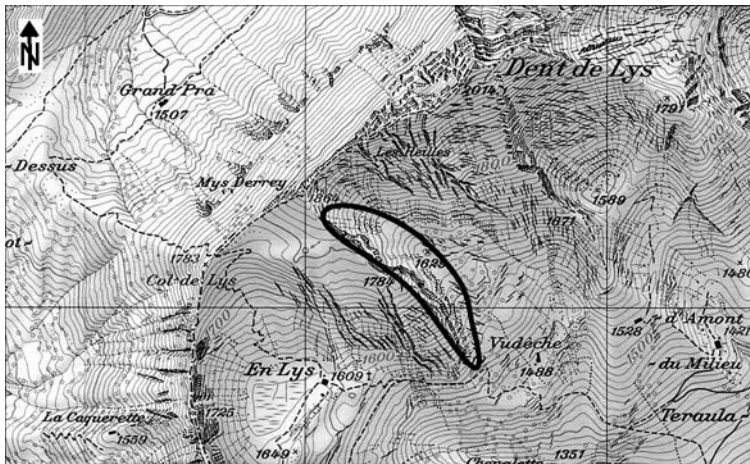


Fig. 7.34 Localisation des éboulis de la Combe de Vudèche / Dent-de-Lys. Quadrillage kilométrique. Extrait de la carte nationale de la Suisse 1 : 25'000, feuille n°1244 (Châtel-St.-Denis). Reproduit avec l'autorisation de swisstopo (BA046056).

7.4.3.3 BTS 2001

La prospection a révélé deux secteurs à la base de l'éboulis 3 dont la température se situait aux environs de -1°C sous 100 à 150 cm de neige (fig. 7.37). Partout ailleurs, la température était très proche de 0°C . Toutefois, le manteau neigeux était déjà partiellement humidifié en raison de la pluie tombée une semaine auparavant et de températures de l'air élevées. Dans les éboulis 1 et 2, la température de la neige était le plus souvent égale à 0°C sur l'intégralité de son épaisseur, signe d'un état d'humidification avancé, voire complet. Dans les zones froides de l'éboulis 3, la température était minimale au niveau du sol et s'élevait au fur et à mesure que l'on remontait vers la surface du manteau neigeux. La dimension des zones «froides» détectées, signes d'un sur-refroidissement préalable de l'éboulis qui se serait produit durant les périodes froides du mois de janvier 2001, est dès lors à considérer comme minimale.

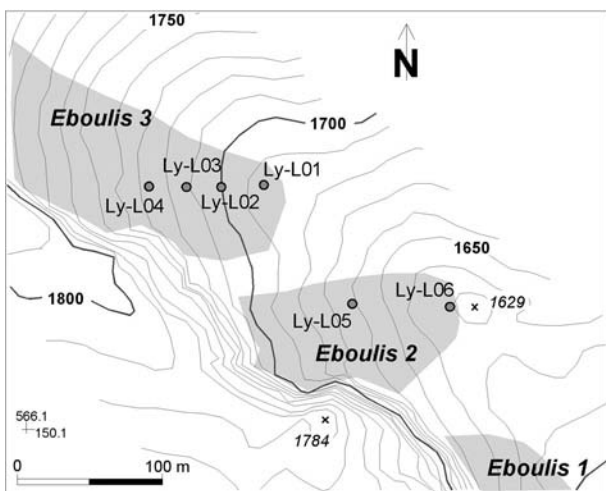


Fig. 7.35 Localisation des principaux éboulis et des capteurs de température (UTL) Ly-L01 à Ly-L06 dans la Combe de Vudèche.

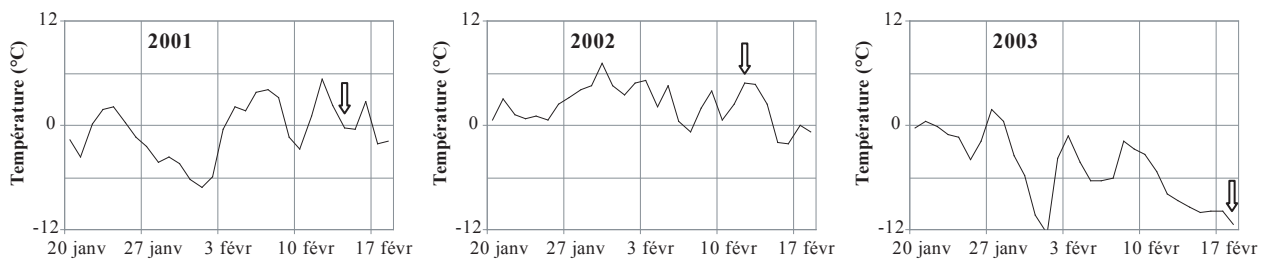


Fig. 7.36 Température de l'air (moyennes journalières) enregistrée au Creux du Van (1200 m.s.m.) durant les trois à quatre semaines précédant les campagnes de mesures BTS dans la Combe de Vudèche (flèches). En raison de la différence d'altitude, la température estimée dans la Combe de Vudèche doit être environ 2.5°C inférieure à celle du Creux du Van.

7.4.3.4 BTS 2002

En 2002, après un mois de temps doux, les mesures ont ciblé les zones froides de l'éboulis 3 et celles envisagées dans l'éboulis 2. Si la neige avait presque entièrement disparu des versants S au-dessous de 2000 m.s.m., il en restait encore passablement sur les éboulis (plus de 100 cm en moyenne). Comme en 2001, le couvert de neige était déjà humidifié.

La prospection révéla à nouveau à la base de l'éboulis 3 des zones restreintes où la température avoisinait -1°C sous 110 à 170 cm de neige (fig. 7.38). La densité de l'échantillonnage étant différente,

il n'est pas possible de savoir dans quelle mesure ces zones froides correspondent à celles de 2001. Les relevés indiquent également la présence de quatre zones (a-d, fig. 7.38) dans et aux abords de la partie haute de l'éboulis 2 où la température était très légèrement positive, entre 0.05 et 0.34°C , sous une couche de neige épaisse (tabl. 7.6).

Les mesures BTS de 2002 renforcent l'hypothèse établie l'année précédente, à savoir celle du fonctionnement d'un système de ventilation interne de l'éboulis 3. A ceci s'ajoute la présence de secteurs «chauds» dans le haut de l'éboulis 2 qui laissent là aussi présager du fonctionnement du système de ventilation.

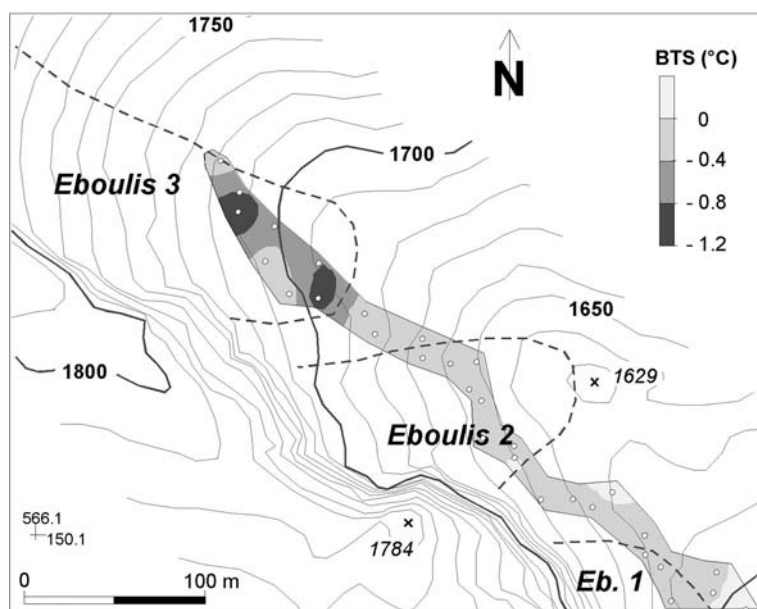


Fig. 7.37 BTS 2001 : 48 points mesurés le 14 février 2001. La précision absolue de la localisation des points de mesures est de ± 20 m. Interpolation par krigeage.

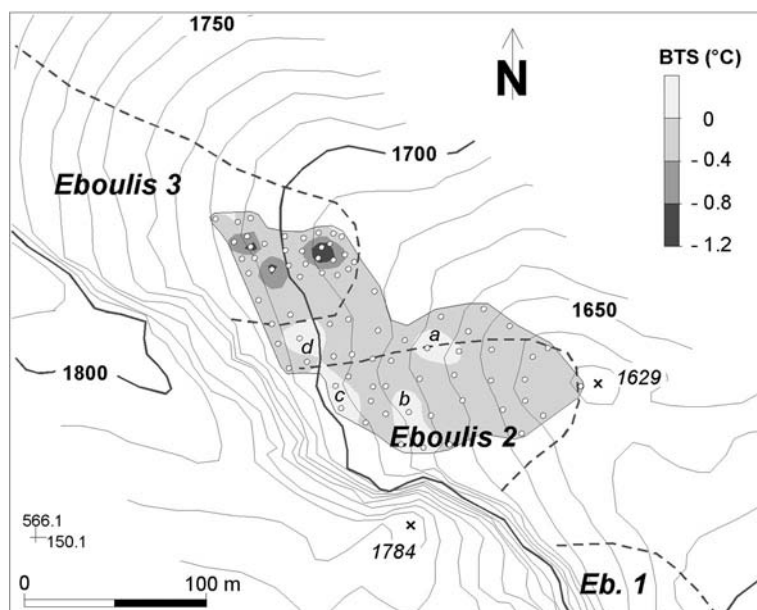


Fig. 7.38 BTS 2002 : 79 points mesurés le 12 février 2002. La précision absolue de la localisation des points de mesures est de ± 20 m. La précision relative des points entre eux est de ± 5 m. Les lettres a-d correspondent aux différentes zones où la température BTS est positive. Interpolation par krigeage.

Tabl. 7.6 Températures et hauteurs de neige relevées dans les zones «chaudes» de l'éboulis 2 lors des BTS 2002 dans la Combe de Vudèche.

	Altitude (m.s.m.)	Température		Hauteur de neige	
		(°C)		(cm)	
		Point 1	Point 2	Point 1	Point 2
Zone a ¹	1665	0.05	0.05	130	110
Zone b	1675	0.19	0.19	80	70
Zone c	1690	0.12	0.34	185	125
Zone d	1705	0.12		100	

¹ Les zones sont localisées sur la figure 7.35. Il n'y a qu'un ou deux points BTS par zone.

7.4.3.5 Comportement thermique du sol en 2001/2002

Lors de cet hiver 2001/2002, les premières chutes de neige significatives sont tombées au milieu du mois de novembre. Un radoucissement prononcé a par la suite provoqué la fonte considérable de cette première neige. Un brutal et sévère refroidissement a suivi vers la mi-décembre. La neige n'est toutefois retombée en quantité qu'à Noël, précédant une seconde baisse sensible de la température. Ces quelques informations permettent une lecture appropriée de la fig. 7.39.

Au **bas de l'éboulis**, le comportement thermique du sol (Ly-L01, fig. 7.39a) s'est avéré de **type III** (cf. 7.3.5) : fort refroidissement en hiver lors des phases météorologiques froides et permanence de valeurs relativement basses, aux environs de 6.6°C, durant

l'été (tabl. 7.7). Le comportement thermique du sol au niveau de Ly-L02 (fig. 7.39b) est comparable, bien qu'un peu moins froid en hiver et légèrement plus chaud et plus variable en été (tabl. 7.7).

Au **milieu de l'éboulis** (Ly-L03), le comportement thermique annuel est un exemple parfait du **type II** : au fort refroidissement intervenu durant l'hiver succède en été des valeurs identiques à celles de la température de l'air (fig. 7.39b, tabl. 7.7).

Dans la **partie supérieure** de l'éboulis le comportement thermique est de **type I** (Ly-L04, fig. 7.39a). Après les chutes de neige de novembre, la température du sol est positive, ce qui contribue probablement à la fonte complète de la neige. Ainsi, lors du fort refroidissement de mi-décembre, la température du sol s'abaisse momentanément jusqu'à -17°C (tabl. 7.7) ! Une fois la neige à nouveau installée (fin décembre), elle redevient immédiatement positive (env. + 0.75°C) pour ensuite s'abaisser très lentement avant d'atteindre 0°C au début mars. En mai, la neige disparaît environ deux semaines plus tôt qu'à Ly-L01. En été, les fluctuations de température du sol sont identiques à celles de la température de l'air. Le comportement enregistré dans le haut de l'éboulis 2 (Ly-L05) est comparable.

Durant la période d'observation, **l'écart de température moyenne du sol entre les emplacements de mesure** (tabl. 7.6) **correspond à la structure définie au Creux du Van pour une amplitude (3.5°C) néanmoins plus restreinte** entre les types I et III.

Ces données de température du sol, de même que les deux campagnes de mesures BTS, démontrent **l'existence d'un système de ventilation de l'éboulis, même sous un manteau neigeux épais et continu**. L'hiver 2003 va donner la preuve spectaculaire de son fonctionnement.

Tabl. 7.7 Principales valeurs de température du sol dans les éboulis de la Combe de Vudèche.

Période	Emplacements de mesure de température du sol				
	Eboulis 3 (d'aval en amont)				Eboulis 2 (amont)
	Ly-L01	Ly-L02	Ly-L03	Ly-L04	Ly-L05
Moyenne série (2 nov. 01 - 29 sept. 02)	1.01	2.24	3.54	4.55	4.45
Valeur minimale (2 nov. 01 - 29 sept. 02)	-11.75	-6.66	-8.90	-16.97	-4.00
Valeur maximale (2 nov. 01 - 29 sept. 02)	12.29	12.91	23.24	27.40	24.51
Moyenne hiver (2 nov. 01 - 31 mars 02)	-3.09	-1.88	-2.04	-0.04	-0.17
Moyenne été (1 mai 02 - 29 sept. 02)	6.63	8.16	12.31	12.44	12.13

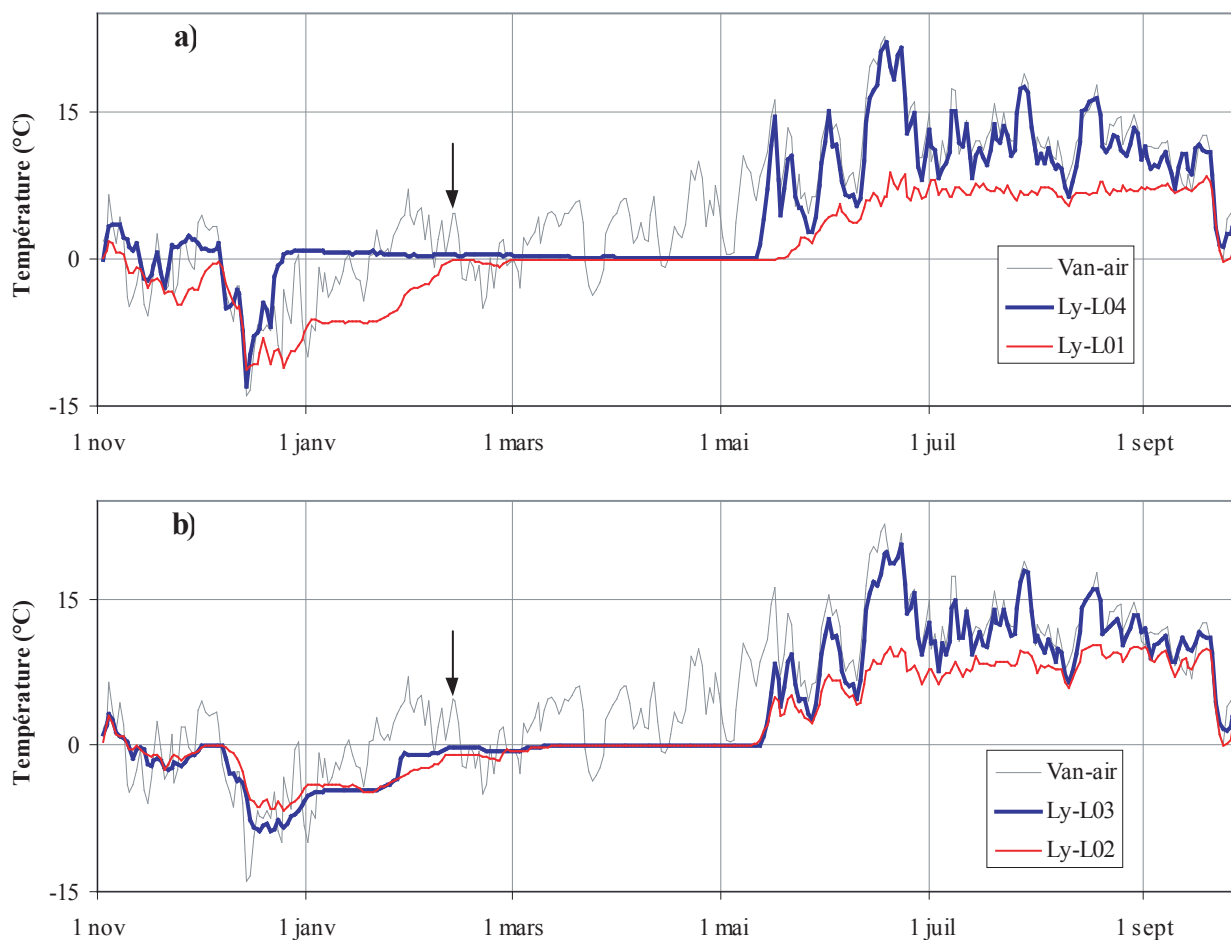


Fig. 7.39 Comportement thermique du sol dans l'éboulis 3 de la Combe de Vudèche (moyennes journalières) de novembre 2001 à septembre 2002. La flèche indique la date de réalisation des mesures BTS. La température de l'air indiquée est celle relevée au Creux du Van, à 50 km de distance, à une altitude de 1200 m. En raison de la différence d'altitude, la température de l'air dans la Combe de Vudèche doit être environ 2.5°C inférieure à celle du Creux du Van.

7.4.3.6 BTS 2003

La campagne de mesures BTS de 2003, réalisée après une longue période de temps froid, a signalé, sous un manteau neigeux deux fois plus épais que les deux années précédentes (en moyenne 218 cm, variant entre 100 et 320 cm), des températures très froides (jusqu'à -5.6°C) dans la partie basse des éboulis 2 et 3 prospectés (fig. 7.40). En remontant les éboulis, la température BTS s'élevait graduellement pour se rapprocher de 0°C.

Dans la partie haute de l'éboulis 3, la surface du manteau neigeux s'est avérée criblée de **petites dépressions difficiles à deviner** car les plus grandes, d'environ 2 m de diamètre, ne dépassaient pas 20 cm de profondeur (fig. 7.41). Toutes les dépressions étaient **fermées, à l'exception d'une seule** qui comportait une

cheminée par où de l'air «chaud» s'échappait (fig. 7.42). La sonde BTS a permis de mesurer une température de +1.4°C au fond de cette cheminée de 70 cm de hauteur. Cette valeur est nettement supérieure à la température maximale relevée l'hiver précédent par le capteur Ly-L04 situé à une trentaine de mètres en aval (fig. 7.41).

Un profil du manteau neigeux a été réalisé au travers d'une dépression fermée (fig. 7.42). Le **manteau neigeux**, encore épais de 60 cm, très froid en surface (env. -10°C) mais détremé à sa base, **ne reposait pas sur le sol à l'endroit de la dépression**. Un espace voûté, créé par la fonte basale de la neige, d'environ 60 cm de hauteur et 2 m de diamètre, séparait le manteau neigeux de la surface du sol. Au moment de l'ouverture de la dépression, un fort courant d'air «chaud» a pu être ressenti.

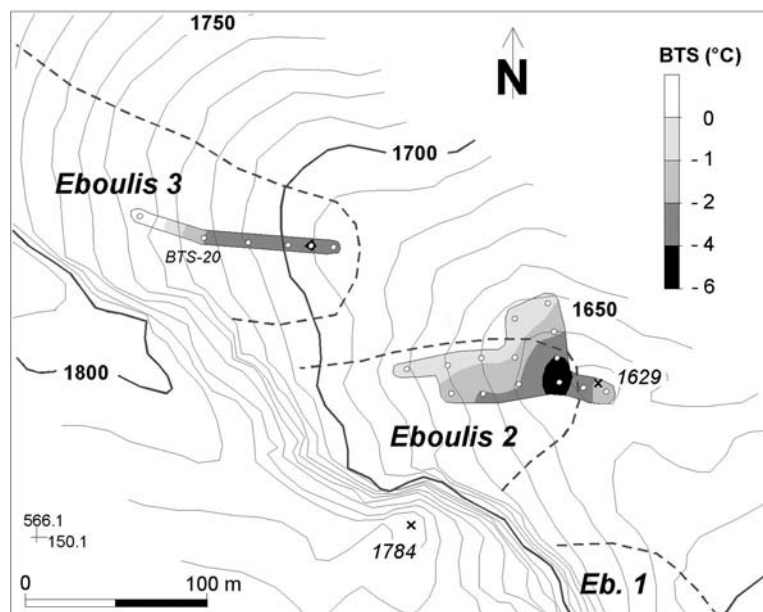


Fig. 7.40 BTS 2003 : 21 points mesurés le 18 février 2003. La précision absolue de la localisation des points de mesures est de +/- 10 m. Le point de mesure BTS-20, à 1720 m d'altitude, est un repère pour la fig. 7.41. Interpolation par krigage.

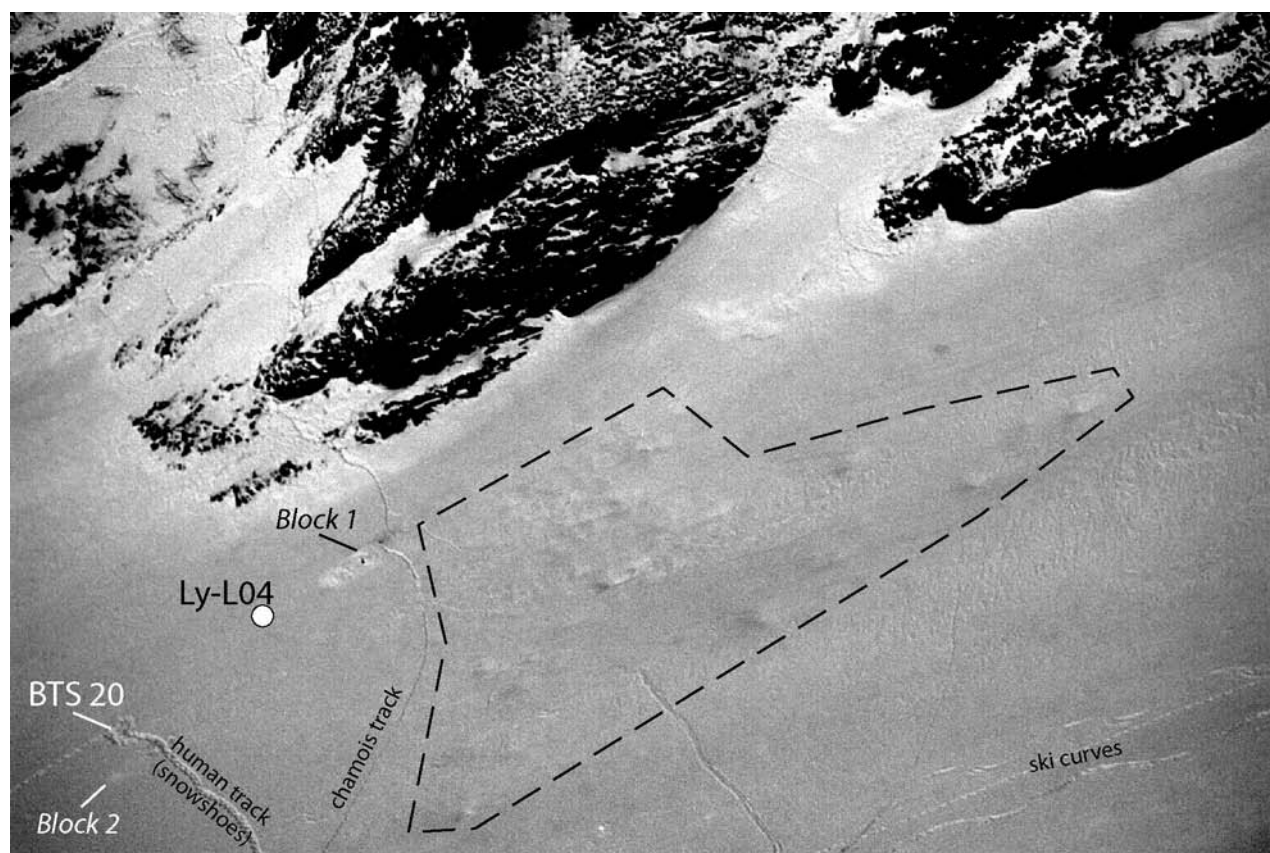


Fig. 7.41 Irrégularités (affaissements) de la surface de la couverture neigeuse dans la partie supérieure de l'éboulis 3 de la Combe de Vidèche. Les irrégularités sont situées à l'intérieur de la zone délimitée par le trait discontinu. La photo est sensiblement assombrie et contrastée pour permettre la distinction du relief du couvert neigeux. Le rendu est nettement meilleur que ce que nos yeux ont pu observer ce jour-là.



Fig. 7.42 A gauche : cheminée d'évacuation d'air «chaud» au centre d'une des dépressions situées dans la partie supérieure de l'éboulis 3. A droite : voûte de fonte basale du manteau neigeux; profil réalisé au travers d'une dépression fermée; la hauteur entre le sol et le gant posé à la surface de la neige est de 120 cm.

Ces observations prouvent le fonctionnement d'un effet de cheminée même sous un manteau neigeux épais et continu. D'autres dépressions ont été remarquées dans la zone c (cf. fig. 7.38) à l'extrémité supérieure de l'éboulis 2.

7.4.3.7 Fonte des neiges au printemps 2003

La fonte basale de la couche de neige durant l'hiver doit immanquablement provoquer la **disparition**

précoce de la neige au printemps. La visite du site le 26 avril 2003 avait ainsi pour but de visualiser les secteurs affectés par les sorties d'air chaud durant la saison hivernale sur l'ensemble des éboulis. Elle a permis de détecter une zone libre de neige dans la moitié supérieure de chacun des trois éboulis de la Combe de Vudèche (fig. 7.43) et en particulier dans l'éboulis 3, où il y a une **bonne correspondance entre la zone libre de neige et celle déterminée par les figures d'affaissement du manteau neigeux en**



Fig. 7.43 Dénéigement précoce de la partie haute des éboulis de la Combe de Vudèche (26 avril 2003).

février 2003 (fig. 7.44). On remarquera également, comme au Creux du Van, que les zones déneigées ne sont pas situées dans la partie la plus haute des éboulis. Est-ce dû à la disposition de la roche en place, à la granulométrie de l'éboulis qui devient plus fine à l'approche de la paroi et qui entrave la circulation d'air ou encore à l'amoncellement d'importantes quantités de neige à la base de la paroi (vent, petites avalanches) qui demande simplement beaucoup plus de temps pour disparaître ? La mesure continue de la température du sol dans la partie sommitale des éboulis pourrait contribuer à fournir une réponse.

7.4.4 Autres sites de moyenne altitude

Si les sites similaires à celui de la combe de Vudèche sont probablement nombreux dans les Préalpes calcaires Fribourgeoises (et ailleurs aussi), deux d'entre eux, toujours situés dans la chaîne Rochers-de-Naye - Dent-de-Lys, sont encore mentionnés. Il s'agit de la combe des Clous, qui a fait l'objet de quelques mesures BTS, et de celle d'Allières. S'ajoutent encore des observations réalisées dans la Combe de Dreveneuse, dans les Préalpes Chablaisiennes.

7.4.4.1 Les Clous

Localisé 5 km au sud de la Combe de Vudèche, le vallon des Clous lui ressemble beaucoup. D'orientation générale SE, la rive droite de la combe, exposée vers l'E-NE, comporte trois zones d'éboulis calcaires (1415-1500 m.s.m., 1470-1620 m.s.m., 1600-1680 m.s.m.) abritées du soleil par les raides et hautes parois des Coursis (1864 m.s.m.) au SW (fig. 7.45-46). Une cinquantaine de mesures BTS ont été réalisées le 15 février 2001, après environ deux semaines de temps assez doux. Le manteau neigeux, épais de 131 cm en moyenne (entre 58 et 230 cm), était déjà humidifié. Malgré cela, des valeurs BTS relativement froides, entre -0.5 et -2.0°C, ont été relevées sous 150 à 230 cm de neige dans la partie inférieure de l'éboulis situé le plus à l'amont (fig. 7.46-47), à une altitude de 1620 m.s.m. environ. Comme dans la Combe de Vudèche, il s'agit probablement des conséquences d'un *effet de cheminée* survenu dans cet éboulis. Ce processus a certainement fonctionné dans les autres éboulis au-dessous de 1600 m.s.m., mais l'humidification avancée du couvert neigeux avait déjà masqué toute preuve possible.

7.4.4.2 Combe d'Allières

La Combe d'Allières est située immédiatement au nord de la combe des Clous, au pied du versant SW de

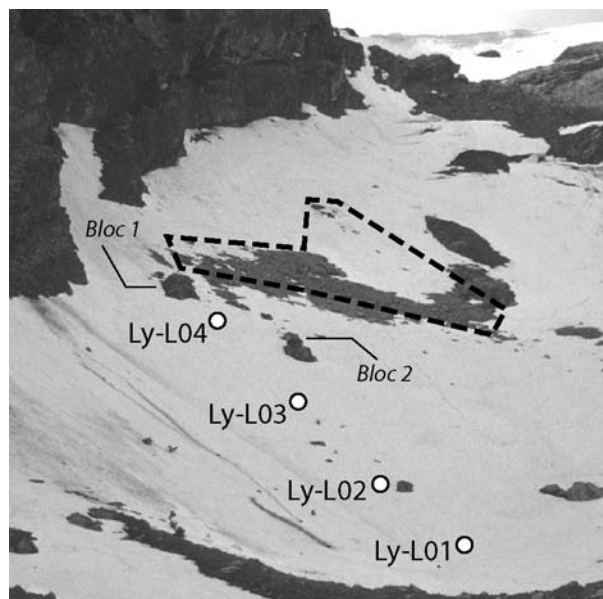


Fig. 7.44 Dénéigement précoce de la partie haute de l'éboulis 3. La zone dans laquelle des figures d'affaissement du manteau neigeux étaient observées en février ainsi que les blocs rocheux 1 et 2 (fig. 7.41) sont reportés. Ly-L01 à Ly-L04 indiquent l'emplacement des capteurs de température du sol. (Photo : 26 avril 2003).

la Cape-au-Moine (1941 m.s.m.) (fig. 7.45). Ses caractéristiques géologiques, d'orientation et d'altitude sont similaires à celles de sa voisine. Aucune mesure n'a été réalisée dans cette combe, mais des dépressions identiques à celles observées dans la Combe de Vudèche ont été remarquées à la même période, soit à la fin du très froid mois de février 2003. Ces dépressions étaient localisées vers 1650 m.s.m. (564.900/146.275), dans la partie amont d'un éboulis situé immédiatement au pied du versant NE du Corbé (1898 m.s.m.).

7.4.4.3 Combe de Dreveneuse / Les Conchettes

La Combe de Dreveneuse est située dans les Préalpes du Chablais, sur la rive gauche de la vallée du Rhône, à 5 km à l'WNW de Monthey. Il s'agit d'un vallon perché calcaire, d'environ 2 km de long, d'orientation SSW-NNE et dont le talweg, incliné en moyenne à 10°, s'abaisse de 1860 à 1500 m.s.m. (fig. 7.48). La combe est enchâssée entre deux lignes de crêtes parallèles - l'Arête de Pré Fleuri à l'W et celle de la Pointe de Dreveneuse à l'E - situées vers 2000 m.s.m. et distantes d'environ 600 m; elle est fermée au sud par la Pointe de Bellevue (2041 m.s.m.). Des

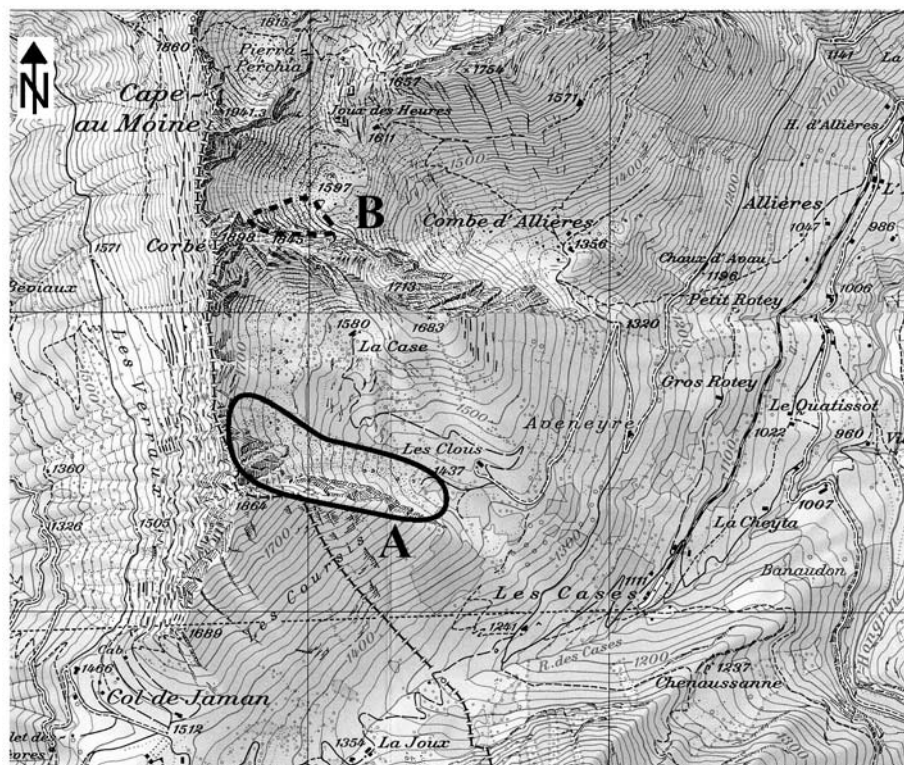


Fig. 7.45 Localisation des éboulis de la Combe des Clous (A) et de la Combe d'Allières (B). Quadrillage kilométrique. Extrait de la carte nationale de la Suisse 1 : 25'000, feuilles n°1244 (Châtel-St-Denis) et 1264 (Montreux). Reproduit avec l'autorisation de swisstopo (BA046056).

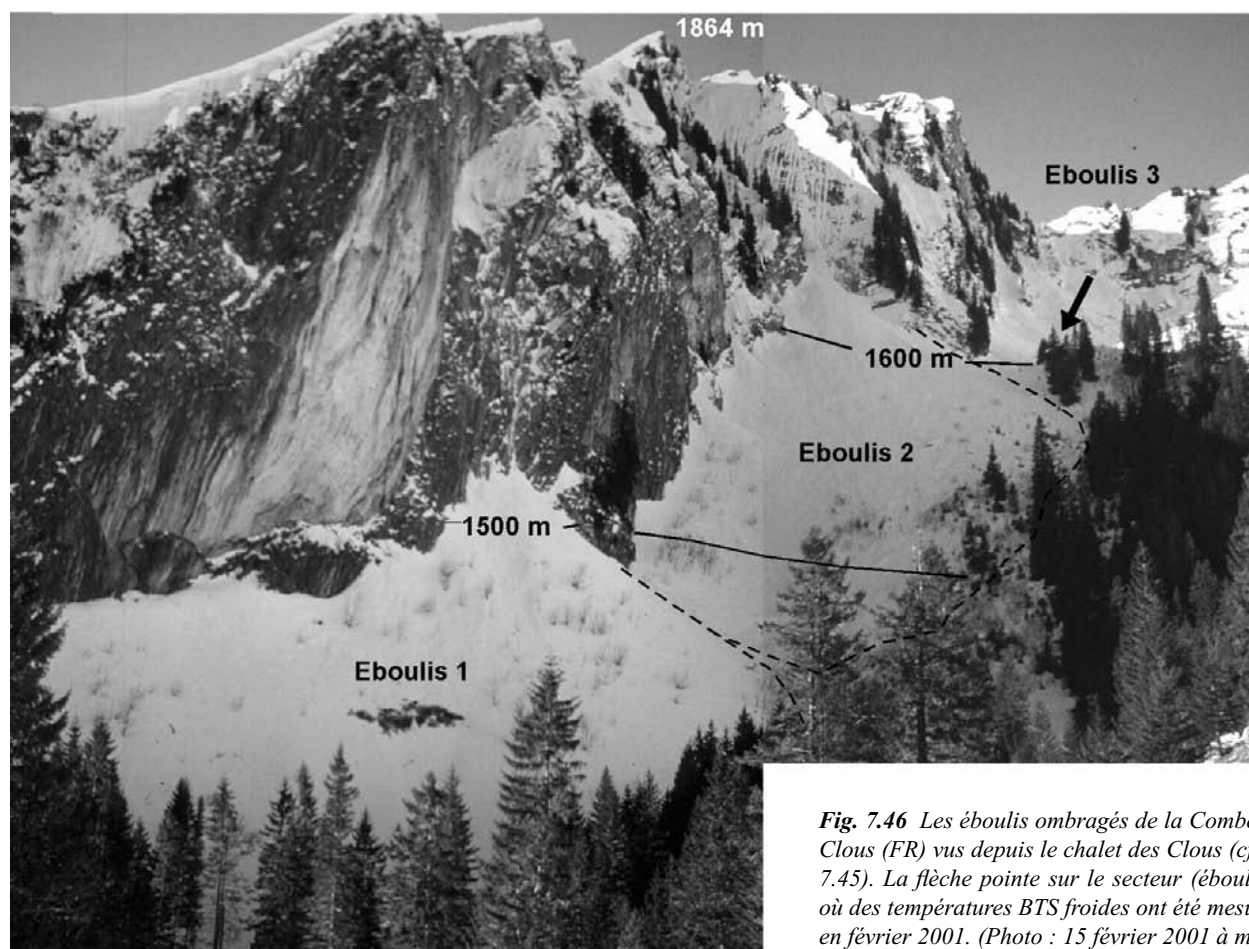


Fig. 7.46 Les éboulis ombragés de la Combe des Clous (FR) vus depuis le chalet des Clous (cf. fig. 7.45). La flèche pointe sur le secteur (éboulis 3) où des températures BTS froides ont été mesurées en février 2001. (Photo : 15 février 2001 à midi).

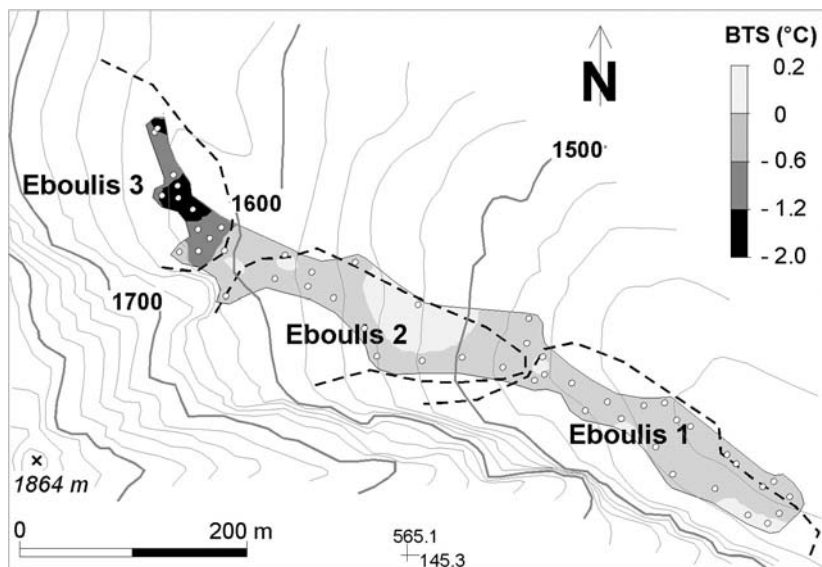


Fig. 7.47 BTS 2001 dans la Combe des Clous. 50 points mesurés le 15 février 2001. La précision absolue de la localisation des mesures est inférieure à 10 m, la position de la moitié des points ayant été obtenue par GPS différentiel. Interpolation par krigeage.

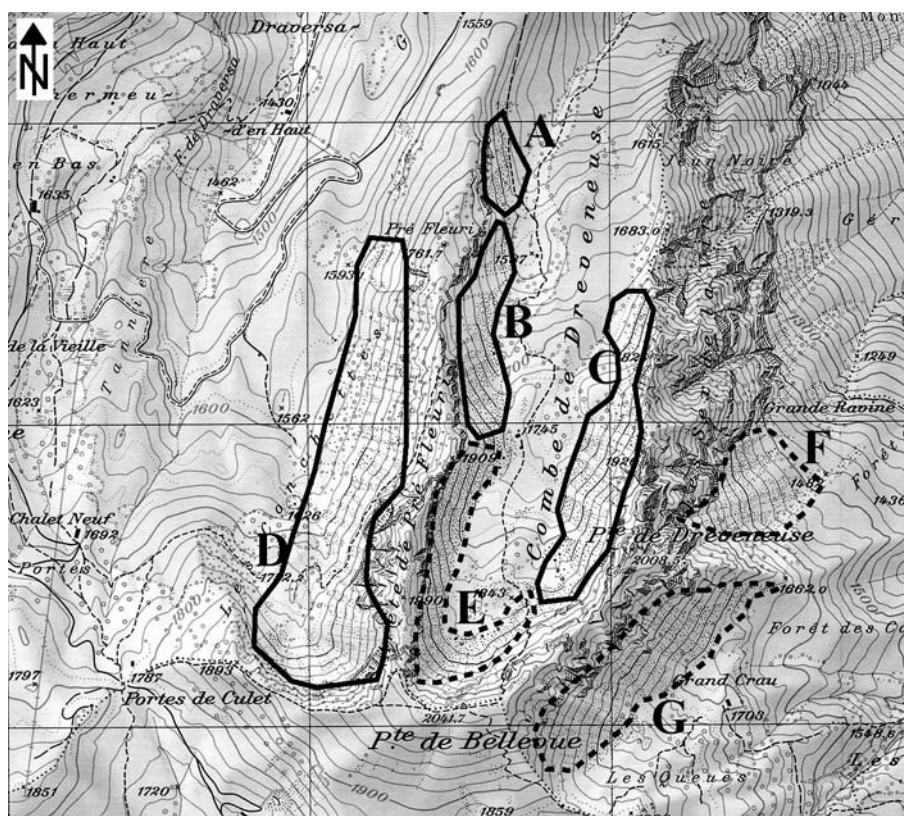


Fig. 7.48 Localisation des secteurs (A-F) d'éboulis de la Combe de Dreveneuse et des environs. Quadrillage kilométrique. Extrait de la carte nationale de la Suisse 1 : 25'000, feuille n°1284 (Monthey). Reproduit avec l'autorisation de swisstopo (BA046056).

tabliers d'éboulis couvrent l'ensemble des flancs du vallon (secteurs A, B, C et E sur fig. 7.48). Des éboulis sont également nombreux à l'W de l'Arête de Pré Fleuri dans un secteur dénommé Les Conchettes (secteur D), de même qu'à l'E de la Pointe de Dreveneuse (secteurs G et F).

Soupçonnant le système de ventilation d'agir dans tous ces éboulis, et forts de l'expérience acquise à la Combe de Vudèche, nous avons effectué une brève visite de ce site le 27 avril 2003, en période de fonte de neige. L'objectif était de déceler la présence de «fenêtres» de fonte précoce dans le haut des éboulis afin d'attester le fonctionnement du système de ventilation.

(a) D'innombrables «fenêtres» de fonte

Lors de cette visite, l'enneigement était continu dans le fond du vallon au-dessus de 1500 m.s.m. environ. Un nombre considérable de parcelles précocement déneigées a pu être observé entre 1700 et 1850 m.s.m. dans la moitié supérieure de tous les éboulis orientés soit vers l'E, soit vers l'W (fig. 7.49-51). A plus basse altitude, les éboulis étaient déjà en grande partie libres de neige, alors qu'à plus haute altitude, dans le versant N de la Pointe de Bellevue notamment, la couverture neigeuse était encore uniforme. Dans ce versant, des «fenêtres» de fonte sont toutefois apparues dans le courant du mois de mai. Des observations détaillées et systématiques doivent être



Fig. 7.49 «Fenêtres» de fonte (1-5) dans le haut des éboulis situés sous la Pointe de Dreveneuse (557.950 / 123.800), secteur C sur fig. 7.48. Orientation : WNW. (Photo : 27 avril 2003)

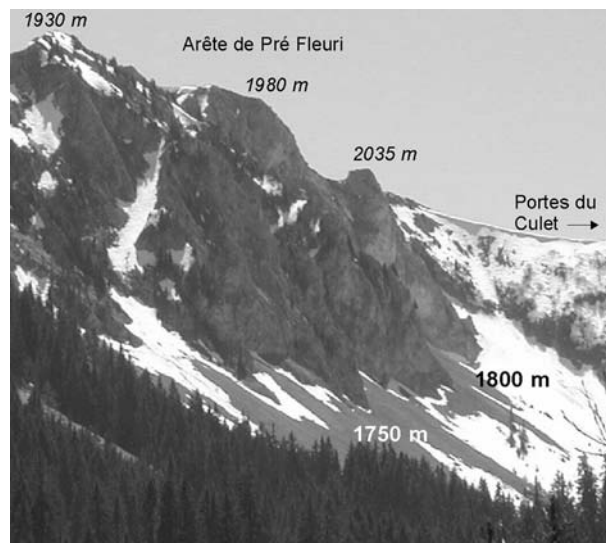


Fig. 7.50 «Fenêtres» de fonte dans la partie supérieure des éboulis des Conchettes (vallon de Draversa) sur le flanc WNW de l'Arête de Pré Fleuri (557.100 / 123.400), secteur D sur fig. 7.48. (Photo : C. LAMBIEL, 27 avril 2003)

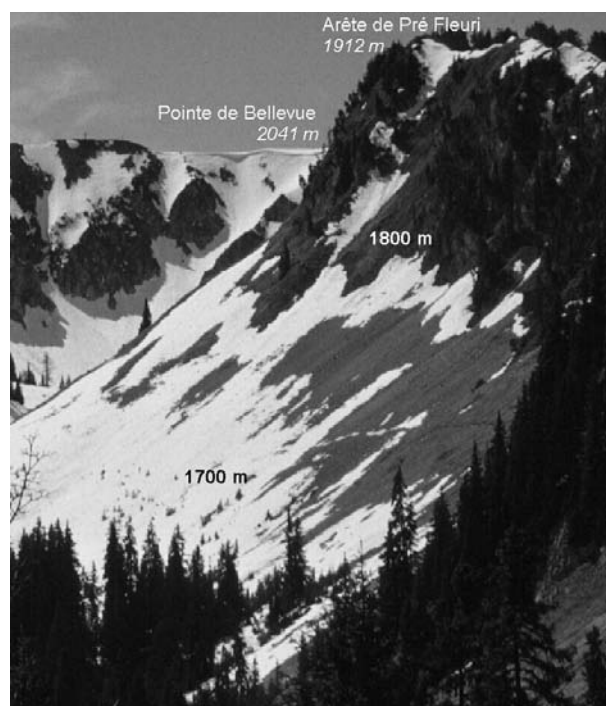


Fig. 7.51 «Fenêtres» de fonte dans les éboulis de Pré Fleuri (Combe de Dreveneuse, 557.600 / 124.200), secteur B sur fig. 7.48. L'orientation du versant est ENE. (Photo : 27 avril 2003)

entreprises afin de déterminer quelle est la part de la ventilation interne des éboulis et celle des avalanches dans la précocité de la disparition de la neige dans la partie supérieure de ces versants.

(b) Des éboulis froids et des épicéas nains

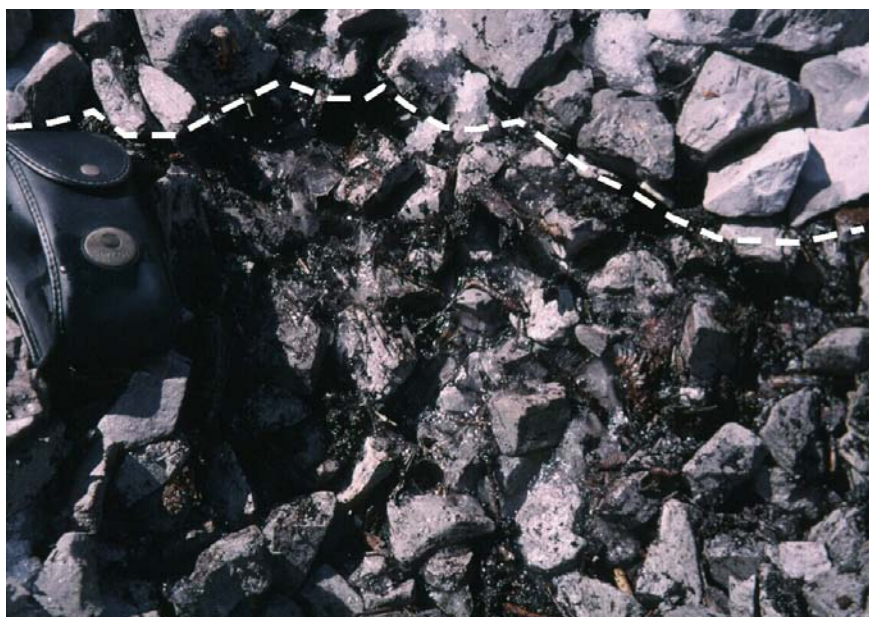
Dans les années 1990, une route a été construite dans la bas de la Combe de Dreveneuse. Elle permet un accès aisé au site, mais surtout elle traverse la partie

inférieure de plusieurs éboulis froids (fig. 7.52, 7.53) et notamment une zone d'épicéas nains (fig. 7.54). A cet endroit (557.650 / 124.825), à 1560 m.s.m., de la glace a été excavée dans le courant de l'été lors de la construction de la route (S. FRACHEBOUD, comm. pers.). Dans un éboulis orienté vers l'E et qui jouit d'un ensoleillement généreux, la présence d'épicéas nains, d'une végétation hygrophile et d'un sol organique épais dont l'association semble être caractéristique des versants ombrés (cf. 7.2.2.2, RUZICKA 1999,



Fig. 7.52 Eboulis froid n°1 à l'entrée de la Combe de Dreveneuse (secteur A sur fig. 7.48, orientation E, 1560 m.s.m.). Des sorties d'air froid étaient çà et là perceptibles (étoile noire). L'étoile blanche indique l'emplacement de la figure 7.53. (Photo : C. LAMBIEL, 27 avril 2003)

Fig. 7.53 Glace en surface de l'éboulis n°1 à l'entrée de la Combe de Dreveneuse (localisation de l'emplacement sur fig. 7.52) juste après la disparition de la neige (photo : 27 avril 2003). Au-dessous du trait discontinu, la glace occupe tous les interstices. L'important volume de glace, attribué au regel des eaux de fonte du manteau neigeux au contact d'un sol au préalablement sur-refroidi, est un indice de fonctionnement d'un effet de cheminée dans l'éboulis.



RIST 2003) est surprenante. Cet éboulis s'appuie sur le flanc externe d'une moraine tardiglaciaire (fig. 7.54). La moraine, composée de matériaux beaucoup plus fins que l'éboulis, peut être considérée comme imperméable à la circulation de l'air, avec pour preuve la croissance d'une végétation «normale» (on reconnaît l'ombre d'un épicéa de taille élevée au premier plan de la fig. 7.54). Faisant partiellement barrage à l'éboulis, la moraine pourrait favoriser le refroidissement du sol en hiver et le maintien de conditions froides en été en concentrant et accélérant le flux d'air circulant dans l'éboulis (fig. 7.55).

7.4.4.4 Tour de Don / Eusin

Ce site se trouve 3 km au NW de la Combe de Dreveneuse, sur les hauteurs de l'Alpage d'Eusin. Il s'agit d'une combe orientée vers le N, surmontée au S par la Tour de Don, une muraille raide haute de 300 m. Des cônes d'éboulis se développent entre 1550 et 1700 m.s.m. au débouché de plusieurs couloirs. Au printemps, ces éboulis sont jonchés de dépôts d'avalanches (fig. 7.56). Aucune observation de détail, ni aucune mesure n'a été réalisée, mais la photo (fig. 7.56) prise au printemps semble indiquer la présence

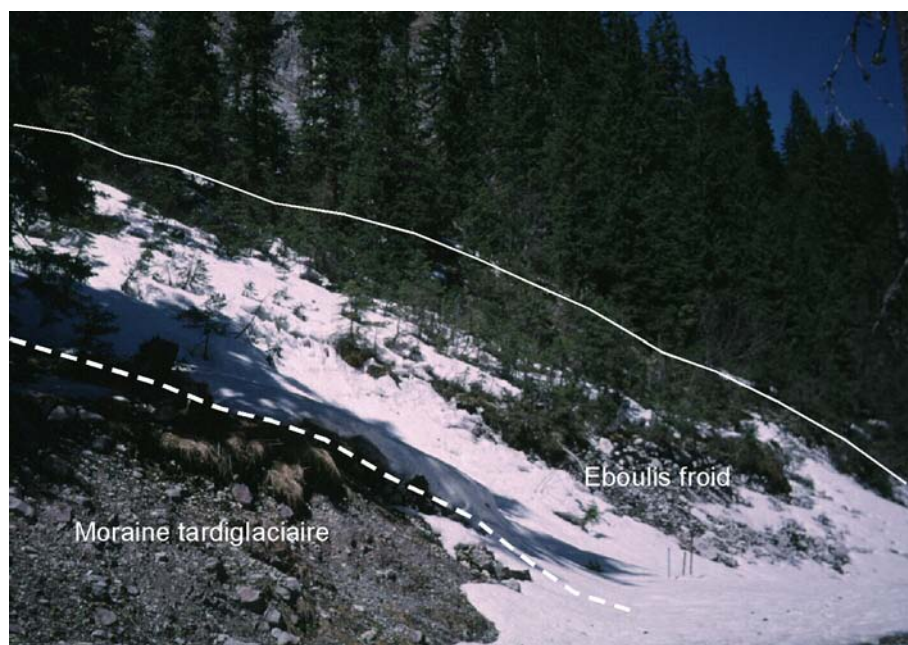


Fig. 7.54 Eboulis froid n°2 à l'entrée de la Combe de Dreveneuse (secteur A sur fig. 7.48) et peuplement d'épicéas nains. L'éboulis s'appuie sur une moraine latérale tardiglaciaire du glacier de la Combe de Dreveneuse. (Photo : 27 avril 2003)

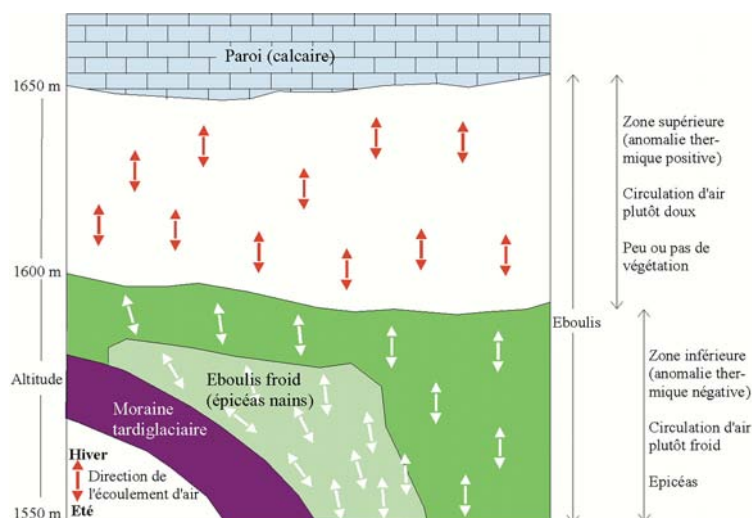


Fig. 7.55 Carte schématique de l'éboulis froid n°2 à l'entrée de la Combe de Dreveneuse (fig. 7.54). Les flèches sombres indiquent des mouvements d'air relativement chaud, les flèches blanches, des déplacements d'air relativement froid. La moraine tardiglaciaire pourrait concentrer le flux d'air circulant dans l'éboulis, donc l'accélérer et ainsi favoriser en été le maintien de températures du sol suffisamment fraîches pour ralentir la croissance des épicéas.



Fig. 7.56 «Fenêtres» de fonte (flèches) possibles dans les éboulis au pied du versant nord de la Tour de Don (Combe d'Eusin). (Photo : 27 avril 2003)

de plusieurs taches de fonte de neige précoce toutes situées vers 1630 m.s.m. La plus surprenante est la «fenêtre» située immédiatement en rive droite du débouché du principal couloir sous le sommet de la Tour de Don. Cette fenêtre se trouve à un point bas, à la jointure de deux cônes d'éboulis. En général, ces lieux sont propices à l'accumulation d'importantes quantités de neige durant l'hiver (neige déplacée par le vent, petites coulées). Or, il s'agit du premier endroit déneigé. Il n'y a qu'un pas à faire pour y voir l'action de remontées d'air chaud dans l'éboulis durant l'hiver. Mais est-ce vraiment le cas ?

7.5 CONCLUSIONS

Les mesures et observations réalisées dans les différents sites de basse et moyenne altitude permettent de tirer les conclusions suivantes :

(a) Le **refroidissement saisonnier ou annuel de la partie inférieure d'un éboulis**, provoqué par un système de ventilation interne (effet de cheminée) dépendant du contraste de température entre l'intérieur et l'extérieur de la formation, semble **carac-**

téristique d'un nombre considérable d'éboulis de basse et moyenne altitude, quelle que soit leur orientation et leurs dimensions. En effet, **tous** les éboulis observés ont fourni des indices révélant l'activité d'un tel processus.

(b) **En hiver, l'ascendance d'air chaud qui se produit au sein de l'éboulis** provoque la fonte basale de la couche de neige dans la partie haute de l'accumulation sédimentaire, fonte qui peut conduire à la formation de **figures d'affaissement (dépressions) de la surface du manteau neigeux**, voire à l'**ouverture de cheminées** traversant l'intégralité de la couche de neige. Ces cheminées ne se forment qu'un certain temps (longtemps ?) après la mise en place de la neige. Ceci démontre que **des ouvertures dans le couvert neigeux ne sont pas nécessaires au développement d'un système de circulation d'air**, mais en sont uniquement la conséquence. Les basses températures enregistrées au début de l'hiver 2001/2002 au capteur Ly-L04 (-17°C) dans le haut de l'éboulis 3 de la Combe de Vudèche (cf. 7.4.3.5) en l'absence probable de neige indiquent que ce capteur n'est pas directement situé à l'emplacement d'une sortie d'air chaud et que **l'évacuation de l'air se con-**

- centrerait dans des «canaux» préférentiels.** Une fois le manteau neigeux établi, l'élévation de la température à $+0.75^\circ$ à Ly-L04 montre **que l'obstruction des canaux d'évacuation provoque la diffusion (dispersion)** de l'air chaud dans de plus larges secteurs de la partie haute des éboulis.
- (c) L'ascendance d'air chaud provoque également **l'aspiration d'air froid dans la partie basse** de l'éboulis **même au travers d'une couche de neige continue** atteignant 1 à 3 mètres d'épaisseur. Ce processus est très efficace par temps très froid et semble pouvoir **refroidir le terrain jusqu'à 15 m de profondeur au moins** (cf. 4.5.4, 7.3.7). Un réservoir considérable de «*frigories*» se crée au sein de l'éboulis.
- (d) **En été**, l'air froid interne de l'éboulis est évacué dans sa partie basse. **Au Creux du Van**, on observe de plus une relation thermique parfaitement inverse avec l'air extérieur. **Plus il fait chaud, plus la température de l'air sortant de l'éboulis est froide.** Le processus à l'origine de cette dépendance n'est pas connu. L'accroissement de la vitesse du courant d'air au travers de l'éboulis lorsqu'il fait plus chaud qui provoquerait une fonte accrue de la glace au cœur de la formation et/ou l'évaporation (sublimation) de l'humidité (glace) contenue dans le sol proche de la surface peut cependant être envisagé comme responsable de cette relation inverse (cf. 7.3.3, 7.2.2.1). L'inexistence d'une telle relation (p. ex. Monnaie) serait dès lors consécutive à l'absence de glace dans l'éboulis et/ou à un taux d'humidité du sol relativement faible à proximité de la surface.
- (e) Après celles du Creux du Van, les mesures réalisées dans l'éboulis de la Monnaie et dans la Combe de Vudèche ont confirmé qu'il existe un décalage longitudinal entre la zone où le refroidissement hivernal est le plus marqué et celle où le réchauffement est minimal durant l'été (cf. 7.3.4) et que, par conséquent, le **cheminement de l'air dans l'éboulis n'est pas parfaitement symétrique selon le sens de son écoulement**. La partie médiane d'un éboulis peut être soumise à un sur-refroidissement hivernal (aspiration d'air) alors que durant l'été, elle n'est pas affectée par l'expulsion d'air frais. Celui-ci, par gravité, se concentre de préférence vers le point le plus bas de l'éboulis. Ce secteur inférieur peut par contre ne connaître qu'un faible refroidissement hivernal.
- (f) Où la température du sol a été mesurée (Creux du Van, Monnaie, Vudèche), quatre types de comportement thermique annuel du sol (I-IV, cf. 7.3.5) ont pu être distingués. Les **différences de température moyenne annuelle** entre ces différents types et l'air ont la structure **I > Air \approx II > IV > III** (cf. 7.3.6) avec des **écarts** cependant **variables selon les sites**. Au Creux du Van, le système de ventilation provoque une **anomalie thermique annuelle négative de la partie la plus froide de l'éboulis (type III) de plus de 4°C** par rapport à celle de l'air (cet écart a dépassé 6°C entre octobre 2002 et septembre 2003) et de plus de 5°C avec la partie la plus chaude de l'éboulis (type I). A Vudèche et à la Monnaie, l'anomalie thermique négative annuelle de la zone la plus froide semble dépasser 3°C par rapport à l'air et aux parties supérieures des éboulis.
- (g) **Dans la partie froide d'un éboulis**, en raison de la relation thermique inverse avec l'air en été et du rôle négligeable joué par l'enneigement, **l'évolution de MAGST** dans le temps **diffère radicalement de celles observées dans des situations «normales» de haute altitude** (cf. 7.3.6).
- (h) Les **mesures thermiques (UTL, BTS) sont adéquates et idéales** pour détecter les modalités de fonctionnement d'une ventilation interne d'un éboulis. Au printemps, **la présence de «fenêtres» de fonte précoce** dans la partie supérieure d'un éboulis est également un très bon indice.
- A l'exception du Creux du Van, les mesures effectuées n'ont pas cherché à déterminer la présence de pergélisol. Sauf dans l'éboulis de la Monnaie et celui du Dos d'Ane, celle-ci peut être envisagée dans la plupart des autres formations, en particulier dans l'éboulis 3 de Vudèche où une température moyenne quasi annuelle de $+1.0^\circ\text{C}$ a été relevée, du même ordre de celle enregistrée dans la zone d'épicéas nains au Creux du Van.
- (i) Au Creux du Van, sans que l'on en comprenne exactement les raisons, il existe une inadéquation spatiale entre les conditions thermiques observées à la surface et le positionnement de corps gelés potentiels en profondeur. Les zones les plus résistantes (contenant le plus de glace ?) sont situées à l'amont des secteurs où les températures de surface (annuelles, estivales ou hivernales) sont (les plus) froides.

8. REFROIDISSEMENT DU SOL PAR UN *EFFET DE CHEMINÉE* DANS DES DÉPÔTS SÉDIMENTAIRES GROSSIERS DE HAUTE ALTITUDE ?

L'hypothèse d'un *effet de cheminée*, caractéristique des éboulis froids de basse altitude, n'a jamais (ou rarement) été réellement envisagée au travers de tout un éboulis situé dans la zone du pergélisol discontinu ou d'un glacier rocheux. Un tel processus est-il possible ? Et si tel est le cas, contribue-t-il à expliquer (partiellement) la répartition spatiale du pergélisol observée dans les deux types de formations susmentionnées : éboulis (8.2-8.3) et glaciers rocheux inactifs/fossiles (8.4) ? Ce chapitre 8 traite de l'existence d'indices révélant (ou non) le fonctionnement d'un tel *effet de cheminée*.

8.1 ETAT DE LA QUESTION

8.1.1 Concepts de circulations d'air

Les différents modes de circulation d'air qui sont habituellement envisagés dans des accumulations sédimentaires grossières d'altitude ne concernent généralement que la partie superficielle (couche active) du sol. En raison de l'absence de végétation et de sol protecteurs, des concepts de circulations d'air à composante principale verticale prédominent. Des mouvements latéraux ne sont supposés qu'à une échelle restreinte au niveau de la couche active.

Dans un terrain constitué de blocs, on considère que l'air peut s'y mouvoir aisément sous forme de cellules de convections (*Balch effect*). Ces mouvements relèvent de la différence de densité de l'air en fonction de sa température.

Par temps froid hivernal, en l'absence de neige ou lorsque celle-ci n'atteint qu'une épaisseur restreinte, l'échange d'air s'opèrerait uniquement de manière verticale **directement entre le sol et l'atmosphère** (KELLER 1994, HARRIS & PEDERSEN 1998). Ce concept est similaire à celui du «*piège à air froid*» à l'origine de certaines glaciers dans des cavités karstiques (cf. 7.1.3).

Lorsque l'épaisseur de neige s'accroît, l'échange d'air entre le sol et l'atmosphère peut continuer à s'effectuer par la **formation d'ouvertures dans la couche de neige**. Ainsi, sur la surface chaotique du glacier rocheux de Murtèl, BERNARD *et al.* (1998) ont observé la formation de trous (*funnels*) dans la neige dans lesquels de l'air froid s'engouffre (dans les sillons) et de l'air «chaud» s'échappe (sur les flancs des rides), phénomène qui se maintient durant une grande partie de l'hiver et qui contribue au refroidissement de la couche active (HOELZLE *et al.* 1999) et du pergélisol sous-jacent. La densité spatiale de ces *funnels* décroît au fur et à mesure que le manteau neigeux s'épaissit (et que la couche active se refroidit).

Lorsque la couche de neige est continue, la convection d'air ne s'effectuerait plus qu'à l'intérieur de la couche superficielle de blocs et tendrait à **uniformiser sa température** tel que ceci a été observé durant tout l'hiver dans la couche de blocs du glacier rocheux des Savolaires à l'Alpage de Mille (cf. 2.2, fig. 2.4). Théoriquement, des mouvements d'air «latéraux» (advection) peuvent alors également s'opérer. L'expérience et les observations réalisées par BADER *et al.* (1939) dans une pente d'éboulis de haute altitude

(Parsenn, Davos) inclinée à 32° sont à ce sujet parlante. Elles ont démontré d'une part, qu'un déplacement d'air ascendant, parallèle à la surface, se produit sous ou à la base du manteau neigeux et d'autre part, que sa vitesse augmente considérablement lorsque la température extérieure s'abaisse.

L'hypothèse peut être émise qu'un *effet de cheminée* concernant l'intégralité d'une accumulation sédimentaire meuble (éboulis, glacier rocheux) et impliquant des circulations d'air à relativement grande profondeur peut également fonctionner et contribuer (partiellement) au refroidissement de certaines portions du terrain. L'unique condition requise serait que la porosité efficace soit suffisante pour permettre à l'air d'y circuler.

8.1.2 Répartition du pergélisol dans les éboulis et facteurs envisagés

Depuis les travaux réalisés par HAEBERLI (1975) dans la région de la Fluëla, il est admis que le **pergélisol**, s'il existe, **se concentre de préférence dans la partie inférieure des pentes d'éboulis (situation de pied de versant)**. Ce mode de répartition est généralement imputé aux dépôts de neige d'avalanches accumulés dans la partie inférieure du versant durant l'hiver qui, persistant longtemps durant l'été, préviennent le sol du réchauffement estival. Cependant, il n'y a eu que très peu de travaux de recherche qui ont traité en détail du régime thermique des éboulis d'altitude et l'on connaît mal les facteurs qui y déterminent la répartition spatiale et les caractéristiques du pergélisol.

Répétant les mesures de sismique-réfraction réalisées par HAEBERLI (1975) dans un éboulis du Col de la Fluëla (2380-2600 m.s.m.), LERJEN *et al.* (2003) constatent que malgré le réchauffement du climat intervenu durant ces 30 années, la distribution du pergélisol ne s'est pas modifiée durant ce laps de temps. Ils notent également que dans ce versant soumis au vent et aux avalanches, **la date de disparition de la neige (*snow melt pattern*) n'est pas à elle seule un bon indicateur de la répartition du pergélisol**. Cette dernière est par contre clairement liée à la granulométrie de surface de l'éboulis : **la présence de pergélisol correspond aux secteurs où les matériaux de surface sont les plus grossiers**. LERJEN *et al.* (2003) envisagent dès lors que des circulations d'air, sans vraiment préciser lesquelles, contribuent à accélérer le refroidissement du sol.

Le profil longitudinal de sismique-réfraction réalisé sur le pergélisol de la partie basse de cet éboulis de la Fluëla par HAEBERLI (1975), puis répété par LERJEN

(2001), a révélé dans les deux cas un épaississement de la couche active en direction de l'amont (passant de 1 à 5 ou 10 m selon le profil et le mode de calcul utilisé). Cette structure ressemble étrangement à celle observée au Creux du Van à l'aide de la géoélectrique (cf. 7.3.7). Durant l'été 2002, deux forages ont été réalisés jusqu'à une vingtaine de mètres de profondeur dans les parties amont (Bh1) et aval (Bh2) de l'éboulis de la Fluëla (LUETSCHG *et al.* 2003). Les relevés de température devraient en principe bientôt permettre de déterminer si un *effet de cheminée* participe au refroidissement de la partie basse de ce versant.

8.1.3 Circulations d'air profondes dans des glaciers rocheux ?

Les investigations actuelles sur les circulations d'air dans des glaciers rocheux portent essentiellement sur celles affectant la couche superficielle d'une formation active (e.g. HANSON & HOELZLE 2003, HERZ *et al.* 2003a,b). Qu'en est-il à plus grande profondeur ?

Des forages ont permis d'observer d'importants niveaux de blocs sans matrice fine et sans glace incorporée dans les profondeurs de la partie terminale du glacier rocheux actif de Muragl (ARENSEN *et al.* 2002). Des niveaux à blocs sans matrice fine ont aussi été décelés à la base du glacier rocheux actif de Murtèl (ARENSEN *et al.* 2002). Ces relevés démontrent que la porosité d'un glacier rocheux actif peut localement être relativement importante.

Dans les niveaux profonds à gros blocs du glacier rocheux de Murtèl, sur la base de mesures thermiques, VONDER MÜHLL *et al.* (2003) soupçonnent non seulement l'eau, mais également l'air d'y circuler. Si l'on est cependant encore loin de parler d'une circulation d'air de type *effet de cheminée*, ce qui semble possible dans des glaciers rocheux actifs où la teneur en glace peut être (très) importante, devient d'autant plus envisageable dans un glacier rocheux inactif ou fossile où le contenu en glace plus faible augmente potentiellement la porosité et, par conséquent, la capacité pour l'air de s'y mouvoir.

La présence de corps gelés dans des glaciers rocheux habituellement considérés comme fossiles (qui, selon la définition seraient alors des formations inactives) est de plus en plus fréquemment signalée. **Est-il dès lors possible qu'un effet de cheminée contribue au refroidissement interne et à la préservation de glace au sein de glaciers rocheux inactifs/fossiles dont la période d'activité et de formation remonterait au Pléistocène (cf. 2.4) ?**

8.2 QUELQUES OBSERVATIONS DU POSSIBLE FONCTIONNEMENT D'UN EFFET DE CHEMINÉE DANS DES ÉBOULIS DE HAUTE ALTITUDE

8.2.1 Les fenêtres de fonte de neige précoce dans les éboulis de la Tita Neire (2410-2500 m.s.m.)

La Tita Neire (2701 m.s.m.) est un sommet isolé de la chaîne du Grand-Muveran (Alpes Vaudoises) au-dessus de Derborence. Des calcaires lités s'y débitent en plaquettes peu volumineuses (faible proportion de blocs de taille supérieure au décimètre) dont l'accumulation au pied du flanc N-NE de la montagne forment des éboulis d'une centaine de mètres de hauteur (2410-2500 m.s.m.). Le document de juillet 1990 qui m'a été transmis (fig. 8.1) est éloquent : d'innombrables «fenêtres» de fonte se succèdent tout au long de la moitié supérieur du tablier d'éboulis.

Dans quelle mesure, ces fenêtres sont-elles la conséquence d'un *effet de cheminée* ayant agi durant l'hiver et accéléré la disparition de la neige dans la partie supérieure des éboulis ?

L'éboulis du col de la Fluëla mentionné précédemment est dans une situation d'altitude et d'orientation comparable à de celui de Tita Neire. Or, la température mesurée au début de l'hiver 2002 dans le forage Bh1 situé dans la partie supérieure de l'éboulis de la Fluëla indiquait des valeurs supérieures ou égales à $+1.5^{\circ}\text{C}$ jusqu'à la base du dépôt (14.5 m) ainsi que dans la roche en place sous-jacente jusqu'à 20 m de profondeur (LUETSCHG *et al.* 2003). Ceci démontre que même à cette altitude, un réservoir de chaleur est contenu dans l'éboulis et peut permettre à un éventuel *effet de cheminée* d'initier la fonte basale du manteau neigeux durant l'hiver. On peut supposer que des conditions plus ou moins similaires sont possibles dans l'éboulis de la Tita Neire.

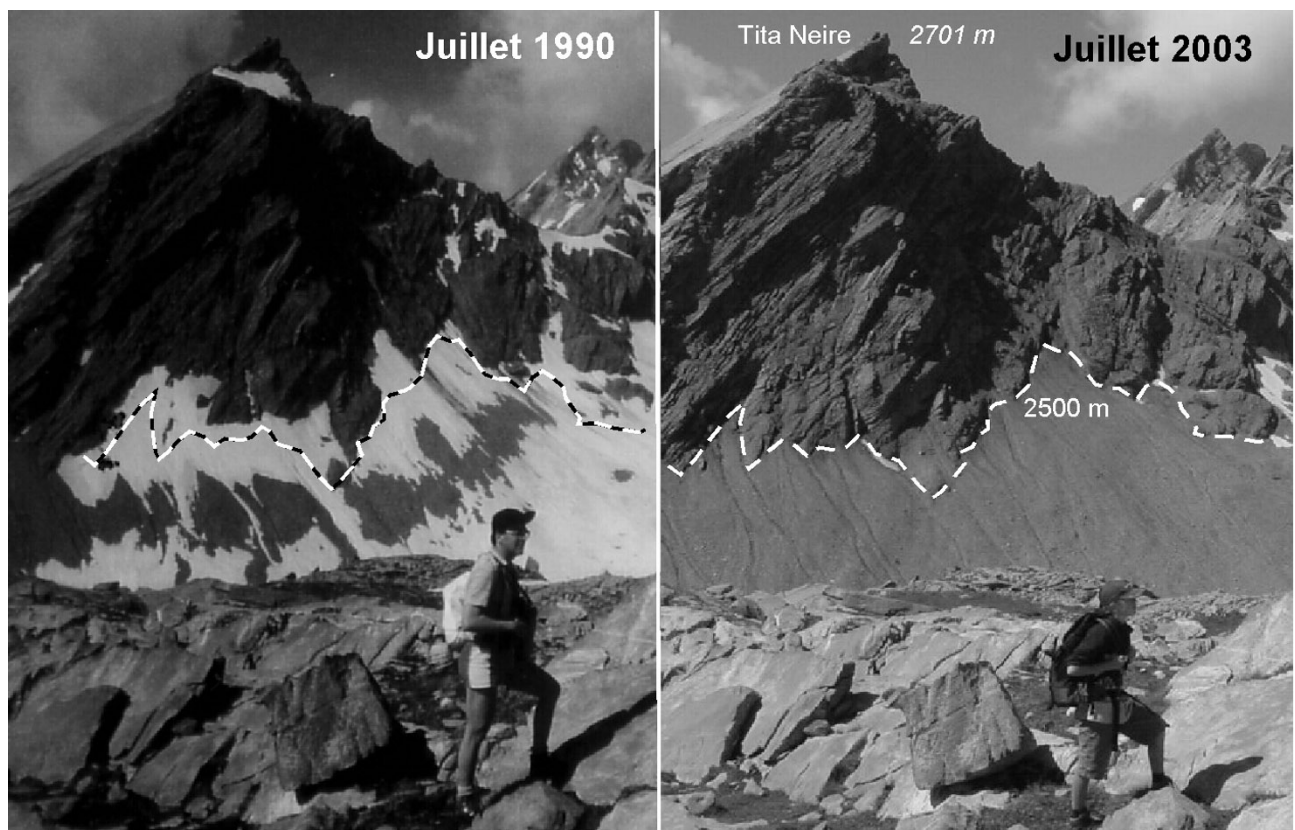


Fig. 8.1 «Fenêtres» de fonte dans les éboulis du versant NNE de la Tita Neire. Le document de 2003 permet de définir la limite supérieure de l'éboulis et de la reporter sur la première image. (Photos : P. X. MEURY)

Il y a cependant lieu de considérer trois facteurs :

- l'amoncellement de neige qui se forme au contact entre la tête de l'éboulis et la paroi rocheuse susjacent par suite du balayage hivernal de la paroi par le vent et de fréquentes petites coulées de neige,
- le balayage possible de la neige par le vent dans la partie médiane à supérieure de la pente d'éboulis
- et l'accumulation de cette neige soufflée ainsi que des dépôts d'avalanches au bas du versant.

La combinaison de ces trois facteurs peut à elle seule avancer la date de disparition du manteau neigeux dans la partie médiane à supérieure d'une pente d'éboulis par rapport à son extrémité inférieure (e.g. LERJEN *et al.* 2003) sans qu'il ne s'agisse de fenêtres de fonte liées à un processus de ventilation interne. La chronologie d'ouverture de fenêtres de fonte précoce, eu égard à l'ensemble de ces différents facteurs, est schématisée à la figure 8.2. Dans le cas de la Tita Neire, l'homogénéité de disposition des fenêtres tend à prouver que ces facteurs, certes potentiellement importants à haute altitude mais irréguliers dans le temps et dans l'espace, ne peuvent être la cause unique de la fonte avancée de la neige dans la partie supérieure des éboulis et qu'un effet de cheminée ayant fonctionné durant l'hiver est possible.

8.2.2 D'autres fenêtres de fonte ?

8.2.2.1 Mont Gitsa / Arolla (2880-3020 m.s.m.)

Les éboulis du versant SSW de la crête rocheuse reliant le Mont Gitsa (3114 m.s.m.) à La Roussette (3232 m.s.m.), dans le vallon des Fontanesses au-dessus d'Arolla, se développent entre 2880 et un peu plus de 3000 m.s.m. Ils sont composés de blocs de gneiss (d'Arolla) qui, dans la partie inférieure des pentes sont de taille décimétrique à métrique. Dans le haut, où se développent des loupes de géelifluction, les matériaux sont plus fins. La base des éboulis, apparentée à une ébauche de glacier rocheux (GARDAZ 1997), montre des signes peu évidents de fluage profond.

GARDAZ (1997) a relevé des valeurs BTS inférieures à -3°C au pied de ce versant en mars 1994. A la fin du mois d'avril 2002, des fenêtres de fonte précoce semblaient apparaître dans le haut des accumulations (fig. 8.3). Qu'un lien direct existe entre l'abaissement des températures du sol bien au-dessous de 0°C durant l'hiver au pied de ce versant ensoleillé (aspiration

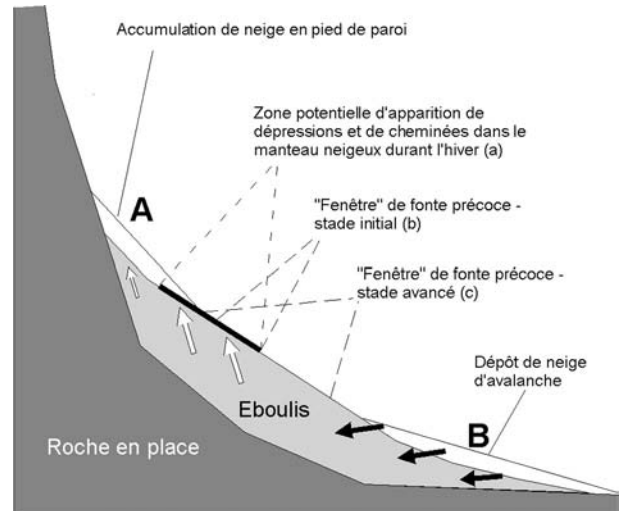


Fig. 8.2 Facteurs de formation et de développement de «fenêtres» de fonte précoce dans des pentes d'éboulis en moyenne et haute montagne soumises à l'influence de déplacements de neige par le vent et les avalanches. Durant les phases très froides de l'hiver, un effet de cheminée (flèches) provoque, si la température de l'air en circulation est supérieure à 0°C , la fonte basale du manteau neigeux et l'apparition de dépressions et de cheminées à la surface de la couche de neige (a). Ce même effet provoque l'aspiration d'air très froid dans la partie inférieure de l'éboulis (flèche noire). Au printemps, une première fenêtre s'ouvre rapidement aux 2/3 environ de la hauteur de l'éboulis (b). Son ouverture peut être limitée vers le haut par la présence d'importantes quantités de neige accumulées au pied de la paroi sommitale (A). La «fenêtre» continuera par la suite à s'ouvrir vers l'aval (c), où la neige a pu être partiellement ôtée par le vent et les avalanches durant l'hiver. Son extension verticale ou latérale peut être ralentie par la présence de dépôts d'avalanches (B). La position de ces dépôts dans le versant et leur importance dépendent en particulier de la topographie des zones de départ et de transit des avalanches (une paroi sommitale raide et dépourvue de couloirs, comme celle de Tita Neire (fig. 8.1) est peu propice à la formation de grandes avalanches car la neige ne peut s'y accumuler en importante quantité, de l'enneigement (rythme et ampleur des chutes de neige) et des dimensions de la pente d'éboulis.

d'air froid ?) et, simultanément, un mouvement d'air «chaud» ascendant accélérant la fonte de la neige dans le haut de la pente ne peut évidemment pas être démontré sur la base de ces quelques indices, mais peut être envisagé. Pour vérifier cette hypothèse, une prospection plus poussée (UTL, BTS, géoélectrique) de ce site vient d'être initiée par C. LAMBIEL.



Fig. 8.3 Fenêtres de fonte précoce dans les éboulis SSW du Mont-Gitsa (Arolla) à 3000 m.s.m. (Photo : C. LAMBIEL, 30 avril 2002).

8.2.2.2 Péseries / Luisin (2100-2350 m.s.m.)

A fin mai 2003, des fenêtres de fonte précoce s'ouvraient entre 2200 et 2300 m.s.m. dans la partie supérieure de l'éboulis des Péseries (564.400 / 107.800) (fig. 8.4), d'orientation ESE, au pied de la face E du Luisin (2785 m.s.m.), au-dessus Salvan / Les Marécottes (VS). Les ouvertures dans le manteau neigeux étaient disposées de part et d'autre de l'accumulation de neige formée au débouché du principal couloir drainant la face. Dans quelle mesure sont-elles la conséquence d'un «effet de cheminée» ou celle du déplacement de la neige par le vent et les avalanches durant l'hiver ?

8.2.2.3 Et encore...

L'éboulis de Vria (574.500 / 101.000), d'orientation NNE, situé dans le cirque sommital du Catogne (2594 m.s.m., VS, cf. fig. 7.31) comportait une importante zone de fonte précoce entre 2200 et 2300 m.s.m. à fin mai 2003. Cet éboulis est la continuation amont d'un grand glacier rocheux fossile.

La partie supérieure (environ 2400 m.s.m.) de l'éboulis de la Tsayetta (613.300 / 123.600), dans le versant WNW de l'Illhorn (2716 m.s.m.) à l'entrée du Val d'Anniviers (VS) était elle aussi rapidement déneigée vers la fin du mois de mai 2003.

Tous ces exemples ne sont de loin pas des preuves du fonctionnement d'un système de ventilation interne

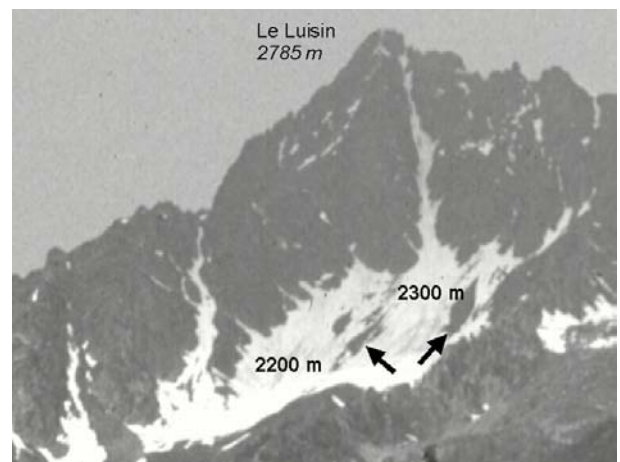


Fig. 8.4 Fenêtres de fonte précoce (flèches) ? Eboulis des Péseries / Luisin. (Photo : 30 mai 2003)

dans des éboulis d'altitude. Cependant, la répétition du phénomène d'apparition de fenêtres rapidement déneigées dans la partie supérieure dans ce type de dépôt sédimentaire est surprenante. Elle pousse à **observer soigneusement à l'avenir le déneigement des versants d'éboulis** et à effectuer en particulier des mesures de température du sol (BTS, UTL) dans les sites accessibles (p. ex. Péseries, Tsayetta) afin d'infirmier ou de réfuter le processus de ventilation envisagé.

8.2.3 Effet de cheminée dans l'éboullis W du Petit Mont Rouge (Arolla, 2600-2720 m.s.m.)

Comme dernier exemple, je me permets de signaler les observations et mesures réalisées par C. LAMBIEL (comm. pers.) dans l'éboullis du versant W du Petit Mont Rouge (600.250/096.250) (Fontannesses / Arolla). Au pied de l'éboullis repose un petit glacier rocheux considéré comme fossile (GARDAZ 1999). Au milieu du mois de mars 2003, C. LAMBIEL a remarqué à mi-hauteur de la pente (2650 m.s.m.) des figures d'affaissement du manteau neigeux similaires à celles observées un mois plus tôt dans la Combe de Vudèche (cf. 7.4.3.6). Un UTL qu'il avait placé dans ce secteur durant l'hiver 2001/02 a pour sa part relevé durant la période froide de décembre 2001 (cf. 7.4.3.5) des valeurs positives (+0.6°C), 0°C n'étant atteint qu'après la mi-janvier. Les capteurs mis en place dans la partie inférieure du versant ont quant à eux enregistré des températures très basses (-6°C à -12°C selon les endroits) en décembre. La température du sol se situait encore entre -3°C et -5°C à fin février. Ce cas de figure est à nouveau comparable à celui de la Combe de Vudèche (cf. 7.4.3.5).

Cet exemple démontre qu'il faut compter avec la possibilité de fonctionnement d'un effet de cheminée dans une formation située aux environs de la limite inférieure du pergélisol discontinu.

8.3 L'ÉBOULLIS DES LAPIRES

8.3.1 Description du site et mesures (retenues) effectuées depuis 1998

L'éboullis des Lapires est une vaste pente de plus de 500 m de large, orientée au NE, entre 2350 et 2700 m.s.m. (fig. 8.5). Les gélifracsts, avant tout des gneiss, proviennent des parois délitées du flanc N de la Pointe des Lapires (2973 m.s.m.). De multiples processus géomorphologiques participent à la construction du voile d'éboullis : avalanches, éboullisation, coulées torrentielles, cryoturbation, solifluction, pour ne citer que les plus évidents. Un embryon de forme due à la reptation lente et profonde d'une partie de l'éboullis (vers UTL 03 sur fig. 8.5), de même que l'altitude/orientation du site laissent présager l'existence au moins discontinue de pergélisol. Le profil du dépôt sédimentaire est concave et le granoclassement n'est pas systématique. Deux secteurs sont cependant caractérisés par un matériel de surface grossier sans réelle

matrice fine apparente (fig. 8.5). L'ensoleillement potentiel du versant augmente vers l'aval (fig. 8.6). Au milieu de la pente d'éboullis, l'ombre est permanente de fin octobre à fin février.

En août 1998, une campagne de mesures de résistivité électrique (deux sondages verticaux, fig. 8.5, et 6 lignes de traîné, fig. 8.6) réalisée dans la moitié inférieure de la pente avait permis de constater la présence localisée de pergélisol (REYNARD *et al.* 1999, DELALOYE *et al.* 2001). Les mesures entreprises par la suite ont eu pour but de déterminer la distribution du pergélisol dans l'intégralité de la pente d'éboullis et de préciser le régime thermique du sol. Parmi ces données, retenons :

- 71 mesures BTS effectuées en mars 1999 le long des lignes de traîné La-W01 à La-W04 de l'été précédent (fig. 8.7, cf. 4.6.2) (LAMBIEL 1999);
- 301 mesures BTS couvrant l'ensemble de la pente d'éboullis réalisées en mars 2002;
- la répétition de 121 mesures BTS en 2001, 2002 et 2003 entre le pylône P10 et l'extrémité inférieure de l'éboullis (dans le cadre de PERMOS) (cf. 3.2.4.2);
- 36 UTL placés sur l'éboullis de septembre 2000 à septembre 2001 (fig. 8.5);
- de nouvelles lignes de traînés (TURATTI 2002) réalisées en août 2001 représentant, avec celles de 1998, 274 points de mesure de résistivité électrique apparente du sol;
- trois profils tomographiques de résistivité électrique effectués en août 1999 : deux à proximité de pylône P10 (La-P01, La-P02) et un à l'W du pylône P09 (La-P03) (DELALOYE *et al.* 2001); un quatrième a été ajouté en juillet 2001 peu au-dessous de P09 (La-P04) (MARESCOT *et al.* 2003) (fig. 8.5);
- depuis décembre 1998, l'enregistrement continu de la température du sol au pied des fondations du pylône P10 (jusqu'à 6 m de profondeur) et dans le forage de 20 m de profondeur situé à proximité (cf. 3.4);
- depuis décembre 1998, enregistrement de la température de l'air au pylône P10 (cf. 5.2).

8.3.2 Répartition du pergélisol

Les travaux d'installation d'ouvrages de déclenchement d'avalanches (Gazex) réalisés en 2000-2001 dans

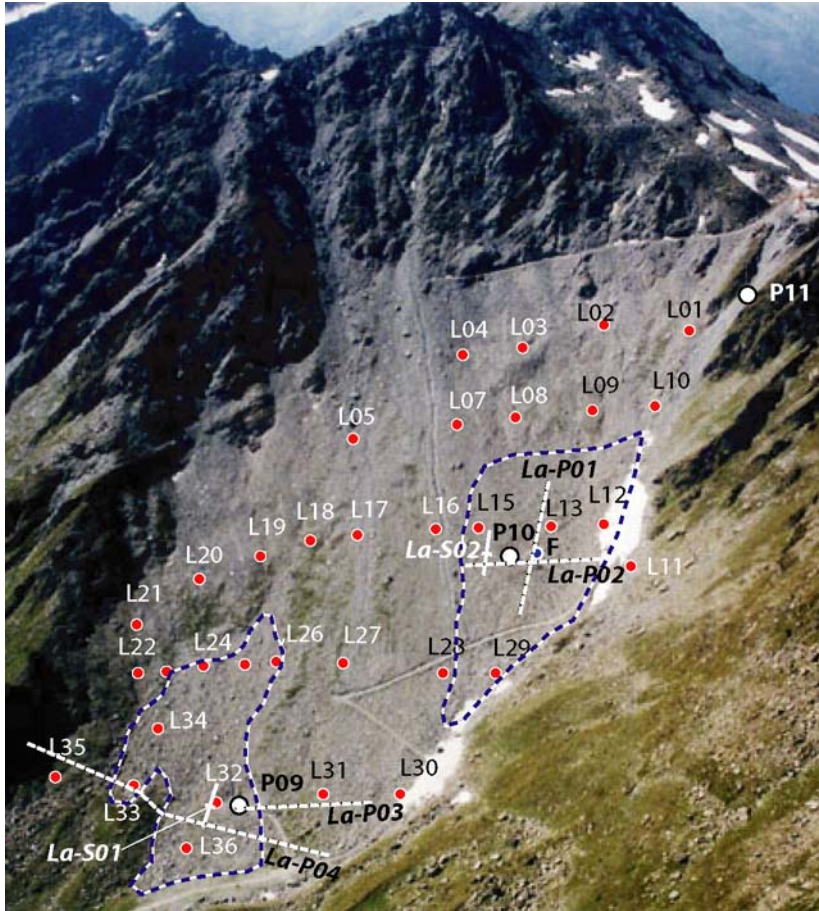


Fig. 8.5 L'éboulis des Lapires (2350-2700 m.s.m.). Localisation des pylônes (P09-11), du forage (F), des UTL (pastilles L01 à L36), des sondages électriques verticaux (La-S01 et La-S02) et des quatre profils tomographiques La-P01 - P04 (lignes blanches pointillées). Les zones délimitées par le trait discontinu correspondent aux secteurs où le matériel de surface est le plus grossier. (Photo C. LAMBIEL, 2000)

la partie supérieure du versant rocheux de la Pointe des Lapires ont révélé localement la présence de glace dans les fissures de la roche au-dessous de 2 m de profondeur environ (T. ROGGO, comm. pers.), ce qui laisse penser que cette paroi est au moins partiellement occupée par un pergélisol. Dans l'éboulis, les excavations réalisées en juin 1998 jusqu'à 7-8 m de profondeur en vue de l'implantation des pylônes de télécabine P09 et P10 (fig. 8.5) ont permis d'observer la présence de sédiments gelés (Lambiel 1999, cf. 3.4). Les températures mesurées dans le forage à proximité de P10 indiquent la présence d'un pergélisol tempéré (cf. 2.1) atteignant au moins 20 m de profondeur.

Les investigations menées dans la pente d'éboulis ont démontré que la **répartition du pergélisol y est discontinue** (Lambiel 1999, Reynard *et al.* 1999, Delaloye *et al.* 2001, Turatti 2002, Marescot *et al.* 2003). L'état tempéré du pergélisol a cependant rendu difficile par endroit l'interprétation des mesures et, par conséquent, la déter-

mination précise des zones de pergélisol. En dépit de nombreuses incertitudes, une esquisse de la répartition spatiale de ces zones peut néanmoins être proposée (fig. 8.8) :

- **Absence de pergélisol dans le secteur médian** de l'éboulis ainsi qu'au bas de la pente, à l'W de P09. Dans ces deux secteurs, la résistivité apparente du sol (ρ_a) est généralement inférieure à 3.5 k Ω m (fig. 8.6), les BTS étaient supérieures à -2°C en 2002 (fig. 8.7), WEqT (cf. 3.3.2.d) souvent supérieure à -0.7°C en 2001 (fig. 8.8) et MAGST supérieure à +1°C en 2000/01 (fig. 8.8).

- **Présence de pergélisol dans la partie supérieure** de la pente, au-dessus de 2600 m.s.m. environ. Dans cette zone, où le rayonnement solaire direct potentiel est relativement faible (fig. 8.8), la résistivité apparente du sol (ρ_a) souvent de l'ordre de 5 à 10 k Ω m (fig. 8.6), à savoir deux à trois fois supérieure à celle

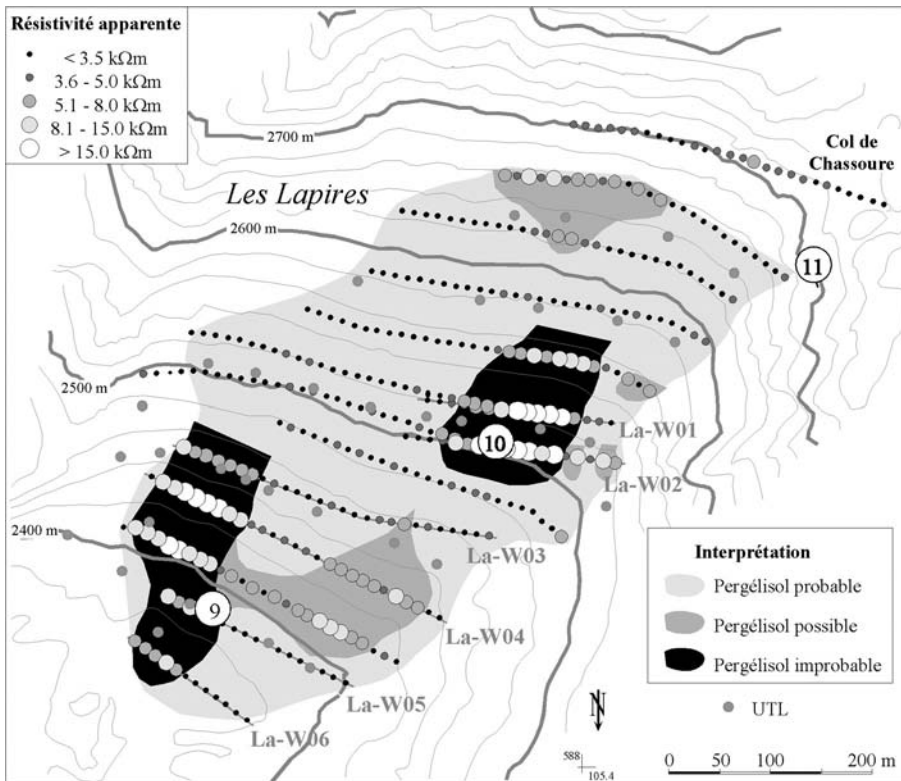


Fig. 8.6 Résistivité apparente du sol mesurée par traîné ($a = 12.5 \text{ m}$, profondeur d'investigation estimée : 6-8 m) et interprétation (manuelle). La-W01 à 06 sont les lignes réalisées en 1998. 9, 10 et 11 = pylônes.

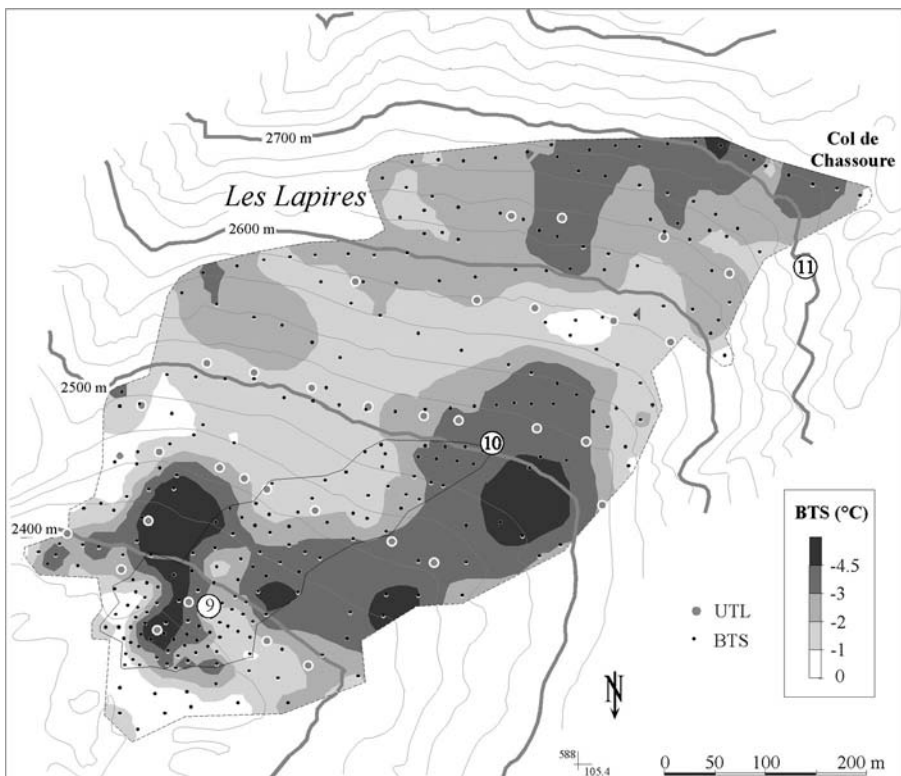


Fig. 8.7 Interpolation (krigeage) des mesures BTS 2001 (301 points) dans la pente d'éboulis des Lapires. 9, 10 et 11 = pylônes. Le site BTS PERMOS est délimité par une ligne à l'aval du pylône 10.

mesurée dans les zones non gelées de l'éboulis. Elle indique à elle seule la présence probable d'un terrain gelé. Les indicateurs thermiques sont également différents de ceux obtenus dans la zone médiane non gelée de l'éboulis : les BTS étaient généralement au-dessous de -3°C en 2002 (fig. 8.7), WEqT inférieure à -0.7°C en 2001 (fig. 8.8), MAGST inférieure à $+1^{\circ}\text{C}$ en 2000/01 (fig. 8.8).

- Présence discontinue de pergélisol dans la moitié inférieure de la pente, en particulier dans deux zones situées à proximité des pylônes P09 et P10 (dont elles prennent le nom) et **correspondant** approximativement aux secteurs de l'éboulis dont **la granulométrie est la plus grossière** (fig. 8.5). Des valeurs de ρ_a comprises entre 5 et 25 $\text{k}\Omega\text{m}$ indiquent la présence éparse de corps de sédiments gelés (fig. 8.6). Le plus souvent, les BTS 2002 étaient au-dessous de -3 , voire -4.5°C en 2002 (fig. 8.7), WEqT inférieure à -1.5°C en 2001 (fig. 8.8) et MAGST inférieure à 0°C en 2000/01 (fig. 8.8). Cependant, force est de constater, en particulier dans le secteur P10, que **BTS et ρ_a ne coïncident pas** (fig. 8.6-8.7) : des valeurs BTS froides ($< -3^{\circ}\text{C}$) sont obtenues à l'aval de la zone où ρ_a est élevée. De plus, une fenêtre comprenant des valeurs BTS élevées ($= 0^{\circ}\text{C}$) apparaît immédiatement à l'amont (fig. 8.7) du secteur de résistivité élevée. Cette **structure est similaire à celle observée dans l'éboulis du Creux du Van**.

La différence entre l'état thermique du sol relevé par les mesures BTS et la répartition spatiale de corps de sédiments gelés indiquée par la résistivité apparente du sol a été déterminée dans l'intégralité de l'éboulis selon la méthode décrite sous 4.6.1. La comparaison de la carte interpolée des BTS mesurées et de celle des BTS calculées à partir de la relation déterminée avec ρ_a interpolée sur l'ensemble du versant montre (fig. 8.9) non seulement le décalage longitudinal qui se produit dans la zone proche du pylône P10, mais également la présence de BTS apparemment trop chaudes dans la partie supérieure de la zone de résistivité élevée proche du pylône P09.

Des anomalies comparables ont été observées dans la partie basse de la zone P10 et dans la partie supérieure de la zone P09 à partir des mesures BTS de 1999 (cf. 4.6.2.3). Cette année-là, les BTS étaient cependant déjà trop élevées à l'extrémité orientale (zone P09) de la ligne de traîné La-W04 (la quatrième depuis le bas sur fig. 8.9) au contraire des BTS 2002. Ceci démontre que les **différences observées entre la structure spatiale des BTS**

et celle de ρ_a se reproduisent d'une année à l'autre, néanmoins avec quelques variations. Les différences de répartition spatiale entre BTS et ρ_a sont-elles dues à un processus de ventilation interne de l'éboulis ?

8.3.3 Indices d'un effet de cheminée dans la zone P10 ?

8.3.3.1 Géométrie du corps gelé

Les profils tomographiques La-P01 et La-P02 effectués perpendiculairement l'un à l'autre à l'emplacement du forage permettent d'observer la géométrie d'une partie du corps gelé de la zone P10. Une résistivité calculée inférieure à 5 $\text{k}\Omega\text{m}$ peut être considérée comme révélatrice de l'absence de pergélisol, ainsi que le montre le modèle d'inversion du profil La-P03 (fig. 8.10), entrepris à l'W du pylône P09 dans la partie la plus basse du versant (fig. 8.5).

Dans la zone P10, La-P01 a été réalisé longitudinalement, c'est-à-dire dans le sens de la pente (fig. 8.5). Le modèle d'inversion révèle **un corps gelé de résistivité homogène sans modification notable de l'épaisseur de la couche active** (fig. 8.10). Les baisses de résistivité constatées proche de la surface aux distances 40 et 65 m du profil correspondent à l'emplacement de routes de chantier construites lors du remplacement des pylônes de la télécabine (1997-1998). Le profil La-P01 ne traversant pas l'intégralité du corps gelé, ni dans sa longueur, ni dans son épaisseur, il n'est pas possible d'avancer de conclusions sur l'aspect géométrique global de ce dernier. Par ailleurs, notons qu'en accord avec les mesures de résistivité apparente réalisées par traîné, la résistivité du terrain est censée décroître relativement rapidement au-delà de l'extrémité aval du profil.

Le profil horizontal La-P02 reproduit quant à lui parfaitement l'excavation réalisée pour l'implantation du pylône P10. Ce profil montre aussi la diminution de la résistivité du terrain en direction de l'E. La température relevée dans le forage étant de 0°C jusqu'à 20 m de profondeur, les variations de résistivité sont interprétées avant tout comme des variations de la teneur en glace du sédiment. L'excavation du pylône P10 a révélé un éboulis à peu près saturé en glace (LAMBIEL 1999). L'abaissement de la résistivité en direction de l'E pourrait être liée à une diminution du contenu en glace tout comme à la présence d'un matériel de granulométrie plus fine, tel que ceci s'observe en surface au-delà de l'extrémité du profil.

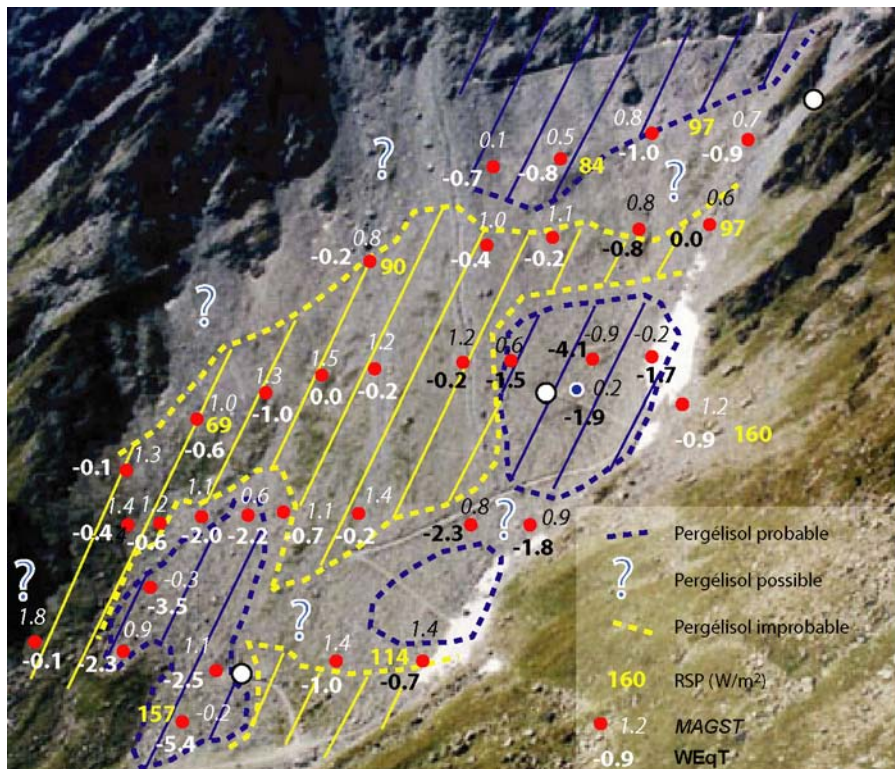


Fig. 8.8 Esquisse de la répartition spatiale du pergélisol dans la pente des Lapires, température moyenne annuelle du sol (MAGST) 2000-01, température d'équilibre hivernale (WEqT) 2001 et rayonnement solaire potentiel (RSP) estimé à l'aide d'un compas solaire (cf. 5.3.3).

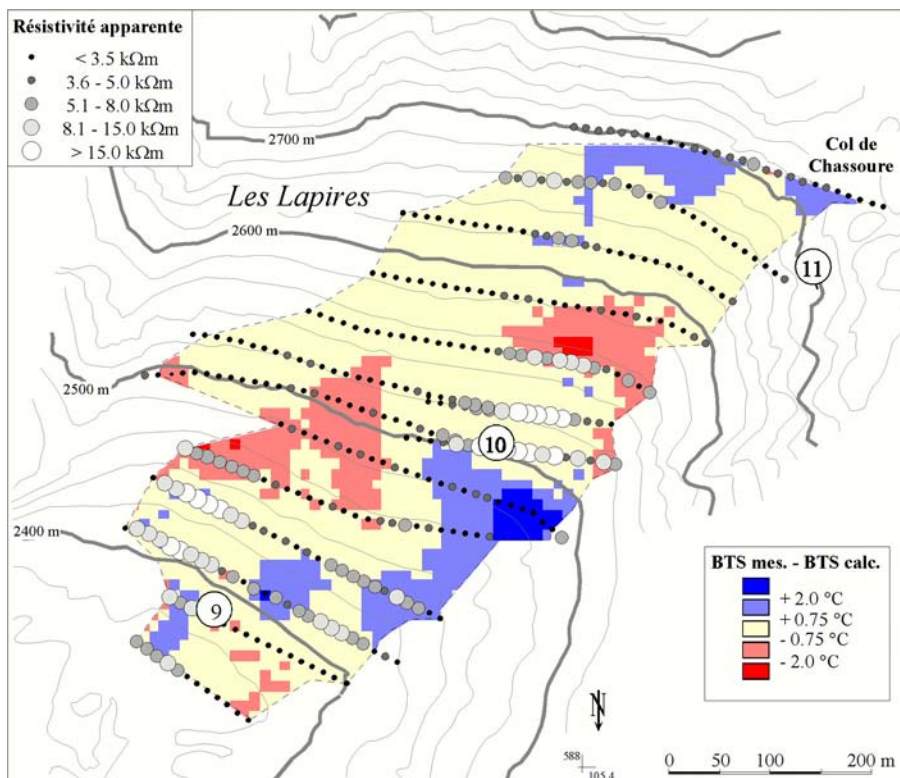


Fig. 8.9 Différence entre BTS mesurée et BTS calculée à partir de la résistivité apparente du sol selon méthode proposée sous 4.6.1.

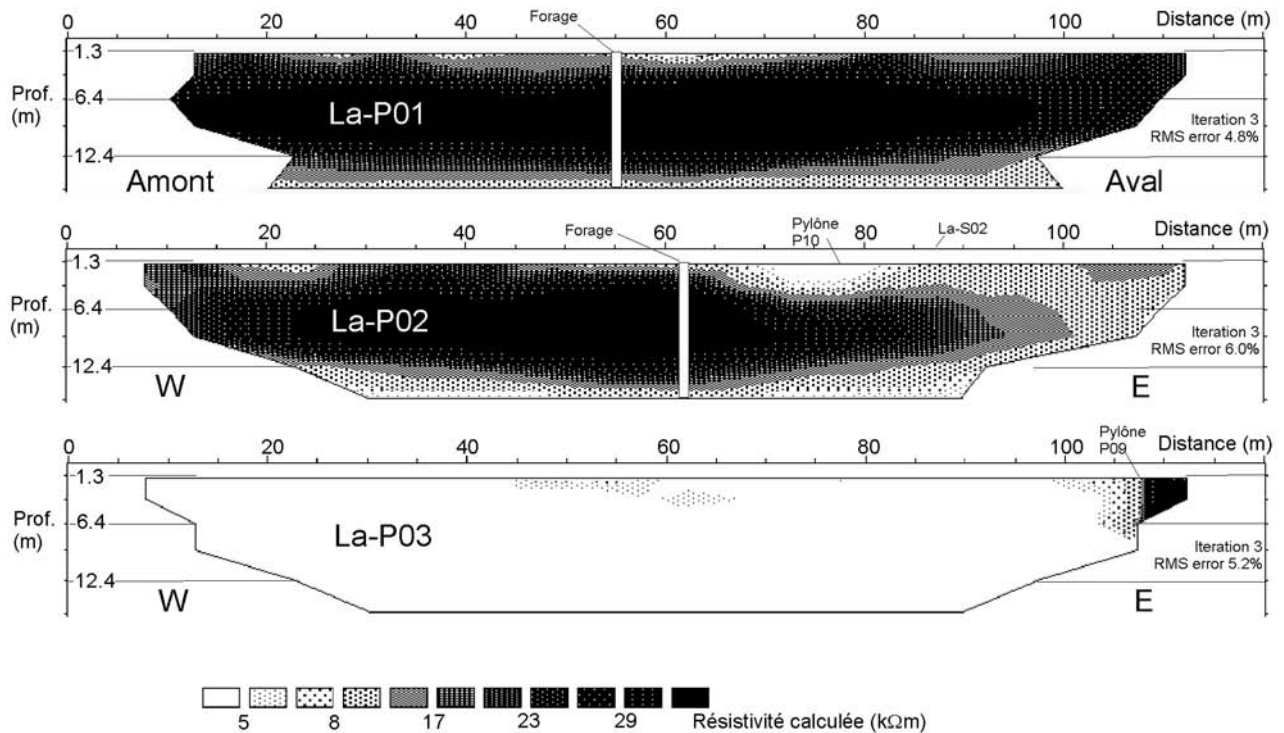


Fig. 8.10 Profils tomographiques La-P01 à La-P03 (espacement inter-électrode 5 m, configuration Wenner) (localisation, fig. 8.5).

8.3.3.2 Variations de la température du sol (GST) en 2000/01

Le comportement thermique du sol enregistré par les UTL placés en 2000/01 dans la zone P10 sont reportés sur la figure 8.11 (localisation des capteurs, fig. 8.5).

Le capteur **La-L09** est situé à l'amont de la zone (2575 m.s.m.), sur un lobe de gélifluction en bordure sommitale du secteur où les BTS révélaient des températures «chaudes» en 2002 (fig. 8.7). Après un gel marqué du terrain durant la semaine précédant l'événement de précipitations intenses de mi-octobre 2000 (Gondo) qui a vu passagèrement la limite pluie-neige remonter bien au-dessus de 2500 m.s.m. (OFEG 2002), la température est ensuite égale à 0°C jusqu'à la fin décembre. Dès ce moment-là, et jusque dans le courant du mois de mars, se produisent de petites variations comprises entre -0.9 et -0.4°C. Il est cependant surprenant de noter des **élevations passagères** de la température de 0.2°C (flèches) **coïncidant avec des périodes de temps très froid**. A proximité, le capteur La-L10 (tout comme La-L08, non représenté) enregistrent invariablement une température

de 0°C durant tout l'hiver. Les températures relativement basses relevées par La-L10 durant une bonne partie de l'été sont probablement causées par des écoulements d'eau.

Dans le secteur médian de la zone P10 (2510 m.s.m.), le capteur **La-L13** est placé dans un matériel grossier constitué uniquement de blocs, une quarantaine de mètres à l'amont du forage. On constate un refroidissement marqué de la température du sol en automne (flèches rouges), intervenant même lorsque la température de l'air est positive (fin octobre). Cette perte de chaleur importante est certainement favorisée par la nature du terrain qui permet soit la convection d'air dans la couche de blocs, soit l'échange direct d'air avec l'atmosphère. Dès la fin novembre, les variations importantes cessent et l'on observe dès lors **une très lente évolution de la température** (réchauffement - refroidissement - réchauffement) qui s'étend jusqu'au début mai. A cette première composante **s'ajoutent** cependant des variations de faible amplitude : on remarque ainsi, après la mi-janvier, **de légères élévations** de température (flèches noires) **coïncidant**, comme pour La-L09, **avec les périodes**

des de temps très froid. La hausse de température atteint 0.4°C lors de la phase froide de fin février/début mars.

Dans la série enregistrée par le capteur **La-L15** situé **dans la marge orientale** de la zone P10 (2505 m.s.m.), ces variations d'ordre secondaire, relevant d'une **relation inverse** avec la température de l'air extérieur, **tendent à se produire durant tout l'hiver.** Elles sont notamment décelables durant les deux périodes indiquées par les flèches bleues. Dans la marge occidentale de la zone P10, La-L12 (non représenté) montre la même évolution thermique du sol durant l'hiver qu'à l'emplacement de La-L15, sans toutefois que des variations secondaires ne puissent y être identifiées.

Aucun capteur n'a malheureusement été placé dans le secteur inférieur de la zone P10. La-L28 et La-L29 sont

situés à l'aval (2440 m.s.m.). Les séries de températures enregistrées, qui sont par ailleurs typiquement celles de la surface d'un pergélisol (cf. 3.3.2) ne montrent pas de variations secondaires surimposées à l'évolution lente de l'état thermique du sol durant l'hiver.

Durant l'été, une fois la neige disparue dans le courant de juillet, la température du sol est proche de celle de l'air à l'emplacement de tous les capteurs (sauf La-L10).

8.3.3.3 Variations de la température du sol au pied du pylône P10

L'évolution thermique du sol enregistrée entre 15 et 575 cm de profondeur au pied du pylône P10 (cf. 3.4) durant les hivers 1998/99 à 2002/03 est illustrée à la figure 8.12. On constate :

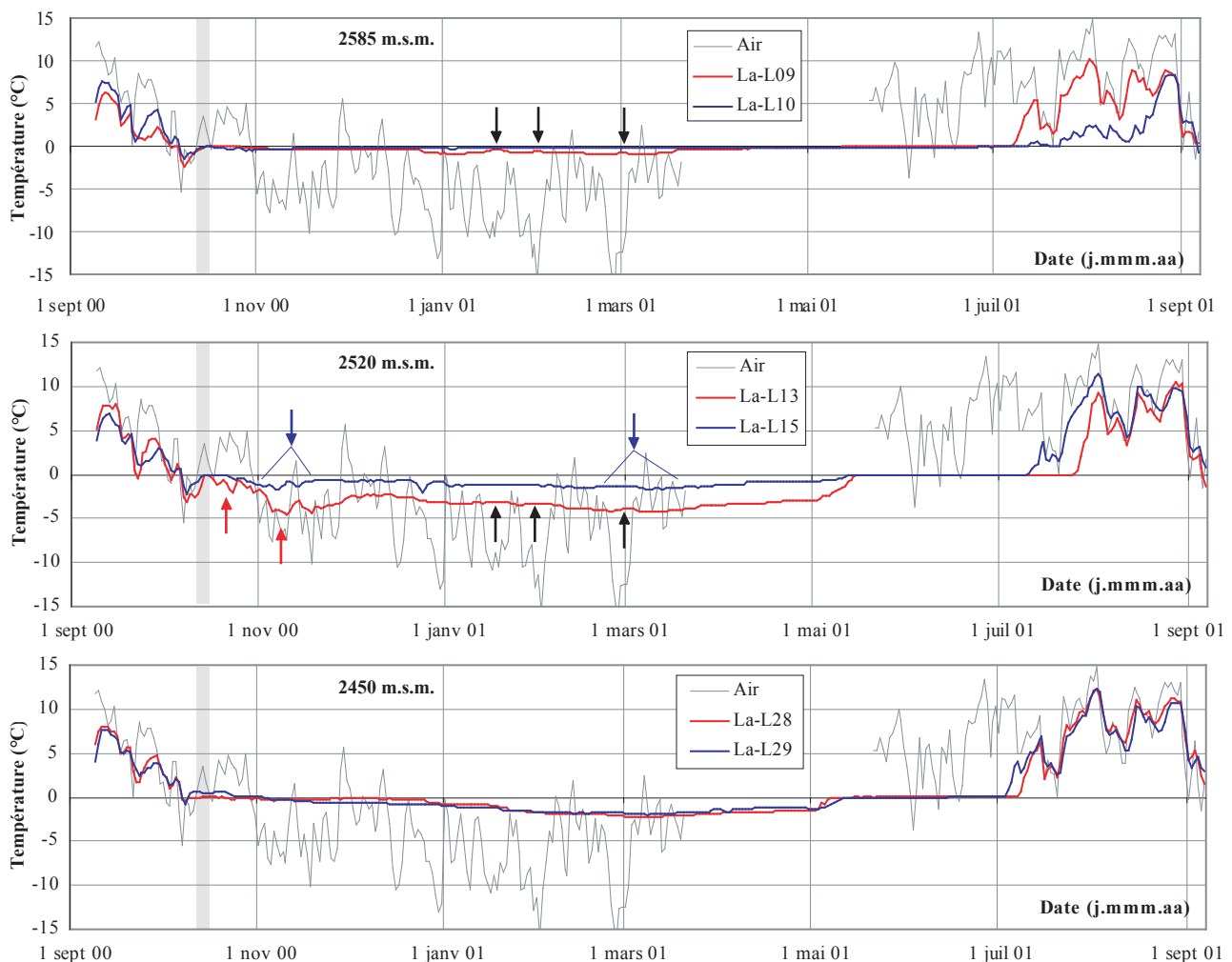


Fig. 8.11 Comportement thermique du sol (moyenne journalière) dans la partie occidentale (P10) de l'éboulis des Lapires de septembre 2000 à septembre 2001 et température de l'air (moyenne journalière). Localisation des capteurs, fig. 8.5. En grisé, l'événement de précipitations extrêmes d'octobre 2000 avec limite pluie-neige remontant jusque vers 2700 m.s.m.

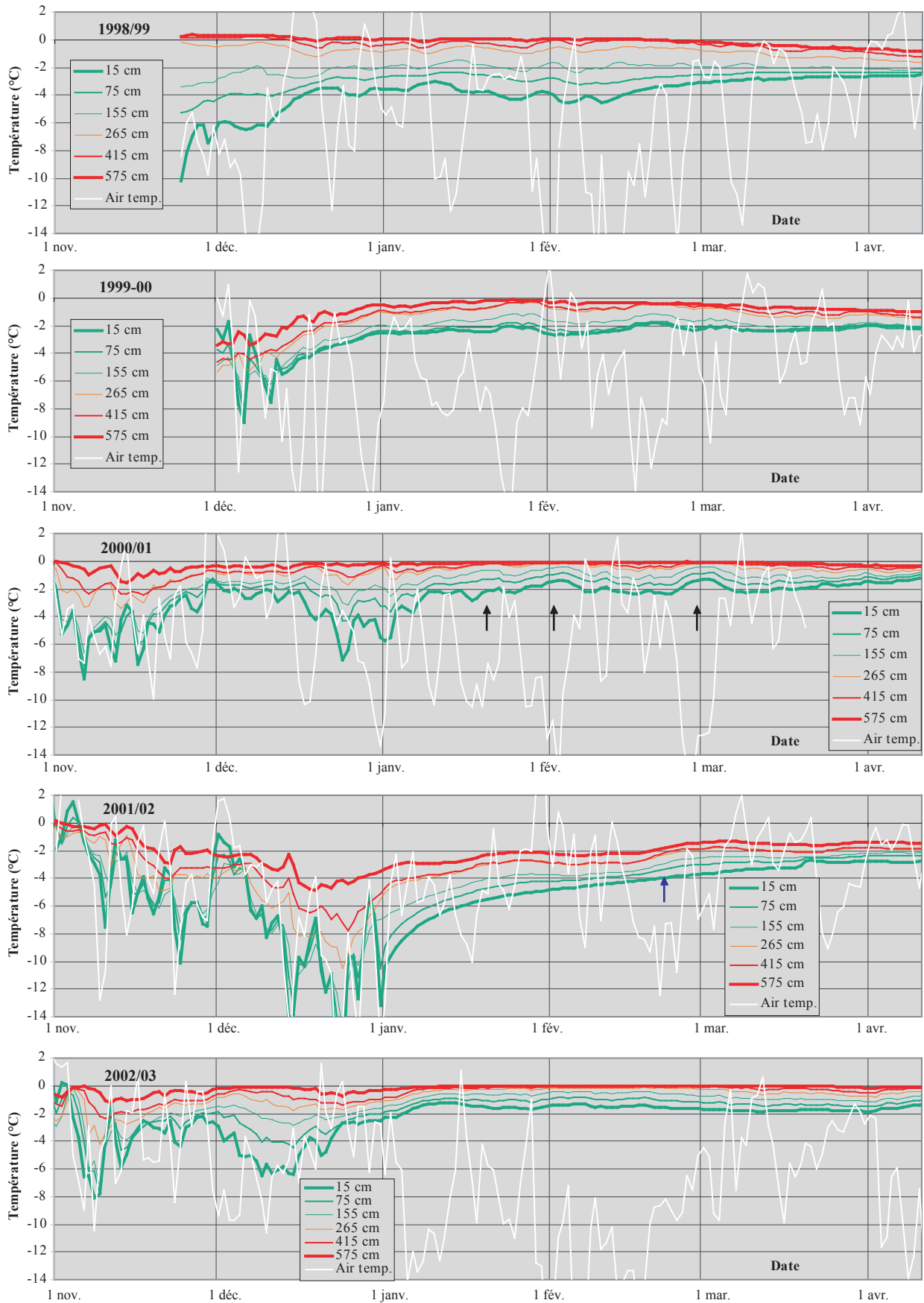


Fig. 8.12 Comportement thermique hivernal du sol (moyenne journalière) au pied du pylône P10 et température de l'air de 1998/99 à 2002/03. Flèches, cf. texte.

- **au-dessous d'environ 2 m de profondeur**, l'existence de **variations de température secondaires qui se surimposent durant tout l'hiver à l'évolution thermique «saisonnaire»** (les particularités de cette dernière sont discutées au chapitre 3.4),

- ces variations sont **inversées par rapport à celles de l'air extérieur** (p. ex. réchauffement par temps froid);

- **au-dessus de 2 m de profondeur, de telles variations se produisent également** à partir d'un moment plus ou moins tardif de l'hiver (entre décembre et mi-janvier selon les années à 15 cm de profondeur); auparavant, les variations à court terme connues par les niveaux proches de la surface sont directement dépendantes de celles de l'air et souvent inverses à celles enregistrées en profondeur (p. ex. mi-décembre 2001 ou décembre 1998 – mi-janvier 1999);

- les variations secondaires sont le plus souvent **synchrones** quelle que soit la profondeur et **peuvent atteindre 1°C d'amplitude** (par exemple en mars 2001);

- la température ne remonte cependant **jamais au-dessus de 0°C**.

Les hausses de température qui s'observent lors des périodes de temps froid du début de l'année 2001 (flèches noires) correspondent à celles que semblaient indiquer les capteurs La-L09, La-L13 et, dans une moindre mesure, La-L15.

8.3.3.4 Variations de la température dans le forage

L'évolution thermique du sol enregistrée dans les 3 premiers mètres de profondeur du forage durant les hivers 1999/2000 à 2002/03 est illustrée à la figure 8.13. On remarque que des **variations secondaires inverses** (par rapport à l'air) peuvent **occasionnellement** se produire (p. ex. novembre 2001). Elles sont cependant **d'ampleur limitée, restreintes essentiellement à la première moitié de l'hiver**. Elles s'observent principalement dans les niveaux proches de la surface (au-dessus de 2 m de profondeur) et ce, au contraire du pylône P10, dès le début de la saison d'hiver.

Il n'y a pas de parallélisme systématique entre les variations secondaires de température enregistrées dans le forage et celles observées au pied du pylône. Ainsi, il n'y a par exemple pas de hausse de température dans le

forage lors des périodes de temps froid du début de l'année 2001 (flèches noires), comme cela s'observe au pied du pylône (flèches noires, fig. 8.12) mais également pour d'autres capteurs de la moitié supérieure de la zone P10 (fig. 8.11). Cependant, on constate qu'une élévation de température se produit durant la période froide de février 2002 (flèche bleue), variation qui se remarque également en profondeur à la base du pylône (fig. 8.12).

8.3.3.5 Conclusions sur la zone P10

Des variations de température du sol inverses de celles de l'air sont caractéristiques de la moitié supérieure de la zone P10, comme elles le sont de la partie supérieure d'un éboulis froid de plus basse altitude. **Un apport de chaleur se produit dans le sol au moment même où la perte de chaleur devrait s'intensifier en raison de températures extérieures très froides**. Le constat est particulièrement significatif à l'emplacement du pylône P10 où **les variations de températures inverses sont enregistrées jusqu'à près de 6 m de profondeur**.

Cette dernière particularité permet d'**exclure l'hypothèse d'une convection d'air au sein de la seule couche de blocs «aérée» proche de la surface** : on devrait alors assister à une uniformisation de la température en profondeur, comme démontré dans la couche active du glacier rocheux des Savoires à l'Alpage de Mille (cf. 2.2, fig. 2.4), ce qui n'est pas le cas au pied du pylône P10. De plus, traversant la couche de neige, le pylône devrait favoriser l'évacuation de la chaleur du sol par conduction (cf. 3.4). Or, la source de chaleur apparaît comme suffisamment importante pour freiner ou empêcher le refroidissement du sol par temps très froid. Ces différentes caractéristiques permettent d'interpréter une partie au moins des variations de températures observées dans le sol comme étant le signe **d'un mouvement d'air ascendant au sein de l'éboulis**. Ce déplacement d'air semble être le plus intense durant la première partie de l'hiver (8.3.3.4), bien qu'il se poursuive durant toute la saison hivernale (8.3.3.3).

Les variations de température dans le sol provoquées par cet hypothétique mouvement d'air sont cependant **d'ordre secondaire**. Elles s'inscrivent **en addition de variations thermiques de plus grande ampleur et de plus longue durée** qui doivent résulter essentiellement d'échanges de chaleur en fonction du bilan d'énergie vertical entre le sol et l'atmosphère (cf. 2.2).

En l'absence de capteurs thermiques dans la partie basse de la zone P10, il n'est cependant pas possible de se pro-

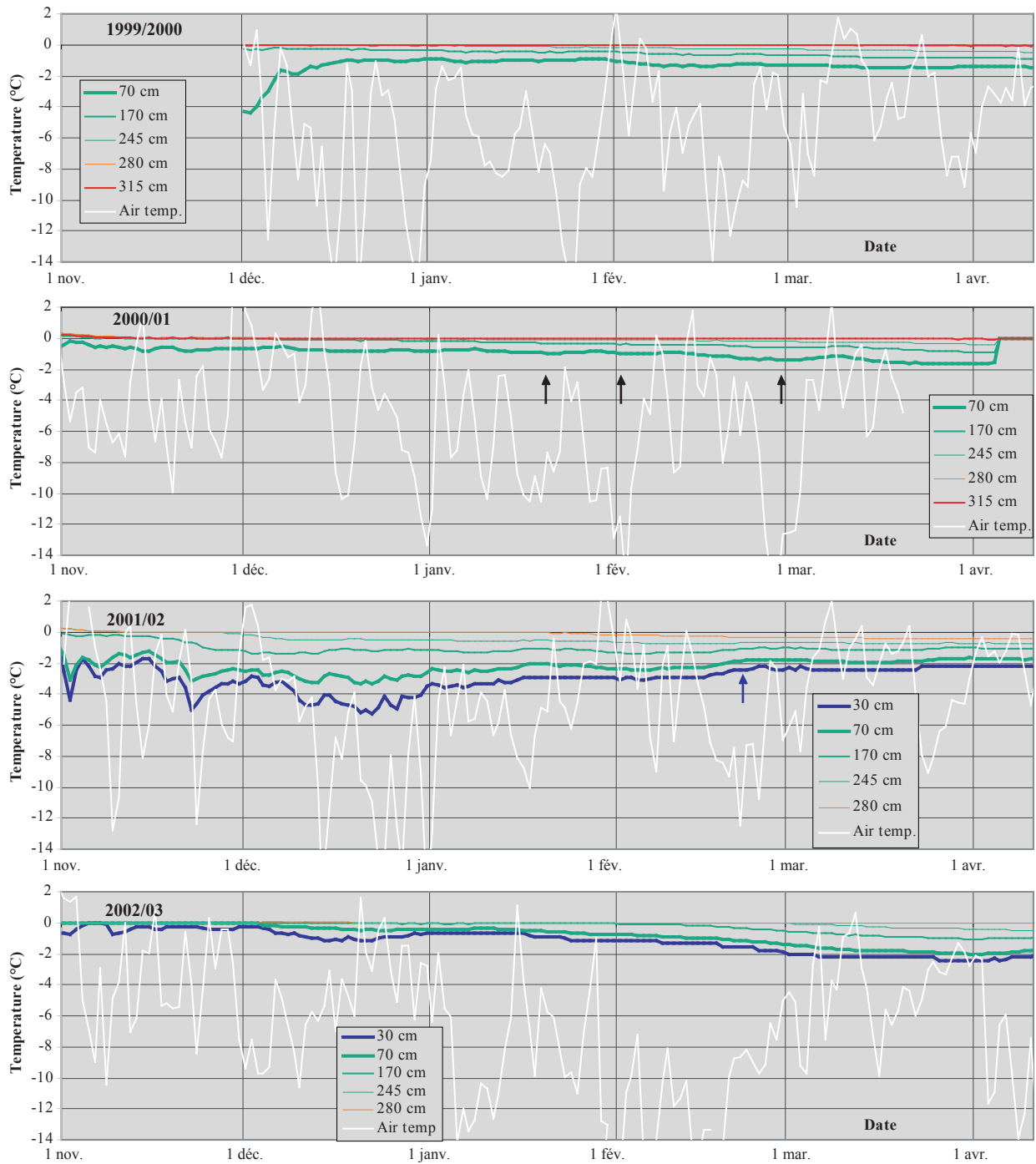


Fig. 8.13 Comportement thermique hivernal du sol (moyenne journalière) dans le forage des Lapires et température de l'air de 1998/99 à 2002/03. Flèches, cf. texte.

noncer sur l'ampleur du système de ventilation interne de l'éboulis. S'agit-il réellement d'un système global de (cette partie de) l'éboulis et non pas de cellules restreintes ?

tes ? Les travaux d'excavation pour l'implantation du pylône ne favorisent-ils pas la circulation d'air dans ce secteur de la zone P10 ?

8.3.4 Indices d'un effet de cheminée dans la zone P09 ?

Le comportement thermique du sol enregistré par les capteurs situés dans ou à proximité de la zone P09 est illustré à la figure 8.14. Aucune variation de température de type «inverse» ne peut être mise clairement en évidence dans la partie supérieure de ce secteur de l'éboulis (La-L18, 19, 24, 25).

Le capteur La-L36, situé dans la partie la plus basse de la zone, correspond à l'emplacement où les températures hivernales (BTS, WEqT) sont les plus basses enregistrées dans le versant (fig. 8.8). Il montre tout d'abord un rapide refroidissement du terrain au début novembre

comparable à celui enregistré par le capteur La-L13 dans la zone P10 (cf. 8.3.3.2, fig. 8.11). Tout au long de l'hiver se produisent ensuite des variations de température qui semblent directement liées à l'évolution de la température de l'air extérieur, décalées cependant de 1 à 2 semaines. Ce type de variation, qui se retrouve partiellement un peu plus haut dans le versant (La-L32), n'est enregistré de cette manière par aucun des autres capteurs placés sur le site. Peut-il être le signe d'un comportement thermique du sol affecté par une légère tendance à l'aspiration d'air au travers de la couche de neige qui favoriserait le refroidissement du sol, comme c'est le cas dans la partie inférieure des éboulis de basse et moyenne altitude ? Il n'est pas possible de se prononcer sur la base de cette seule série de température.

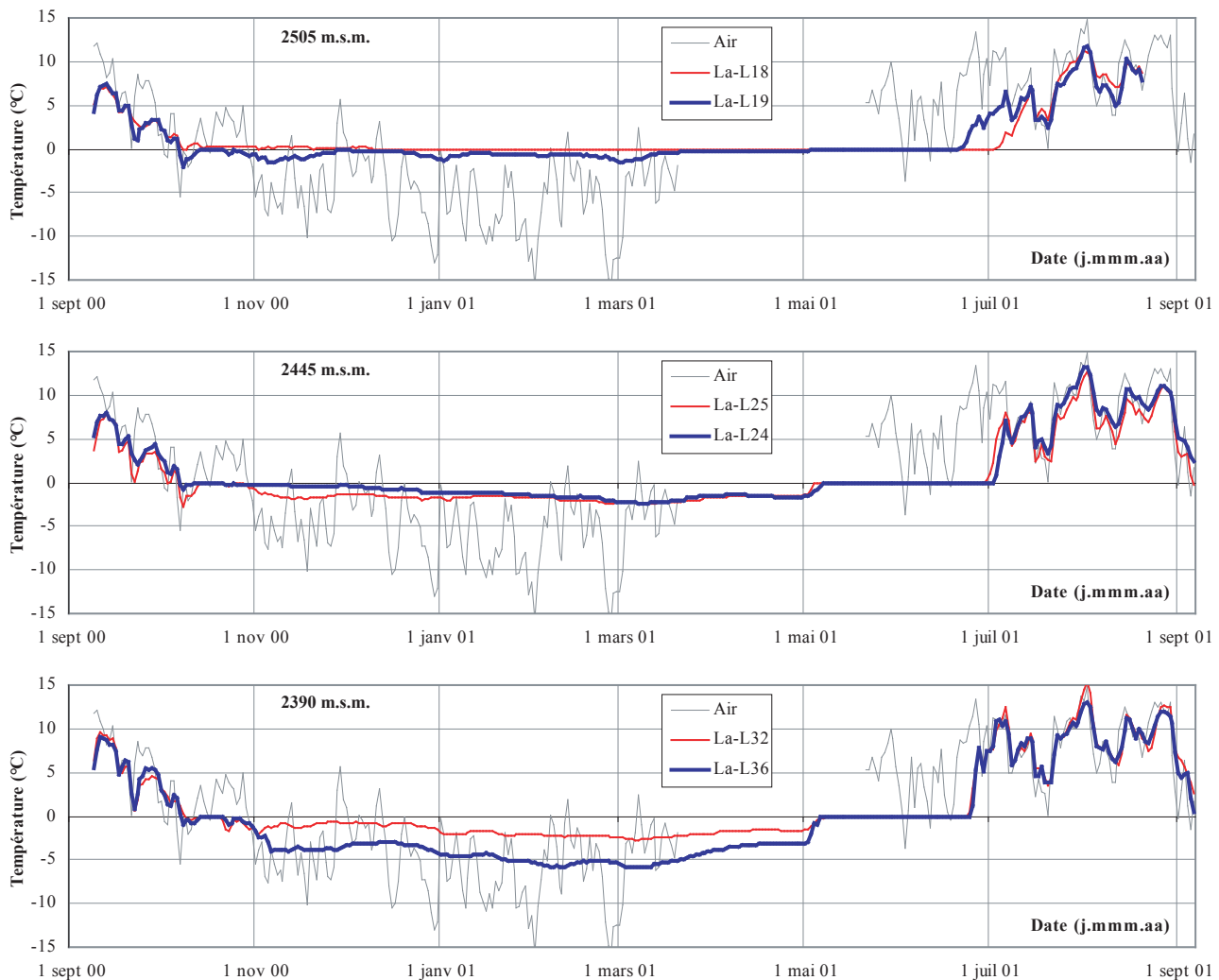


Fig. 8.14 Comportement thermique du sol (moyenne journalière) dans la partie orientale (P09) de l'éboulis des Lapires de septembre 2000 à septembre 2001 et température de l'air (moyenne journalière). Localisation des capteurs, fig. 8.5, 8.8.

8.3.5 Conclusions et hypothèses ouvertes

Les mesures et observations réalisées dans la pente d'éboulis des Lapires ont permis de constater :

- la distribution discontinue du pergélisol dans le versant;
- la présence probable de pergélisol dans la partie la plus haute de l'éboulis qui en est également l'un des secteurs les moins ensoleillés; l'existence de ce pergélisol, tout comme l'état probablement gelé de la paroi dominante doivent être en grande partie liés au résultat du bilan d'énergie vertical entre le sol et l'atmosphère;
- la présence de pergélisol dans la partie inférieure du versant, en particulier dans les zones (P10, P09) où la granulométrie de la surface du sol est la plus grossière.

Dans le cas de la zone P10 en particulier, les mesures de température du sol ont pu mettre en évidence **l'existence d'une circulation d'air ascendante durant les phases les plus froides de l'hiver**. La comparaison des mesures BTS et de résistivité apparente du sol montre un fort refroidissement hivernal du sol dans la partie basse, voire à l'aval de la zone gelée, et simultanément des températures du sol élevées (0°C) immédiatement à l'amont du corps de sédiments gelés. **Ces indices parlent en faveur du fonctionnement d'un effet de cheminée hivernal dans cette portion de l'éboulis**, processus dont l'intensité reste à déterminer. Aucune mesure n'a par contre indiqué une inversion du courant d'air durant l'été.

L'hypothèse peut être avancée que l'absence de pergélisol dans la partie médiane de la pente d'éboulis pourrait également être liée à ce processus de circulation d'air au sein de l'ensemble de l'éboulis. L'ascendance d'air relativement chaud depuis les parties profondes de l'accumulation sédimentaire provoquerait une anomalie thermique positive de la température du terrain qui contribuerait à limiter le potentiel de formation de pergélisol.

La première partie de **l'hiver 2001/02** fut froide (notamment décembre, fig. 8.12) et peu enneigée (cf. fig. 5.4 – Mille). Dans la pente des Lapires, le manteau neigeux n'est devenu continu qu'à Noël. La combinaison des deux facteurs (basse température et faible enneigement) doit tout d'abord avoir provoqué un abaissement général de la température de l'éboulis. Une seconde conséquence aurait été **une intensification de l'effet de cheminée**

qui pourrait avoir contribué à accroître le contraste de température entre les zones froides (aspiration d'air externe ?) et les zones chaudes (ascendance d'air interne ?) de l'éboulis. L'hypothèse dès lors émise est que l'addition de ces deux effets pourrait expliquer en partie les différences constatées dans les mesures BTS répétées dans la partie basse de l'éboulis (site PERMOS, cf. fig. 8.7) entre 2001 et 2003 : en effet, d'une part les BTS ont été froides en moyenne en 2002 (cf. fig. 3.5) et d'autre part, le contraste de température entre les BTS chaudes et froides était plus important qu'en 2001 alors que la valeur moyenne des mesures BTS réalisées était à peu près semblable (cf. 3.2.4.2.b).

Outre la confirmation à apporter de l'existence du processus de ventilation, la principale question qui demeure ouverte à propos des Lapires - et à laquelle il s'agira de tenter de répondre à l'avenir - est de déterminer **dans quelle mesure cet effet de cheminée contribue au refroidissement de l'éboulis et à la répartition spatiale du pergélisol** dans les parties médiane et inférieure de la pente d'éboulis ? Notons qu'étant donné l'altitude du site, la température moyenne annuelle de l'éboulis est proche de 0°C et qu'il n'est dès lors pas nécessaire qu'un effet de cheminée provoque une anomalie thermique du sol aussi importante qu'à basse altitude pour favoriser la présence de pergélisol : 1 à 2°C pourraient certainement suffire.

Le cas qui prévaudrait aux Lapires est-il généralisable aux versants semblables ailleurs dans les Alpes et dans d'autres chaînes de montagnes ? Il n'existe pour l'heure aucune étude suffisamment avancée pour permettre de se prononcer.

8.4 LES GLACIERS ROCHEUX INACTIFS/ FOSSILES DE L'ALPAGE DE MILLE

Des mesures BTS ont été répétées aux mêmes emplacements (précision : +/- 10 m) durant 8 ans (1996-2003) sur deux glaciers rocheux de l'Alpage de Mille, chaque année aux environs du 10 mars. Leurs variations interannuelles révèlent des particularités originales qui sont analysées dans cette section 8.4.

8.4.1 Description du site

L'Alpage de Mille est situé sur un large versant orienté vers l'ENE et délimité par une ligne de crête dont le Mont-Brûlé (2543 m.s.m.) en est le point culminant. L'Alpage de Mille comprend sept glaciers rocheux inactifs ou fossiles (RG1-RG7, fig. 8.15) composés de

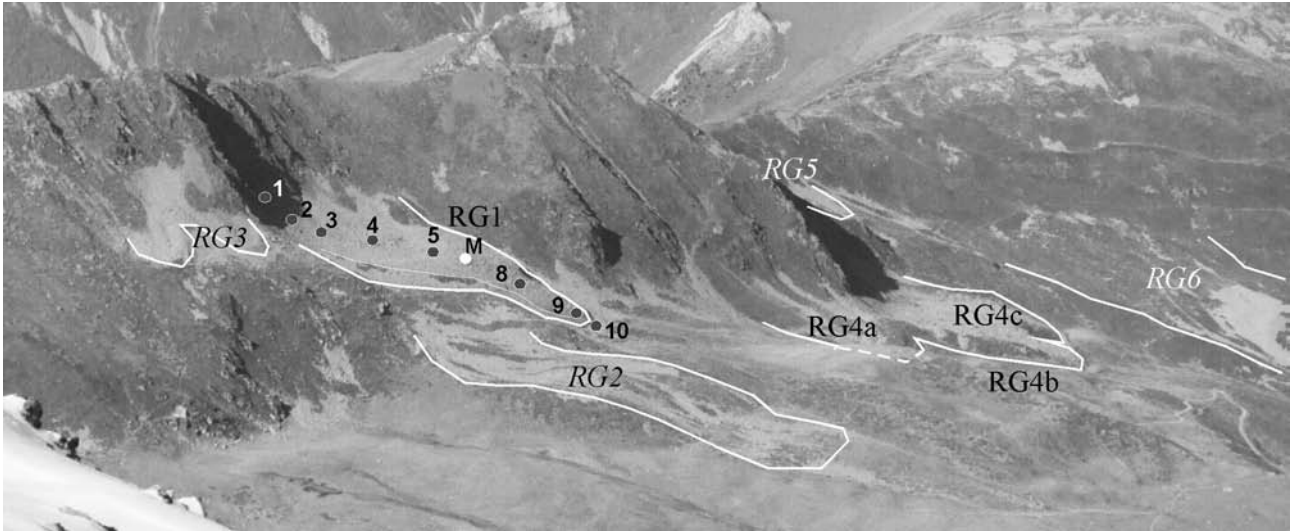


Fig. 8.15 Les glaciers rocheux de l'Alpage de Mille : RG1 – RG6 (RG7 est plus loin à droite). M = station MADD, 1-10 = UTL.

blocs de gneiss (DELALOYE & MORAND 1997). Ils sont disposés au pied de flancs sommitaux (*headwall*) de faible ampleur (moins de 150 m de dénivellation). La couverture végétale bien développée qui occupe ces flancs témoigne de leur érosion actuellement insignifiante. La mise en place des glaciers rocheux est assurément ancienne, remontant probablement pour la plupart d'entre eux à la fin du tardiglaciaire ou au début de l'Holocène. RG1 (Savolaires) et RG4 (Ecuries de Mille), dont les formes encore passablement bombées laissent présager la présence (préservation) d'un certain volume de glace en leur sein, ont fait l'objet d'investigations.

RG1 et RG4 sont des glaciers rocheux de taille réduite, longs respectivement de 300 et 250 m. Leur surface est composée exclusivement de blocs de taille décimétrique à métrique. Tous les blocs sont recouverts de lichens. Rhododendrons et mousses apparaissent çà et là sur le glacier rocheux des Savolaires et sont fréquents sur celui des Ecuries de Mille. Les talus latéraux comportent parfois un tapis herbeux continu. Ces observations semblent indiquer l'absence actuelle et récente de fluage significatif des formations.

8.4.1.1 Le glacier rocheux des Savolaires

Le glacier rocheux des Savolaires (RG1, fig. 8.15, 3.4) prend naissance vers 2430 m.s.m. La partie supérieure est presque plate. A 2400 m.s.m. intervient un changement de pente brusque au-dessous duquel se développe la langue du glacier rocheux (fig. 8.15, 8.16). Le front

se situe à 2340 m.s.m. Haut d'une dizaine de mètres, il est raide et partiellement instable. Un champ de blocs s'étend encore au-delà du glacier rocheux sur une distance de 10 à 20 m. Il n'y a aucune source au front de RG1. L'altitude de 2350-2400 m.s.m. représente la limite inférieure régionale des glaciers rocheux actifs/inactifs dans les versants N à NE (DELALOYE & MORAND 1997). RG1 se situe exactement au niveau de cette limite.

Les mesures de température effectuées à la station MADD ont montré la formation et la vidange de nappes d'air froid dans la partie supérieure du glacier rocheux en hiver par temps clair (cf. 5.2.2.2) qui provoquent un abaissement local de la température moyenne mensuelle de l'air de 2 à 3°C. Le glacier rocheux est exposé au vent lorsque celui-ci provient du S. L'enneigement peut être relativement faible dans la partie centrale convexe et il n'est pas rare de voir des blocs apparents lors de la réalisation des mesures BTS au début mars. A proximité de la station MADD, les mesures de température réalisées en profondeur dans la couche de bloc ont montré l'uniformité de la température durant l'hiver, probablement causée par la convection d'air dans la couche active et la présence d'un fort gradient thermique durant l'été, de l'ordre de 2 à 5°C/m au-dessous de 30 cm de profondeur (cf. 2.2).

Le sondage électrique vertical Mi-S03, réalisé longitudinalement au centre du glacier rocheux (cassure de pente) près de la station MADD, a montré la présence d'un corps gelé épais d'au moins 15 m et dont la résisti-

tivité est de l'ordre de 200 k Ω m dans la moitié supérieure de la formation (DELALOYE & MORAND 1997, 1998, fig. 8.17). La couche active atteindrait environ 4 m d'épaisseur. La branche aval du sondage a cependant révélé la diminution drastique de l'épaisseur et de la résistivité du niveau gelé à l'aval de la station MADD. La cartographie de la résistivité apparente du sol par traîné confirme le résultat et permet de l'étendre à l'ensemble du glacier rocheux. Dans les deux tiers inférieurs de la langue du glacier rocheux (au-dessous de 2380 m.s.m.), la présence de glace dans le sol apparaît comme incertaine, voire improbable ($\rho_a < 8$ k Ω m).

8.4.1.2 Le glacier rocheux des Ecuries de Mille

Le glacier rocheux des Ecuries de Mille (RG4) se développe un peu à l'aval (au-dessous de 2320 m.s.m.) sous un contrefort du Mont-Brûlé (fig. 8.15, voir aussi fig. 3.4). Composé de trois lobes adjacents, il s'étend dans une inclinaison relativement régulière jusqu'à 2220 m.s.m. Les deux lobes principaux (RG4b,c) sont marquées par la présence d'une légère dépression longitudinale. Celle-ci pourrait refléter la perte d'un certain volume de glace par rapport à la phase d'activité (de mise en place) du glacier rocheux. Le front n'est pas exces-

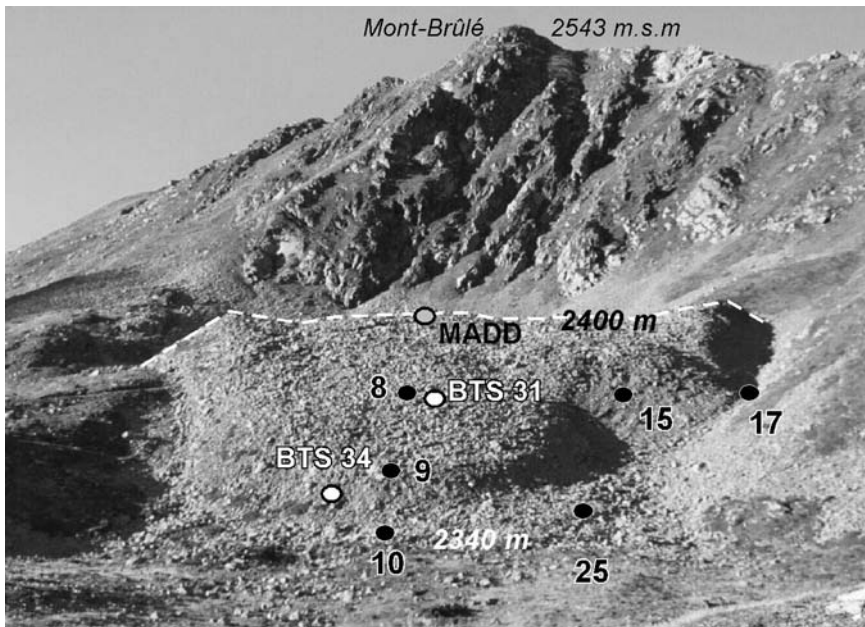


Fig. 8.16 La langue terminale du rocheux des Savoires (RG1). 8-25 = UTL.

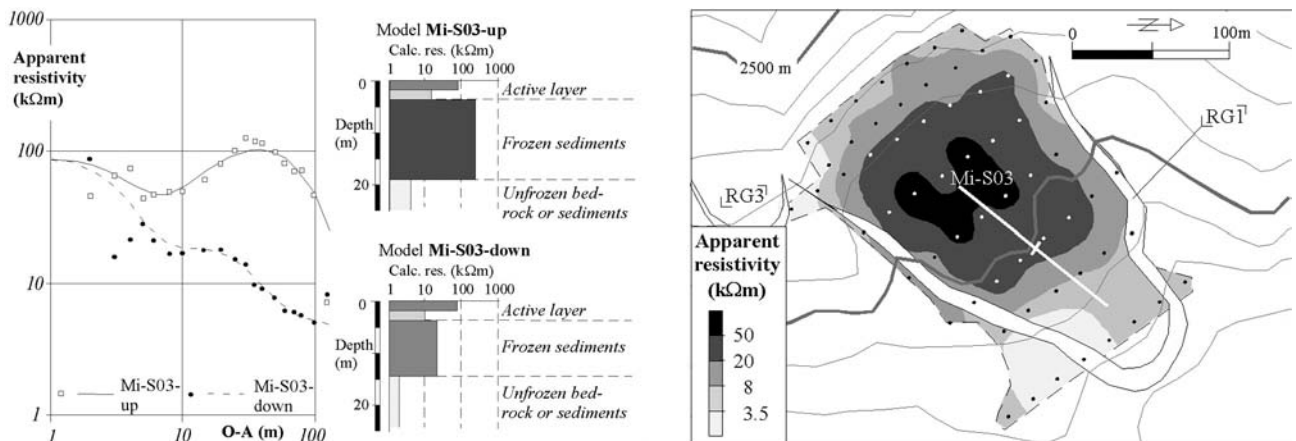


Fig. 8.17 A gauche : sondage électrique vertical Mi-S03. A droite : interpolation (krigeage) de la résistivité apparente du sol mesurée par traîné (points de mesures indiqués) (configuration Wenner, $a = 20$ m, profondeur d'investigation estimée : 8-12 m).

sivement raide, couvert de végétation (RG4a) ou composé de blocs grossiers (RG4b,c). Une ceinture de blocs double les fronts de RG4b et RG4c.

La neige peut être balayée par le vent sur RG4a durant l'hiver. RG4b et 4c sont par contre protégés et la présence de blocs émergeant de la couche de neige au moment de la réalisation des BTS n'a que rarement pu être constatée.

Plusieurs sondages électrique verticaux ont été réalisés au centre des lobes RG4a (Mi-S02, DELALOYE & MORAND 1997) et RG4b (Mi-S04, 05 et 06) (fig. 8.18). Mi-S04 est un sondage longitudinal réalisé en 1995 (DELALOYE & MORAND 1997). Mi-S06 a été effectué approximativement au même emplacement en 1997, mais dans une direction inclinée de 30° vers RG4a. Mi-S05 est parallèle à Mi-S06. Il est situé 40 m à l'amont de ce dernier et parcourt les racines de RG4b. La branche aval de Mi-S05 permet de mettre en évidence la présence, au-dessous d'une couche active d'environ 5 m, d'un corps probablement gelé dont la résistivité est de l'ordre de 50 kΩm et l'épaisseur d'une quinzaine de mètres. Pour tous les autres sondages, la présence d'un corps d'épaisseur com-

parable, mais dont la résistivité n'atteindrait que 10-20 kΩm, ne peut être exclue. On en déduit sur la base de Mi-S05-up que la présence de sédiments gelés est localement probable, mais que les sondages n'ont pas permis de déterminer ni leur extension, ni leur homogénéité.

Une campagne BTS réalisée spécifiquement sur cette formation en mars 1999, avec un maillage de points resserré, a montré l'extrême variabilité spatiale des valeurs mesurées, la présence de températures très froides dans les axes déprimés des trois lobes du glacier rocheux, ainsi que des températures proches de 0°C sur les zones élevées ou de morphologie convexe (cf. 3.2.3, fig. 3.4).

8.4.2 Variations spatiales interannuelles des mesures BTS

La répétition d'un échantillon de mesures BTS (explications, cf. 3.2.4.1) provenant en grande partie des deux glaciers rocheux RG1 et RG4b (fig. 8.19 gauche) permet d'établir les constats que, mises à part les variations globales qui se produisent d'une année à l'autre (cf. fig. 3.5) :

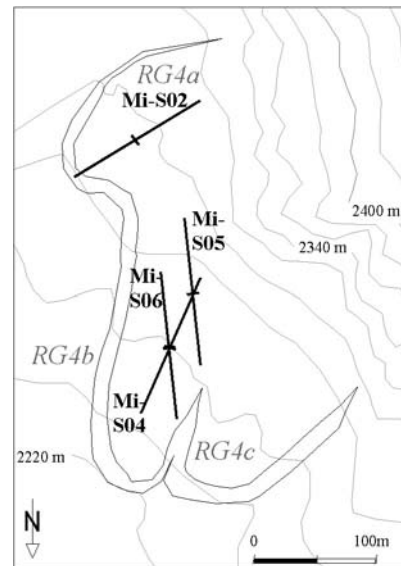
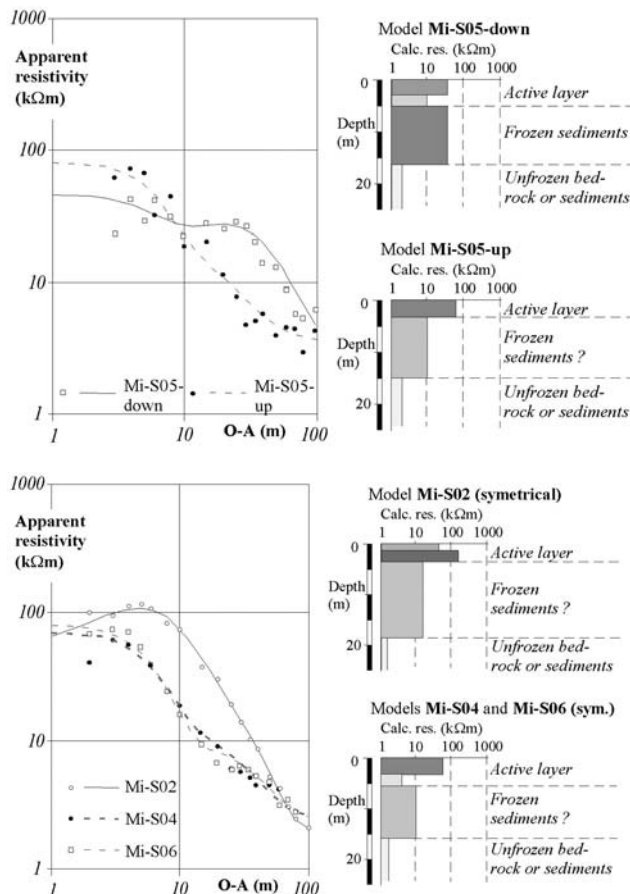


Fig. 8.18 Les sondages électriques verticaux réalisés sur RG4a (Mi-S02) et RG4b (Mi-S04, 05 et 06).

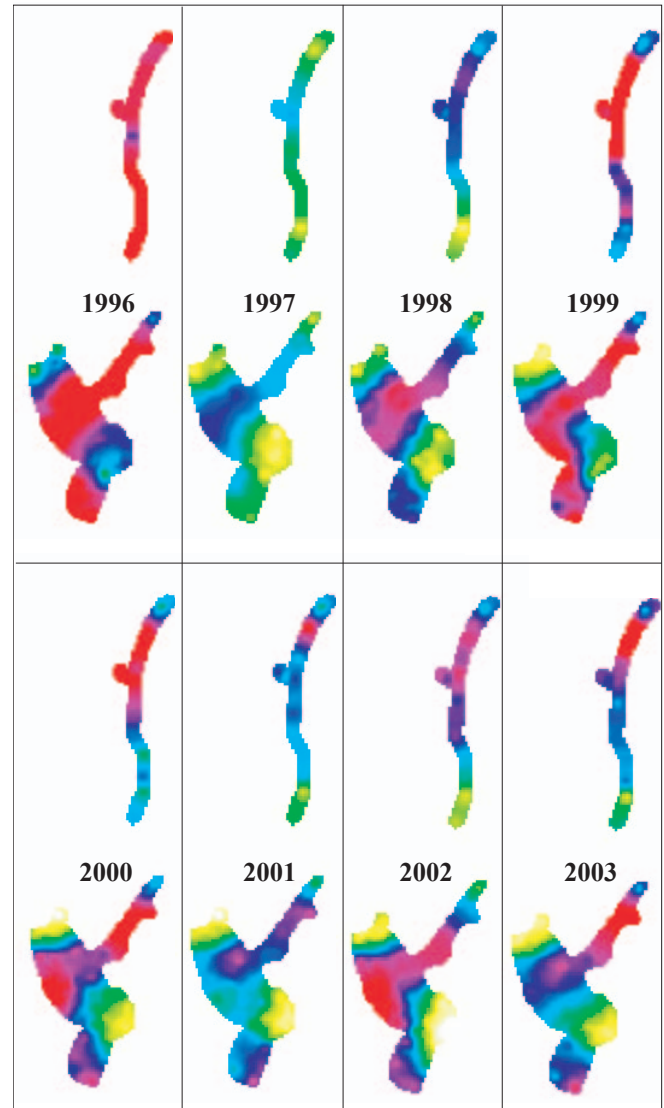
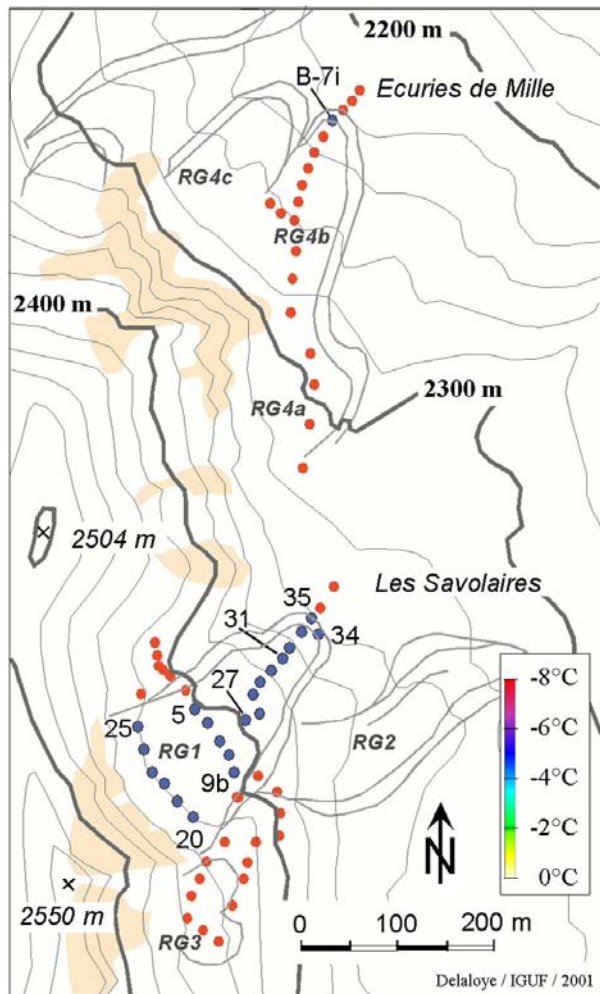


Fig. 8.19 A gauche : localisation des mesures BTS (points rouges et bleus). A droite : interpolation (linéaire) des mesures BTS de 1996 à 2003 (légende à gauche).

- les zones qui sont assez souvent les plus froides (partie terminale de RG1 et RG4b) sont celles où la géoélectrique n'a pas révélé la présence de corps de résistivité élevée;

- la répartition relative des températures à la surface des glaciers rocheux n'est pas identique chaque année. En effet, on remarque notamment que la partie frontale de RG1 est plus froide que la zone supérieure (fig. 8.19 droite). Ceci n'est pas le cas lors de chaque cam-

pagne de mesure et la langue terminale de RG1 peut même être plus chaude que la partie supérieure du glacier rocheux, comme en 1997 par exemple.

La réalisation d'un profil longitudinal le long de RG1 permet de mettre en évidence plus clairement ces différences (fig. 8.20). Deux types de comportement se distinguent : les années où la zone frontale est plus froide que la partie plus à l'amont du glacier rocheux et les années où elle ne l'est pas. Quelle peut en être la cause ?

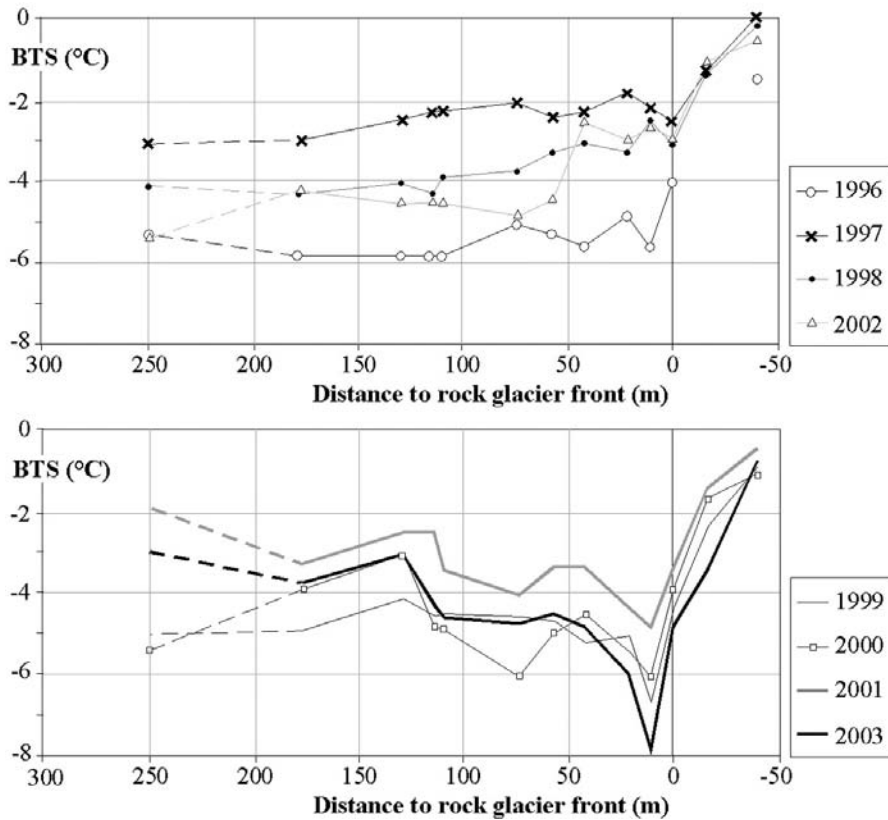


Fig. 8.20 Profils BTS longitudinaux annuels sur le glacier rocheux des Savoires (RG1). En haut, les années où la zone frontale n'est pas plus froide que la partie amont; en bas, les années où elle est plus froide. BTS 35 correspond à la distance 0. A 180 m, la valeur est la moyenne des BTS 6 à 9, à 250 m la moyenne des BTS 21 à 24 (localisation fig. 8.19).

8.4.3 Dépendance des BTS vis-à-vis de la température de l'air durant l'hiver

Nous avons vu en particulier sous 3.5.3.3 que le refroidissement hivernal du sol peut être lié à la manière dont se produit l'enneigement du site tout comme à la température moyenne de l'air durant les premiers mois de l'hiver (novembre-décembre). Sur les glaciers rocheux de l'Alpage de Mille, ce second paramètre peut être supposé comme primordial étant donné que la nature très grossière du terrain empêche le plus souvent la fermeture complète du manteau neigeux avant le courant du mois de décembre. Par conséquent, des échanges d'air directs entre le sol et l'atmosphère sont facilités durant cette première période de l'hiver et dépendent du contraste de température entre l'intérieur du sol et l'extérieur.

Par ailleurs, si un mouvement d'air ascendant (de type *effet de cheminée*) se produit dans le glacier rocheux, une période de temps froid précédant la date de la campagne de mesures BTS pourrait avoir comme conséquence le refroidissement de la partie basse de l'accumulation sédimentaire par aspiration d'air au travers de la couche de

neige. Les données de 2003 parlent en faveur de ce processus. En effet, les températures très froides obtenues au front de RG1 et RG4 ont été mesurées après un mois de février particulièrement froid (voir par exemple fig. 8.12).

Afin de vérifier si les deux causes qui viennent d'être envisagées ont un effet sur la structure de la répartition spatiale des BTS sur les glaciers rocheux de l'Alpage de Mille, les valeurs BTS mesurées ont été comparées pour chaque emplacement avec des variables décrivant la température moyenne de l'air durant la première partie de l'hiver et durant le mois qui précède les campagnes de mesures. La station MADD enregistre la température de l'air depuis l'automne 1997. Les données nécessaires pour les hivers 1995/96 et 1996/97 ainsi pour certaines brèves périodes où les données sont incomplètes ont été reconstruites par régression linéaire à partir des données de la station de Réchy (2795 m.s.m.). En raison des particularités locales différentes du régime thermique de l'air à Réchy et à Mille (cf. 5.2.2), les équations de régression ont été définies mensuellement par comparaison des données disponibles pour les deux stations. Les coefficients

de corrélation (r) obtenus entre les séries pluriannuelles de mesures BTS réalisées sur RG1 et les variables de température de l'air sont reportées dans le tableau 8.1. Sans que les coefficients de corrélation soient nécessairement significatifs, il est cependant possible d'établir les constats suivants :

(a) **Dans la partie haute de RG1, au pied des éboulis liant le glacier rocheux au versant du Mont-Brûlé :**

Il existe **une corrélation systématique**, parfois excellente (BTS 24, fig. 8.21), entre les valeurs BTS mesurées en mars et **la température moyenne**

du mois de décembre ou de la période novembre-décembre. Les séries BTS montrent également toutes une **relation inverse** plus ou moins étroite (p. ex. BTS 23, fig. 8.21) avec la température moyenne du **mois d'octobre**.

(b) **Dans la partie supérieure de RG1, immédiatement à l'amont de la cassure de pente :**

Les BTS 5, 6, 8 et 9 sont également dépendantes des températures de l'air en novembre-décembre (p. ex. BTS 8, fig. 8.21) ou/et inversement corrélées à celles du mois d'octobre (BTS 6, fig. 8.21). Le meilleur résultat obtenu **pour BTS 9b** (fig. 8.21)

Tabl. 8.1 Coefficients de corrélation (r) entre les mesures BTS réalisées sur RG1 et des variables de température moyenne de l'air pour les hivers 1995/96 à 2002/03 (8 ans).

		Température moyenne de l'air								
		Octobre	15oct.-15déc.	Novembre	Décembre	Nov-Déc.	Nov-15déc.		30 jrs précédents	20 jrs précédents
BTS	EBOULIS-RACINES DE RG 1 (2430 m.s.m.)									
20		-0.17	0.46	0.54	0.54	0.70	0.59		0.21	0.09
21		-0.49	0.41	0.34	0.95	0.82	0.65		0.06	0.01
22		-0.44	0.43	0.34	0.90	0.79	0.67		0.15	0.11
23		-0.79	0.11	0.30	0.77	0.74	0.59		0.31	0.41
24		-0.61	0.09	0.08	0.99	0.68	0.33		-0.25	-0.19
25		-0.71	-0.29	-0.06	0.66	0.37	-0.01		0.07	0.35
	ZONE SUPERIEURE DE RG 1 (2405 m.s.m.)									
9b		0.00	0.23	-0.19	0.29	0.05	0.17		-0.25	-0.49
9		-0.66	0.15	0.05	0.69	0.47	0.45		0.35	0.42
8		-0.13	0.67	0.42	0.58	0.64	0.78		0.32	0.09
7		-0.30	0.19	-0.01	0.03	0.01	0.32		0.78	0.71
6		-0.73	-0.23	-0.37	0.44	0.03	0.02		0.11	0.25
5		-0.55	0.00	-0.33	0.53	0.11	0.17		-0.02	-0.02
	LANGUE DU RG 1 (2400-2340 m.s.m.)									
27		-0.62	0.22	0.04	0.63	0.42	0.46		0.37	0.31
28		-0.52	0.32	0.09	0.64	0.46	0.56		0.57	0.53
29		-0.53	0.18	0.03	0.47	0.32	0.42		0.69	0.74
30		-0.41	0.06	0.08	0.42	0.32	0.27		0.55	0.71
31		-0.43	0.24	0.19	0.42	0.39	0.47		0.77	0.82
32		0.04	0.51	0.33	0.00	0.22	0.60		0.90	0.81
33		0.12	0.27	0.14	-0.17	-0.01	0.30		0.83	0.83
34		0.25	0.34	0.24	-0.32	-0.04	0.33		0.90	0.84
35		0.18	0.40	0.19	-0.21	-0.01	0.40		0.91	0.80

Le coefficient maximal obtenu pour chaque point de mesure BTS est indiqué en noir s'il est positif, en rouge s'il est négatif. Les coefficients positifs supérieurs à 0.7 sont indiqués en saumon, les coefficients positifs compris entre 0.5 et 0.7 en jaune, les coefficients négatifs (inverses) inférieurs à -0.5 en rose.

est une **dépendance inverse de la température de l'air durant les 20 jours ayant précédé les mesures**. Quant à **BTS 7** (fig. 8.21), les valeurs mesurées sont **directement liées à la température de l'air durant le mois précédant** les relevés.

(c) *Sur la langue terminale de RG1, à l'aval de la rupture de pente :*

On observe vers l'aval une **transition progressive** entre des points où les mesures BTS semblent dépendantes des variables de température de l'air du début de l'hiver et des emplacements où la température du sol relevée au début mars n'est à l'évidence **dépendante que de la température de l'air durant le mois précédent** (p. ex. BTS 31 et 34, fig. 8.21). Au front de RG4b, les mesures BTS sont également dépendantes de la température de

l'air durant le mois précédent (p. ex. BTS B-7i, fig. 8.21).

Cette analyse permet de distinguer deux groupes d'emplacements de mesures BTS :

- (I) celui où les valeurs BTS sont dépendantes de facteurs de température de l'air du début de l'hiver;
- (II) celui où ces valeurs sont dépendantes de la température de l'air durant le mois précédent l'acquisition des données.

Le groupe I est localisé dans les deux tiers supérieurs du glacier rocheux, secteur qui est également caractérisé par une morphologie relativement plane. Le groupe II se retrouve principalement (excepté BTS 7 et 9b) dans la zone frontale du glacier rocheux.

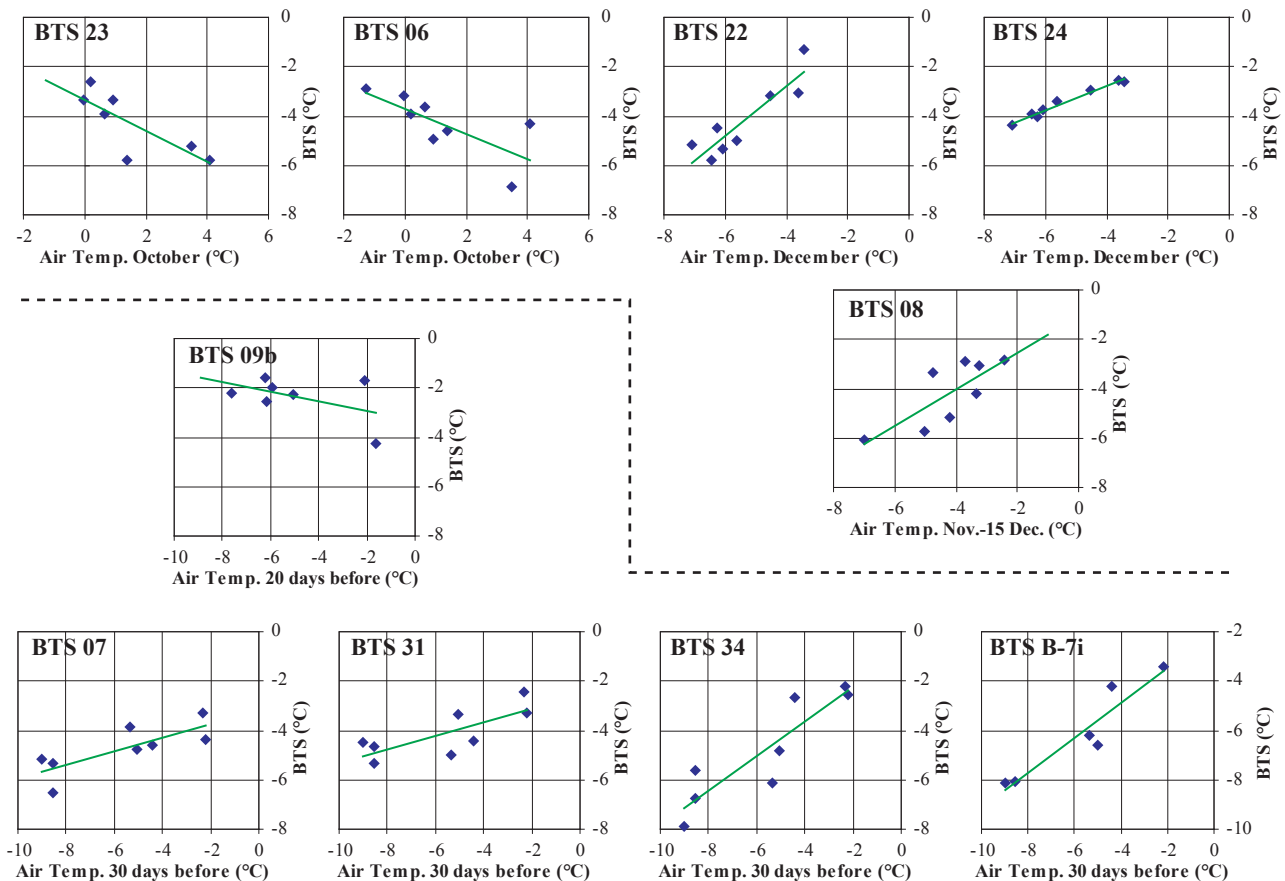


Fig. 8.21 Comparaison entre les valeurs BTS mesurées entre 1996 et 2003 et la variable de température moyenne de l'air avec laquelle le coefficient de corrélation est le plus élevé (cf. tabl. 8.1) : pour les emplacements de mesure placés au-dessus de la ligne tiretée, les valeurs BTS varient d'une année à l'autre soit à l'inverse de la température moyenne de l'air en octobre, soit en dépendance directe de la température de l'air en (novembre-)décembre; au-dessous de la ligne, les valeurs BTS annuelles dépendent directement (ou inversement, pour BTS 09b) de la température moyenne de l'air durant les 20-30 jours précédant la mesure. Localisation des BTS, fig. 8.19.

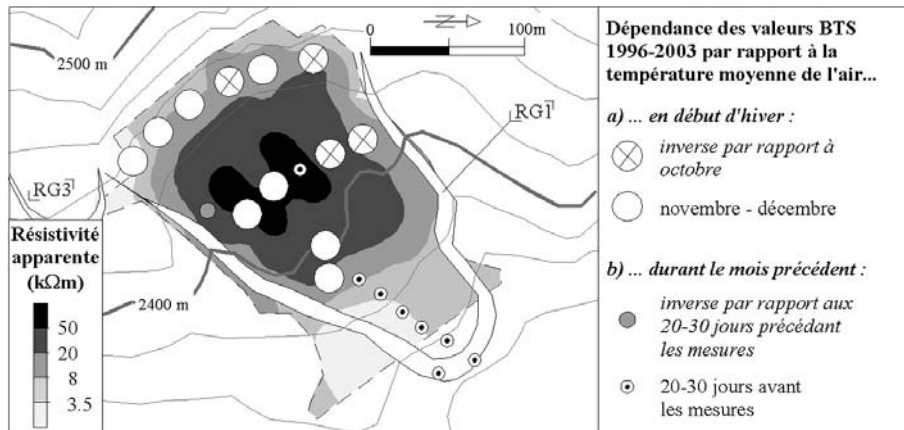


Fig. 8.22 Comparaison entre résistivité apparente du sol (cf. fig. 8.17) et meilleure corrélation des valeurs BTS 1996-2003 avec la température moyenne de l'air durant des périodes antérieures de l'hiver.

Lorsqu'on compare les résultats obtenus avec la carte de répartition des résistivités apparentes du sol (fig. 8.22), on constate également une bonne correspondance entre les deux types d'informations : les points BTS appartenant au premier groupe coïncident avec les zones de résistivité élevée, alors que la plupart des autres points sont situés dans la partie du glacier rocheux où les résistivités sont faibles, indicatrices de l'absence probable de sédiments gelés.

8.4.4 Interprétation des résultats

En raison de l'imprécision des mesures BTS, tant au niveau spatial (+/- 10 m) qu'au plan des valeurs obtenues (+/- 0.5°C), et de l'influence que peut avoir le gradient thermique du manteau neigeux (cf. 3.3.6) (+/- 1.5°C environ entre température du sol et BTS), le fait que des dépendances significatives aient pu être déterminées entre les BTS et la température moyenne de l'air durant une phase précédente de l'hiver (p. ex BTS 22, 24, 34, B-7i, fig. 8.21) est tout de même inattendu. Ces dépendances démontrent la **régularité interannuelle des processus d'échange thermique qui se produisent entre l'air extérieur et le glacier rocheux durant l'hiver**. Ce constat est également attesté par l'homogénéité spatiale des résultats.

8.4.4.1 Groupe I, zone supérieure du glacier rocheux

A l'exception des deux points BTS 7 et 9b, toute la partie supérieure du glacier rocheux indique une dépendance de la température du sol au mois de mars avec celle de l'air durant la première partie de l'hiver (octobre-novembre-décembre), soit avec la période de mise en place du manteau neigeux. Pour la plupart des points,

les variations interannuelles des valeurs BTS sont caractérisées par une dépendance inverse plus ou moins forte vis-à-vis de la température de l'air en octobre : plus octobre a été chaud, plus la température du sol en mars est froide. Quelle est la signification de ce lien ? Il s'avère que la température moyenne du mois d'octobre semble étroitement liée à la date d'enneigement (fig. 8.23a) : on observe en effet à Mille, de 1998 à 2002, qu'une température moyenne élevée (signifiant probablement la prédominance de situations de haute pression et donc d'un temps sec) correspond à un enneigement tardif ; à l'inverse, des températures basses (caractéristiques des périodes de mauvais temps) coïncident avec un enneigement qui tend à être précoce. **Une relation inverse avec octobre démontrerait donc l'influence de l'enneigement sur l'intensité de la perte de chaleur du sol en début d'hiver, un processus considéré comme typique** (cf. 3.2.1).

Nous avons également constaté au Ritord (cf. 3.5.3.3), ces dernières années, une surprenante relation entre la date d'enneigement et la température moyenne de l'air en (novembre-)décembre, un enneigement tardif étant suivi de mois plutôt froids. En dépit d'un échantillon restreint à 5 années, cette correspondance semble se retrouver à Mille (fig. 8.23b). Elle pourrait expliquer les valeurs élevées des coefficients de corrélation que l'on retrouve souvent entre BTS et température moyenne de l'air durant le mois d'octobre (coefficients négatifs) - étroitement liée à la date d'enneigement - et simultanément entre BTS et température de l'air durant le mois de décembre.

On peut en conclure que dans la partie supérieure du glacier rocheux des Savolaires le régime thermique du sol est essentiellement influencé par des échanges de chaleur verticaux entre le sol et l'atmosphère dont l'intensité

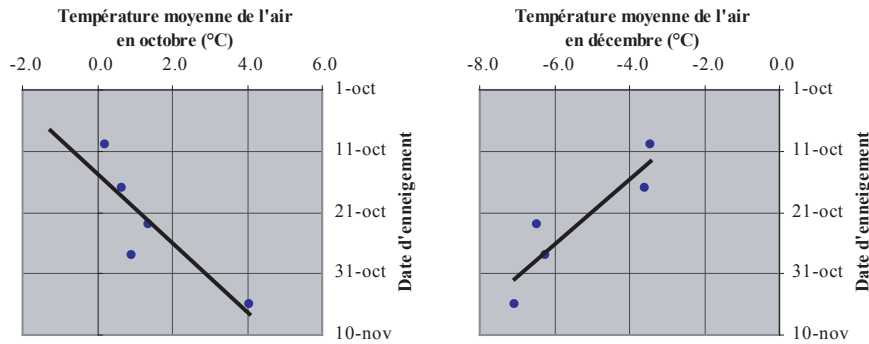


Fig. 8.23 Comparaison de la date d'enneigement sur le glacier rocheux des Savolaires et la température moyenne de l'air en octobre (à droite) et en décembre (à gauche). La date d'enneigement a été déterminée pour 1997, 1999 à 2002 sur la base des modifications de l'albédo déterminées à la station MADD (cf. 5.3.3.1). Ont été retenues les dates correspondant au premier enneigement qui n'a pas été suivi par une période sans neige de plus de 5 jours.

dépend des caractéristiques de mise en place du manteau neigeux et de la température de l'air durant la période initiale de l'hiver (novembre-décembre), comme observé par exemple sur le glacier rocheux de Gruben par HAE-BERLI 1985. La dépendance vis-à-vis des températures de l'air du début de saison (novembre-décembre) exclut une influence prépondérante des conditions météorologiques ayant cours plus tard dans la saison et démontre, dans ce secteur du glacier rocheux, la prédominance de circulations d'air convectives uniquement limitées à la couche active (cf. 2.2). Cette caractéristique pourrait être liée à la morphologie plane de cette zone du glacier rocheux qui n'est guère propice à une circulation d'air de grande ampleur, ainsi qu'à la présence d'un volume conséquent de glace en profondeur, limitant de possibles déplacements d'air à la seule couche superficielle de blocs.

8.4.4.2 Groupe II, principalement zone terminale du glacier rocheux

Au front du glacier rocheux, mais aussi au niveau du point BTS 7, la dépendance directe entre température de l'air en février et température du sol en mars montre qu'il se produit :

- un refroidissement marqué du sol durant les périodes de temps froid, qui ne se produit que localement (BTS 7) dans la partie supérieure du glacier rocheux; ce refroidissement peut être considéré comme consécutif à un mouvement d'air ascendant dans le glacier rocheux, qui provoque l'aspiration d'air extérieur au travers de la couche de neige dans la partie inférieure de la formation;

- une tendance au réchauffement du terrain durant les périodes de temps doux (p. ex. en 2002, fig. 8.20, voir aussi fig. 8.25 pour Mi-L09 et Mi-L10, deux capteurs placés au front de RG1, localisation fig. 8.16). L'hypothèse avancée serait l'absence de ventilation dans le glacier rocheux durant ces périodes. Le réchauffement de la surface du sol pourrait alors être provoqué par des échanges de chaleur verticaux entre la profondeur de la formation et la surface, flux de chaleur favorisés par l'absence de glace obturant les pores et permettant la convection d'air jusqu'à grande profondeur (cette seconde partie de l'hypothèse ne semble pas cependant pas plausible pour BTS 7).

Quel est le mode de circulation de l'air dans le glacier rocheux par temps froid ? S'il y a ascendance d'air relativement chaud, son effet devrait pouvoir s'observer quelque part dans la partie haute du glacier rocheux par des températures du sol qui tendraient alors à s'élever. Au point BTS 09b, la relation inverse qui semble lier les valeurs mesurées et la température de l'air en «février» pourrait indiquer l'existence d'un tel processus dans les marges de la zone supérieure du glacier rocheux. Il est également possible d'envisager une circulation d'air profonde se produisant sous le corps gelé du glacier rocheux (cf. 8.1.3). Dans ce cas, l'influence de remontées d'air relativement chaud devrait s'observer à l'extrémité supérieure du glacier rocheux. Les données relevées par le capteur Mi-S02 (localisation fig. 8.15), situé un peu à l'amont de la ligne BTS 20-25 (fig. 8.19), pourraient indiquer le fonctionnement d'un tel mécanisme (fig. 8.24). En effet, durant l'hiver, la température du sol ne connaît le plus souvent une baisse que lorsque la tem-

pérature de l'air extérieur est élevée, donc - si l'on soutient l'hypothèse d'une circulation d'air ascendante - que lorsque celle-ci n'a pas lieu.

8.4.5 Conclusions

Les observations faites à Mille ne révèlent que des **indices de fonctionnement d'un mécanisme de ventilation interne ascendante par temps froid hivernal**. Le mode de circulation de l'air n'est cependant pas encore compris ici dans tous ses détails. L'existence d'un tel phénomène peut cependant être admise. Ce mécanisme **s'additionne aux particularités des échanges de chaleur dans une couche superficielle constituée uniquement de blocs** (*Balch effect*, isolation estivale, cf. 8.1.1) pour contribuer, **dans une mesure qui reste à déterminer**, à favoriser le refroidissement de glaciers rocheux inactifs, voire fossiles, et **participer au maintien à long terme du pergélisol qui s'y trouve**. En cas de ventilation interne, le facteur de refroidissement du sol (et de parties du glacier rocheux) serait, comme dans les ébou-

lis de basse altitude, l'intensité et la durée des périodes de temps froid durant l'hiver, indépendamment de la hauteur de neige présente.

La phase ascendante d'un *effet de cheminée* explique probablement les résultats des mesures BTS obtenus sur RG4 en 1999 (cf. fig. 3.4). Cette année-là a en effet connu un mois de février très froid, qui a provoqué un fort refroidissement de la partie frontale de RG1 (fig. 8.15) tout comme celle de RG4b. Des ascendances d'air se seraient produites dans différentes parties du glacier rocheux, avec comme conséquence d'élever les températures dans tous les points hauts du glacier rocheux et de refroidir les parties basses - et surtout inférieures - des lobes constituant cette formation. En conclusion, dans RG1 comme dans RG4, **ce ne semble pas être un écoulement gravitaire d'air froid qui abaisse les températures dans les parties inférieures ou déprimées du glacier rocheux, mais au contraire une ascendance d'air «chaud» qui y contribuerait en facilitant la pénétration d'air froid au travers du manteau neigeux.**

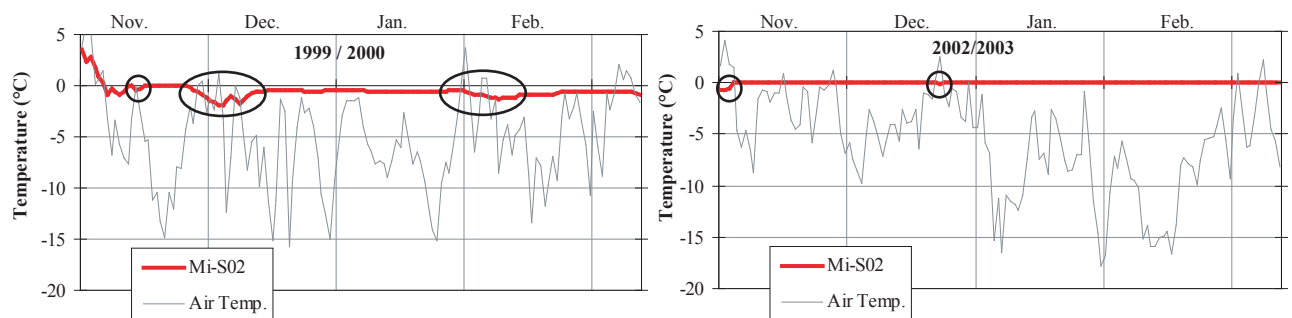


Fig. 8.24 Evolution hivernale (1 novembre – 15 mars) de la température du sol (moyenne journalière) dans la partie supérieure des éboulis situés à l'amont des racines du glacier rocheux et température de l'air. Exemples de 1999/2000 et 2002/2003 : des refroidissements de la température du sol (cercles) n'ont généralement lieu que lorsque la température de l'air est élevée !

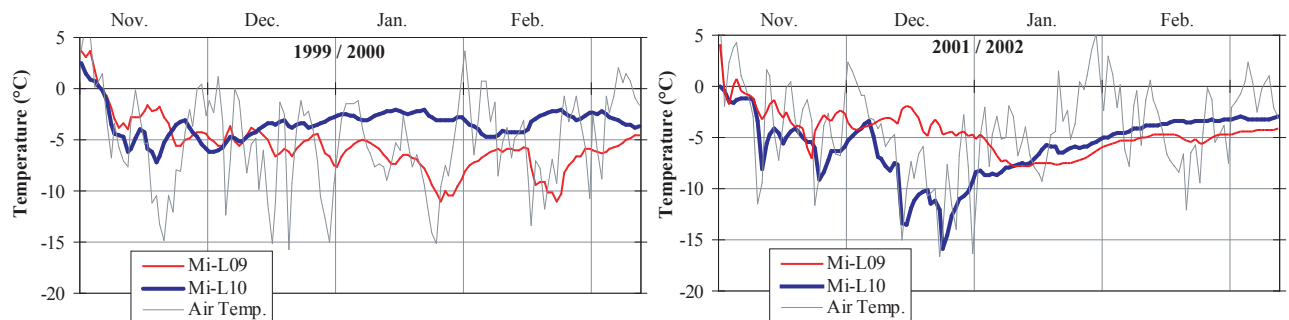


Fig. 8.25 Evolution hivernale (1 novembre – 15 mars) de la température du sol (moyenne journalière) au sommet (Mi-L09) et au pied (Mi-L10) du front de RG1 et température de l'air. Exemples de 1999/2000 et 2001/2002.

Le fait qu'il semble n'y avoir que peu ou pas de glace dans les zones qui se refroidissent le plus en hiver est, comme au Creux du Van ou aux Lapires, un constat surprenant qui doit encore être expliqué. On ne remarque pas non plus (pour l'instant) de sorties d'air froid en été dans la partie frontale des formations périglaciaires de l'Alpage de Mille (ce qui ne veut pas dire qu'il n'y en ait pas) qui indiquerait l'existence durant l'été d'un drainage gravitaire de l'air froid contenu dans les glaciers rocheux.

De nombreuses données de température du sol sont encore disponibles pour l'Alpage de Mille (10 à 30 emplacements de mesure depuis 1997), mais elles doivent encore être analysées en détail. Peut-être fourniront-elles des compléments intéressants permettant de mieux comprendre les circulations d'air qui se produisent au sein des glaciers rocheux. La figure 8.25 illustre, à titre d'exemple, les comportements thermiques hivernaux du sol enregistrés par les capteurs Mi-L09 et Mi-L10 placés respectivement au sommet et au pied du front de RG1 (cf. fig. 8.16). Les variations de température mesurées montrent que les processus sont certainement beaucoup plus complexes que ce que laisse penser l'analyse des mesures BTS. Durant la première moitié de l'hiver 2001/02, le régime thermique inverse que l'on peut constater est typique d'un mouvement ascendant de l'air : le pied du front se refroidit en lien avec la température de l'air extérieur, alors que dans le même temps le sommet du front se réchauffe. Ceci indiquerait l'existence d'un mouvement de convection limité au bastion frontal de la formation. L'affaire se complique lorsque l'on observe ce qui s'est produit durant l'hiver 1999/2000. On constate tout d'abord bel et bien le fonctionnement du même processus qu'en 2001/02 jusqu'à fin novembre, mais ensuite un renversement complet du système ! Ce phénomène est difficile à comprendre et **démontre la complexité des processus qu'il reste encore à déceler et expliquer.**

8.5 CONCLUSIONS SUR LE FONCTIONNEMENT D'UN EFFET DE CHEMINÉE DANS LES ÉBOULIS D'ALTITUDE ET LES GLACIERS ROCHEUX INACTIFS/FOSSILES

Les observations et les mesures réalisées dans les éboulis d'altitude et les glaciers rocheux de l'Alpage de Mille montrent que **la phase ascendante d'un effet de cheminée**, refroidissant la partie basse d'une accumulation sédimentaire, **peut aussi se produire à haute altitude**, dans la marge inférieure du domaine du pergélisol

discontinu, et qu'un **épais manteau neigeux n'empêche pas le système de fonctionner.**

La **formation de dépressions** dans le manteau neigeux hivernal **après une période de temps froid** (Petit Mont Rouge, cf. 8.2.3) et, surtout, un **comportement thermique du sol inverse de celui de l'air extérieur** (Lapires, cf. 8.3.3; Mi-L02, fig. 8.24) sont de possibles indices attestant que la **partie supérieure** d'un terrain est soumise à un *effet de cheminée*. L'ouverture de **fenêtres de fonte de neige précoce** au printemps (Tita Neire, cf. 8.2.1) est également un indice possible, mais qui demeure discutable en raison des importants déplacements potentiels de neige qui peuvent intervenir à haute altitude (cf. 8.2.1, fig. 8.2). Dans la **zone inférieure**, c'est avec des **refroidissements conséquents** du sol qu'il faut compter lorsque le temps est froid (Mille). Les variations de températures qui s'observent à l'intérieur du sol **répondent le plus souvent immédiatement aux changements de la température de l'air extérieur.**

Au contraire des éboulis de basse altitude où le phénomène conditionne à lui seul le régime thermique annuel du sol, dans les terrains de haute altitude, il semble qu'il ne s'agisse que d'un **processus d'importance secondaire**, dont seule la phase ascendante hivernale a pu être mise clairement en évidence à ce jour. Cependant, on ne peut exclure que son existence favorise le refroidissement du sol et contribue par là à la formation ou à la préservation de pergélisol dans des lieux où son existence ne serait pas permise par un bilan d'énergie à unique composante verticale.

Aux Lapires comme à Mille, ce sont avant tout des zones de sédiments grossiers, dont certaines ne semblent pas contenir de glace, qui ont montré des signes de fonctionnement d'un *effet de cheminée*. Cependant, l'apparition de fenêtres de fonte précoce dans les éboulis calcaires de Tita Neire indiquent qu'une ventilation interne ascendante doit pouvoir se produire même au travers de matériaux plus fins.

L'influence réelle de ce mécanisme de circulation d'air (à l'échelle globale d'une formation sédimentaire) sur la répartition spatiale du pergélisol, les facteurs limitant ou favorisant le mouvement de l'air, le mode de cheminement de l'air au travers d'un corps de sédiments en partie gelé, la réversibilité du système en été ou la fréquence spatiale d'apparition du phénomène, sont autant de questions qui demeurent pour l'heure sans réponse, mais qui mériteraient à l'avenir qu'on s'y attarde.

4ÈME PARTIE

CONCLUSIONS GENERALES ET DEVELOPPEMENTS SOUHAITABLES

Cette dernière partie propose une brève réflexion générale sur les résultats obtenus par l'étude des conditions d'existence du pergélisol de montagne en zone marginale. Cette réflexion est basée sur les conclusions évoquées dans les chapitres précédents, conclusions qui ne sont pas reprises intégralement dans cette 4^{ème} partie.

9. CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET PERSPECTIVES

Les conclusions auxquelles permet d'aboutir cette recherche se regroupent selon deux thèmes : le premier a trait à des aspects d'ordre géomorphologique (9.1), le second s'attache à des questions méthodologiques (9.2). Elles sont synthétisées en 5 points essentiels dans la section 9.3. Finalement, plusieurs options de recherche qu'il serait souhaitable d'encourager à l'avenir sont proposées (9.4).

9.1 SUPERPOSITION DE DEUX MODES DE RÉPARTITION SPATIALE DU PERGÉLISOL DANS L'ENVIRONNEMENT ALPIN

Les résultats obtenus soutiennent l'hypothèse formulée au début du travail (cf. 1.2), à savoir la superposition, dans un environnement alpin, d'un mode de répartition spatiale **typique** du pergélisol résultant essentiellement du bilan d'énergie vertical (une dimension), aussi complexe soit-il (9.1.1), et d'un mode de répartition spatiale **atypique**, influencé en grande partie par une composante advective du bilan d'énergie (9.1.2). Deux processus générant ou ayant généré une répartition atypique du pergélisol dans des dépôts sédimentaires non-consolidés ont pu être mis en évidence : les **effets de l'avancée glaciaire historique** (multiphasique ?) du Petit Age Glaciaire (PAG) et la **circulation d'air interne**, de type «effet de cheminée» ou «tube à vent». D'autres mécanismes envisageables (p. ex. circulation d'eau) pourraient aussi conduire à la présence ou à l'absence atypique de pergélisol. Ils n'ont cependant pas été abordés dans le cadre de cette recherche.

9.1.1 Répartition typique

Le mode de répartition spatiale typique n'a pas été traité en détail. Il correspond à la conception classique des processus gérant la présence de pergélisol, conception structurant les modèles physiques les plus récents (cf. 1.1). Le profil thermique et l'épaisseur du pergélisol sont directement liés aux conditions climatiques en vigueur à la surface et leur évolution en est étroitement dépendante. Les variations de température du pergélisol se produisent néanmoins avec un temps de réponse qui s'accroît et une amplitude qui s'atténue en fonction de la profondeur (cf. 2.3). A proximité de la surface interviennent par ailleurs des paramètres (ou facteurs) provoquant un écart de température annuel moyen («décalage thermique») entre l'air extérieur et le toit du pergélisol, pouvant atteindre plusieurs °C (cf. 2.2). Ces paramètres sont notamment d'ordre topographique (orientation et inclinaison du terrain, exposition au vent), liés aux conditions d'enneigement (épaisseur, constitution, durée), à la nature de la surface du sol (rugosité, albédo, aération, couverts pédologique et végétal, etc.) et aux caractéristiques de la couche active (porosité, humidité, conductivité thermique, convection d'air, etc.). Le pergélisol des zones rocheuses et celui des glaciers rocheux actifs peuvent être considérés comme représentatifs d'une situation typique, même si dans ce second cas, le fluage des sédiments gelés peut contribuer à une certaine atypicité de la répartition spatiale du pergélisol (cf. 2.4, distinction à établir dans un glacier rocheux entre zone d'incorporation possible de glace et zone de seule préservation).

La probabilité d'existence d'un pergélisol «typique», tout comme son épaisseur, augmente en proportion de l'élévation d'altitude et de la diminution du rayonnement solaire incident. Toutefois, eu égard à la multitude de facteurs influents et à leur grande variabilité spatiale, le potentiel de discontinuité de la répartition spatiale «typique» du pergélisol est élevé et, en dépit de l'utilisation de modèles de plus en plus sophistiqués, seule une estimation grossière de cette répartition est possible, difficile par ailleurs à vérifier.

Il y a lieu pour terminer de tenir compte, comme le montrent les profils thermiques relevés dans tous les forages profonds réalisés dans les Alpes (cf. 2.3), que l'état thermique actuel (dernière décennie) du pergélisol n'est **pas en équilibre** avec les conditions climatiques en vigueur à la surface du sol. Un réchauffement se produit.

9.1.2 Répartition atypique

Au moins trois types de situations dans lesquelles la répartition spatiale du pergélisol peut être considérée comme atypique se distinguent :

9.1.2.1 Environnement proglaciaire (cf. chap. 6)

Dans un environnement proglaciaire historique, le positionnement des corps de pergélisol est en grande partie **hérité** de la période de crue glaciaire du PAG, même si leur origine peut être beaucoup plus ancienne. Le **pergélisol** n'est le plus **souvent présent qu'en ceinture de la zone d'extension glaciaire maximale** et différents types de glace (congélation dans le sol ou glace d'origine glaciaire, cf. 2.5) coexistent. En raison du retrait considérable des glaciers, les **processus** thermiques et mécaniques (cf. 6.5) ayant conduit à cette répartition du pergélisol sont désormais **inopérants**. D'innombrables questions restent cependant ouvertes quant à l'ampleur et l'efficacité qu'ont pu avoir ces processus. En particulier, quelle a été la capacité pour des petits glaciers de déplacer (et/ou déformer) des masses de sédiments gelés préexistantes (formation de moraines de poussée s.s.) ? **Les cas d'Aget, du Ritord, de La Paül et probablement de Lona laissent penser que des distances de déplacement importantes, dépassant nettement la centaine de mètres, ont pu être atteintes.** Ceci demeure cependant très incertain.

L'absence/présence de pergélisol dans une marge proglaciaire n'est donc pas nécessairement le résultat

d'un seul bilan d'énergie à flux verticaux ou, du moins, faut-il faire intervenir la présence antérieure du glacier dans ce bilan. La situation que l'on peut observer aujourd'hui est potentiellement en **déséquilibre** avec les conditions thermiques de surface, indépendamment de toute évolution climatique : on peut s'attendre à un **refroidissement des zones centrales et amont** des marges proglaciaires historiques (reformation de pergélisol ?) et, simultanément, à un **réchauffement de certains secteurs marginaux** donnant lieu à la fonte de pergélisol peut se produire (p. ex. Lona, Aget). Cependant, le réchauffement climatique en cours (depuis la fin du PAG) risque fort, dans une mesure indéterminée, de ralentir, voire d'empêcher le refroidissement des zones concernées par cet éventuel mécanisme et **d'intensifier la tendance au réchauffement de zones marginales.**

Par ailleurs, le retrait glaciaire a rendu possible également la mise en mouvement (**rééquilibrage gravitaire** par rétro-fluage) de volumes plus ou moins importants de sédiments gelés qui, pour la plupart, semblent avoir été déplacés et/ou déformés préalablement lors du PAG. Durant cette période, de nombreux glaciers rocheux actifs ou inactifs ont également été tout ou en partie recouverts depuis l'amont par des glaciers. De cette invasion glaciaire découlent **l'absence fréquente de pergélisol dans la zone des racines des glaciers rocheux impliqués** et **l'isolement séquentiel des corps gelés à l'aval** (il n'y a plus de lien entre la zone potentielle d'incorporation de matériaux rocheux et de glace et l'emplacement actuel des corps de sédiments gelés). Des **déformations importantes de certains glaciers rocheux** pourraient avoir été engendrées (Lona ? Becs-de-Bosson/Réchy ? Six Noir/Ritord ?), modifiant de ce fait la dynamique de ces formations. L'inactivation actuelle de la langue principale du glacier rocheux des Becs-de-Bosson par exemple, est-elle la conséquence d'une suractivation préalable provoquée par la poussée glaciaire durant le PAG ?

9.1.2.2 Eboulis avec ventilation interne (effet de cheminée) réversible selon la saison (cf. chap. 7)

Un processus de ventilation interne qui s'inverse selon la saison (parfois aussi à plus bref intervalle) peut provoquer, consécutivement à **l'aspiration d'air froid en hiver et l'expulsion d'air frais en été**, une **anomalie thermique négative du sol dans la partie basse d'un éboulis, anomalie de l'ordre de 3 à 7°C au-dessous de la température moyenne annuelle de l'air (MAAT)**. A l'inverse, une légère anomalie ther-

mique positive est générée dans la partie supérieure de l'éboulis. Ce type de ventilation, qui n'est **pas significativement entravé par la présence d'une épaisse couche de neige**, semble fréquent dans des éboulis situés au-dessous de 2000 m.s.m. environ (cf. 7.3-7.4). **Il peut générer dans certains cas la présence de pergélisol, parfois jusqu'à très basse altitude** (1200 m.s.m. au Creux du Van).

Le moteur du sur-refroidissement du système est l'élévation d'air interne relativement chaud durant l'hiver, mouvement ascendant qui provoque l'aspiration d'air froid à l'intérieur de la partie basse de l'éboulis. Ce processus fonctionne d'autant mieux que l'air extérieur est plus froid. Il permet la **constitution d'un «réservoir de froid» jusqu'à grande profondeur au sein de l'éboulis** (cf. 4.5.4). L'expulsion d'air frais en été est en grande partie consécutive au sur-refroidissement hivernal. Des processus secondaires (p. ex. évaporation d'humidité du sol à proximité de la surface) contribuent cependant à maintenir basse, voire à abaisser la température du sol dans la partie inférieure de l'éboulis lors des journées les plus chaudes de l'été. Ces **processus secondaires doivent encore être précisés**.

L'existence de pergélisol dans ce genre de terrain, qui n'est pas systématique, n'est **pas héritée** d'une période ancienne plus froide (PAG ou avant). En effet, les **processus de refroidissement sont actifs, très efficaces en hiver** et directement dépendants du gradient de température entre l'intérieur de l'éboulis et l'air extérieur. On peut donc considérer que l'état thermique de ces éboulis doit être en **équilibre** avec le climat. Ceci pourrait être confirmé ou infirmé par l'analyse dendrologique du rythme de croissance des épicéas.

En raison des particularités du processus de ventilation (lien direct et immédiat avec la température de l'air extérieur, absence d'influence significative de l'enneigement), **l'évolution de MAGST** (température moyenne annuelle du sol) **diffère considérablement de ce qui est observé dans les sites de pergélisol de haute altitude** (cf. 7.3.6). Cette évolution n'est pas liée non plus à celle de MAAT (température moyenne annuelle de l'air); elle est par contre dépendante de la rigueur de l'hiver et inversement proportionnelle à la chaleur de l'été. Cependant, en raison de la thermodynamique du système «éboulis froid ventilé» et de la complexité des processus intervenant, **MAGST n'est pas nécessairement indicatrice de l'état thermique du cœur de l'éboulis** (cf. 7.3.7).

9.1.2.3 *Eboulis ou glaciers rocheux inactifs/fossiles avec ventilation ascendante hivernale (cf. chap. 8)*

Plusieurs indices de fonctionnement de la phase ascendante du système de ventilation mis en évidence dans les éboulis de basse et moyenne altitude ont également été **décelés dans des éboulis de haute altitude** (fenêtres de fonte de neige précoce (?), figures d'affaissement du manteau neigeux hivernal, contraste de température important entre les parties basse et supérieure d'un éboulis, comportement thermique inverse de la température de l'air, etc. cf. 7.3.8, 7.5), démontrant localement l'activité de cette phase du mécanisme de circulation d'air (cf. 8.2-8.3). L'existence d'une ventilation inverse en été, avec expulsion d'air froid à la base de l'éboulis, n'a pour l'heure pas été détectée. Des observations systématiques doivent être entreprises. Des caractéristiques similaires ont été remarquées **sur des glaciers rocheux inactifs/fossiles** (cf. 8.4).

Les mesures de température du sol (éboulis des Lapires, glaciers rocheux de l'Alpage de Mille) ont montré que **l'intensité du refroidissement** causé par le mouvement ascendant de l'air au sein des accumulations sédimentaires est **plus faible qu'à basse altitude**. L'impact thermique du système de ventilation serait donc moindre et s'ajouterait simplement aux effets des processus d'échange de chaleur caractéristiques d'une situation «typique» (cf. 9.1.1). Dans le cas des éboulis, comme en ce qui concerne les glaciers rocheux inactifs/fossiles, il n'est **pour l'instant pas possible de déterminer dans quelle mesure la ventilation ascendante hivernale conditionne la présence ou l'absence de pergélisol**. Tout au plus sait-on désormais que ce type de circulation d'air existe, qu'il s'agit d'un **processus actif**, directement lié aux conditions de température de l'air extérieur (donc en **équilibre** avec le climat). Dans les deux types de situations, le **cheminement de l'air au sein des formations est encore inconnu**, bien qu'une circulation d'air profonde puisse être fortement soupçonnée (cf. 8.3.3.5, 8.4.4.2).

Ce sont **avant tout des zones de granulométrie grossière, en particulier celles où la résistivité électrique du sol en profondeur (teneur en glace ?) est plus faible, qui semblent caractérisées par le processus de ventilation**. Cette caractéristique permet de supposer qu'une fonte de la glace dans le sol pourrait s'accompagner, en raison de l'accroissement de la

porosité qui en découle, d'une intensification du processus de circulation d'air et donc de refroidissement. Selon cette hypothèse, la rétroaction serait négative et **le système tendrait à demeurer relativement stable en dépit des variations climatiques**. Cette rétroaction pourrait participer par exemple à expliquer la préservation de glace dans des **glaciers rocheux inactifs/fossiles** apparemment vieux de plusieurs milliers d'années. En effet, ces formations peuvent être considérées comme des **situations mixtes** dont la mise en place est un **héritage de la période fin Pléistocène / début Holocène** et dans lesquelles des signes (p. ex. refroidissement de la partie terminale du glacier rocheux lors de périodes de temps froid) révèlent qu'une phase de **ventilation ascendante hivernale fonctionne actuellement**. Cette dernière, très certainement absente à l'époque d'activité du glacier rocheux en raison d'une teneur en glace relativement importante, pourrait provoquer désormais un léger refroidissement de la formation et contribuer au maintien d'un pergélisol très ancien.

9.2 INTERPRÉTATION DES RÉSULTATS ET MONITORING

9.2.1 Confrontation souhaitée dans certains cas avec d'autres méthodes géophysiques

Les mesures réalisées ont avant tout porté sur des aspects thermiques (BTS, GST) et de résistivité électrique. Ces mesures se sont avérées suffisantes dans bien des situations pour estimer, semble-t-il convenablement, les caractéristiques du terrain prospecté. Elles nécessiteraient toutefois, dans un certain nombre de cas, d'être encore complétées par d'autres mesures (notamment sismiques), afin de permettre la meilleure interprétation possible. C'est le cas en particulier des éboulis de basse altitude où les mesures de température en surface et la répartition en profondeur des corps de résistivité élevée ne coïncident pas (cf. 7.3.4, 7.3.7).

9.2.2 Comparaison détaillée indispensable des mesures de température du sol avec les conditions météorologiques et nivologiques

Cette proposition peut sembler triviale, mais mérite d'être soulignée. En effet, la comparaison détaillée des mesures de températures du sol (BTS, GST, forage) avec des données météorologiques (notamment température de l'air) et nivologiques (température, épais-

seur) a permis de mettre en évidence des processus ou aspects originaux aussi divers que l'aspiration d'air froid au travers d'un manteau neigeux épais dans les éboulis de basse altitude (cf. 7.3.3-7.3.5, 7.4), l'ascendance probable d'air «chaud» durant les périodes froides de l'hiver dans la partie supérieure de la zone P10 de l'éboulis des Lapires (cf. 8.3.3), l'écart de température entre les valeurs obtenues par BTS et UTL (cf. 3.3.6), la relation souvent étroite entre la température du sol en fin d'hiver et les conditions de température de l'air et/ou d'enneigement durant l'une ou l'autre période antérieure de l'hiver (cf. 8.4.3), etc. Une bonne connaissance des conditions météorologiques et de leur lien avec des paramètres qui ne sont pas mesurés tels que la direction locale des vents, la répartition spatiale de la neige ou la qualité de la neige est également primordiale pour permettre l'interprétation de certaines mesures (cf. 3.3.4.2.a, 5.2.2).

La comparaison entre elles des conditions météorologiques et nivologiques a également révélé avec surprise les liens qui ont existé ces dernières années (1997-2002), dans la partie occidentale des Alpes Valaisannes, entre la température moyenne du mois d'octobre, la date d'enneigement et la température moyenne de la période novembre-décembre (cf. 3.3.5, 8.4.4) : un mois d'octobre froid correspond à un enneigement précoce et est suivi d'une période novembre et (surtout) décembre douce; l'inverse se produit lorsque le mois d'octobre est doux. Ces relations ont empêché de déterminer quelle a été l'importance respective de l'apparition du manteau neigeux et de la température de l'air durant la première partie de l'hiver sur la température hivernale du sol (BTS, WEqT).

9.2.3 Interprétation (semi-)qualitative des résultats

Une approche qualitative des résultats obtenus, et non pas seulement purement quantitative, a été privilégiée tout au long de ce travail. Ainsi par exemple, dans le cadre d'un sondage électrique vertical, l'analyse détaillée de l'aspect de la courbe du sondage renseigne tout autant sur la nature du terrain, si ce n'est plus, que les résistivités mesurées dans l'absolu (cf. 4.2.2-4.2.6). Une typologie de courbes d'allure caractéristique a par ailleurs pu être esquissée dans le cadre de la prospection des marges proglaciaires (cf. 6.4.1).

Il en est de même en ce qui concerne les mesures de température du sol. Les BTS ont par exemple été de préférence utilisées en vue de l'identification de particularités du régime thermique du sol plutôt que pour la prospection même du pergélisol (cf. 7.4.3, 7.4.4.1).

Une typologie basée sur les caractéristiques du comportement thermique annuel du sol et notamment sur la présence ou non de «pics de froid» hivernaux a pu être définie dans l'éboulis froid du Creux du Van (cf. 7.3.5). Elle a été confirmée sur d'autres éboulis de basse et moyenne altitude, ce qui démontre leur fonctionnement thermique comparable (cf. 7.4.2, 7.4.3.5).

Ce type d'approche (semi-)qualitative entraîne cependant une difficulté majeure : comment relater de façon neutre les résultats obtenus ? En effet, en l'absence de seuils critiques, de valeurs caractéristiques, etc., l'argumentation peut rapidement perdre de sa pertinence et une certaine part de subjectivité s'imisce inmanquablement dans l'interprétation des résultats.

9.2.4 Importance du monitoring / répétition des mesures dans le temps

Cette recherche a également démontré l'importance du monitoring ou, du moins, de la répétition régulière de mesures dans le temps. En effet, de nombreux résultats originaux proposés dans cette thèse découlent de mesures répétées ou acquises en continu durant plusieurs années. Au contraire d'une simple prospection, le monitoring ne donne pas une image figée de la situation investiguée, mais évolutive, ce qui en permet une meilleure appréciation (p. ex. 4.5, *influence de la température sur la résistivité d'un terrain gelé*). Des phénomènes variables voire opposés dans le temps se distinguent (p. ex. 8.4.5, *fig. 8.25, comportement thermique du sol au front du glacier rocheux des Savoires*) alors que d'autres processus semblent récurrents (p. ex. 8.4.3, *dépendances des BTS vis-à-vis de la température de l'air et/ou de l'enneigement durant l'hiver*).

La mise en œuvre d'un monitoring, la répétition de mesures ou d'observations dans le temps demande de la perspicacité plusieurs années durant, ainsi qu'une infinie patience. Des efforts tels que la répétition annuelle de campagnes de mesures (p. ex. 8 années de mesures BTS à Mille) peuvent paraître à première vue superflus. Cependant, après plusieurs années de suivi, des résultats auxquels personne ne s'attendait peuvent parfois être mis en évidence (cf. 8.4.3).

9.3 IMPLICATIONS GÉNÉRALES DES RÉSULTATS OBTENUS

D'un point de vue général, cinq aspects essentiels peuvent être retenus de ce travail de thèse :

- La superposition de deux modes de répartition spatiale du pergélisol démontre une nouvelle fois l'extrême complexité des processus ayant cours dans le domaine périglaciaire. Si l'importance des processus (invasion glaciaire, ventilation interne, autres ?) générant ou ayant généré une répartition atypique du pergélisol est difficile à déterminer, **ces mécanismes peuvent cependant affecter ou avoir affecté à peu près n'importe quel corps sédimentaire. Il y a lieu d'en tenir compte** notamment en vue d'une estimation fiable des effets du réchauffement climatique sur l'évolution et la répartition spatiale du pergélisol (en particulier lors des phases de validation et de calibrage d'un modèle physique sur des données de terrain).

- Les zones périglaciaires **recouvertes par des glaciers durant le PAG** sont relativement vastes et de nombreux glaciers rocheux actifs/inactifs ont été perturbés par cette crue glaciaire. **Des corps de matériaux gelés ont été déplacés et d'importants déséquilibres, autant thermiques que géométriques (gravitaires), ont été provoqués.** Dans ces terrains fortement perturbés, **les effets de l'évolution (réchauffement) du climat s'additionnent à des rééquilibrages thermiques en cours.** En particulier, ils peuvent accélérer le réchauffement du pergélisol décelable dans certains secteurs marginaux des champs proglaciaires historiques.

- **Une ventilation interne est cruciale pour permettre la présence de pergélisol dans les éboulis de basse altitude.** Ce pergélisol n'est pas nécessairement lié à un seul rayonnement solaire déficient. **Il est possible qu'une telle circulation d'air contribue également à déterminer la répartition spatiale du pergélisol dans des éboulis de plus haute altitude et à préserver des corps gelés dans des glaciers rocheux inactifs/fossiles.**

- Le fonctionnement d'une ventilation ascendante au sein d'accumulations de sédiments meubles sous un épais couvert neigeux continu, dépendant directement du contraste de température avec l'air extérieur, démontre que **le rôle isolant de la neige n'est pas systématique** et doit être remis en question. D'autre part, **le lien entre la précocité de l'enneigement, la température de l'air en début de saison hivernale et l'importance du refroidissement hivernal du sol** (BTS, WEqT, indice de gel du sol) doit être précisé.

- **Tout effort de monitoring ou de répétition de mesures doit impérativement être soutenu.** Dans cette optique, il vaut la peine de localiser aussi précisément que possible l'emplacement de toute mesure réa-

lisée, afin de s'assurer de sa reproductibilité à plus ou moins longue échéance, même si cela n'est pas l'objectif du projet dans le cadre duquel les mesures sont effectuées.

9.4 PERSPECTIVES ET DÉVELOPPEMENTS FUTURS

Cette recherche a démontré l'existence d'une répartition atypique du pergélisol dans un environnement alpin. De nombreuses questions demeurent cependant pendantes concernant le fonctionnement précis des processus en vigueur et l'évolution de ce type de pergélisol.

9.4.1 Réalisation de forages

Que ce soit dans des marges proglaciaires historiques, dans des éboulis (de toute altitude) ou des glaciers rocheux inactifs ou fossiles, la réalisation de forages doit être encouragée. A ce jour, ceux-ci sont pour très peu nombreux dans ces types de terrain. L'instauration d'un suivi du comportement thermique du sol en profondeur permettrait de préciser les processus d'échange de chaleur qui s'y déroulent et de connaître à plus ou moins long terme l'évolution du pergélisol.

9.4.2 Monitoring de l'évolution thermique et géométrique du pergélisol dans les marges proglaciaires

Dans les marges proglaciaires historiques, tous les processus ayant conduit à la répartition spatiale actuelle du pergélisol ne sont pas connus dans leurs moindres détails. En dépit des inconnues qui subsistent, il importe cependant, en raison des questions liées à la stabilité de certains de ces terrains et à la rapidité des changements qui peuvent intervenir dans les secteurs marginaux, de privilégier désormais le suivi de l'évolution thermique et géométrique des corps de sédiments gelés. De telles informations sont à ce jour lacunaires. Si l'observation de l'évolution thermique peut s'effectuer par le biais de forages instrumentés et par la poursuite de mesures de température en surface, l'évolution géométrique (tassement, déformation) peut être estimée par exemple par des analyses photogrammétriques ou par des relevés topographiques de grande précision (GPS par exemple). La répétition de mesures géophysiques (en particulier géoélectriques, avec des électrodes fixes) à des pas de temps de 5 à 10 ans per-

mettrait également d'appréhender dans une certaine mesure les changements tant thermiques que géométriques qui pourraient se produire. Le développement de modèles physiques reproduisant en profondeur l'impact thermique provoqué le recouvrement glaciaire (en particulier durant le PAG) doit également être entrepris.

9.4.3 Eboulis, glaciers rocheux et ventilation

Les interrogations suscitées par le processus de ventilation interne de certaines accumulations de sédiments meubles sont particulièrement nombreuses. Parmi celles-ci, quelques-unes semblent cruciales dans la perspective d'un affinement de la compréhension du phénomène.

- Le cas/système observé au Creux du Van est-il généralisable ou s'agit-il, notamment au point de vue de la disposition des corps dont la résistivité électrique est la plus élevée, d'une situation particulière ?

- Les anomalies thermiques annuelles du sol décelées dans les éboulis de basse et moyenne altitude s'avèrent plus ou moins marquées selon les sites. Quels facteurs contrôlent l'ampleur de ces anomalies ?

- Quelle est la part des processus d'évaporation (partie basse) / condensation (parties supérieure et profonde) dans le régime thermique des éboulis, notamment ceux de basse et moyenne altitudes ? De tels processus peuvent-ils expliquer la répartition spatiale (disposition longitudinale) de la résistivité électrique (teneur en glace ?) du sol ? Génèrent-ils les différences de comportement thermique observées en été à proximité de la surface du sol dans la partie basse des éboulis du Creux du Van, de la Monnaie et de Vudèche ? Influencent-ils l'ampleur des anomalies thermiques ?

- Quelles sont les modalités précises de fonctionnement du processus de ventilation interne des accumulations sédimentaires (éboulis, glaciers rocheux) de haute altitude ?

- Dans quelle mesure les fenêtres de fonte précoce observées à haute altitude découlent-elles d'un *effet de cheminée* ayant initié une fonte basale du manteau neigeux durant les périodes les plus froides de l'hiver ?

Plusieurs options pourraient permettre d'esquisser des réponses à ces questions, en particulier :

- l'instauration, sur des pentes d'éboulis et des glaciers rocheux, d'un **monitoring thermique le long de profils longitudinaux** selon un concept similaire à celui mis en place au Creux du Van (GSTM et tomographie électrique);

- la mesure systématique **des vitesses de déplacement de l'air et de l'évolution de son taux d'humidité**;

- la détermination des **variations du rythme de fonctionnement du processus de ventilation selon dif-**

férentes orientations (par exemple par le biais d'une étude détaillée de la Combe de Dreveneuse, région pourvue de nombreux éboulis situés à altitude comparable dans des expositions variées);

- le **développement d'un modèle physique de fonctionnement du système de ventilation interne.**

Il est fort probable que ces options de recherche, si elles sont menées à bien, fourniront des résultats qui ne manqueront pas de nous étonner.

Les propos contenus dans cette thèse se basent sur les données glanées jusque dans le courant de l'automne 2003. De nombreuses hypothèses ont été soulevées tout au cours de l'ouvrage. Certaines ont trouvé confirmation dans les mois qui ont suivi. Ainsi, par exemple, au début mars 2004, alors que le document de thèse était en circulation au sein de la Faculté, j'ai pu observer des sorties d'air chaud (+0.2°C) à l'extrémité supérieure du glacier rocheux des Savolaires à l'Alpage de Mille (cf. 8.4). Des mesures BTS comprises entre 0 et +0.8°C ont également été relevées dans ce secteur. Ceci renforce la probabilité d'occurrence d'une circulation d'air profonde sous le corps gelé principal du glacier rocheux et, par conséquent, d'un mécanisme particulièrement efficace de refroidissement hivernal du terrain. De même, dans l'éboulis des Lapires (cf. 8.3), à l'aplomb de la zone P10, des mesures BTS distinctement supérieures à 0°C ont permis de localiser une zone dans laquelle de l'air «chaud» cherche à s'échapper de l'éboulis durant l'hiver. L'ouverture à la pelle du manteau neigeux (épais plus de 2 m) a permis d'observer l'état non gelé du sol (à 2600 m.s.m.) et a provoqué l'expulsion immédiate d'air «chaud». Le mécanisme de ventilation, supposé dans le texte, fonctionne donc bel et bien dans cet éboulis aussi.

BIBLIOGRAPHIE

- ASSOCIATION MORAINE (2003). *Les glaciers des Pyrénées: évolution récente*. Site internet de l'Association : www.moraine.fr.st.
- AFFENTRANGER, R. (2001). *Einsatz des Sonnenkompasses zur örtlichen Abschätzung des Vorkommens von Permafrost*. Diplomarbeit. Univ. Bern.
- ARENSON, L., HOELZLE, M. & SPRINGMAN, S. (2002). Borehole deformation measurements and internal structure of some rock glaciers in Switzerland. *Perm. Perigl. Process.*, 13, 117-135.
- BADER, H., HAEFELI, R., BUCHER, E., NEHER, J., ECKEL, O., THAMS, C. & NIGGLI, P. (1939). Der Schnee und seine Metamorphose. *Beiträge zur Geologie der Schweiz – Geotechnische Serie – Hydrologie*, Lief. 3, 267-272.
- BAECHLER, E. (1930). Der verwünschte oder verhexte Wald im Brüelobel. *Appenzeller Kalender*. In : *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.
- BARSCHE, D. (1996). Rock-glaciers. Indicators for the present and former geocology in high mountain environments. *Springer Series in Physical Environment*, 16.
- BENISTON, M., KELLER, F. & GOYETTE, S. (2002). Snow pack in the Swiss Alps under changing climatic conditions: an empirical approach for climate impacts studies. *Theor. Appl. Climatol.*, 74 (1-2), 19-31.
- BENN, D. & EVANS, D. (1998). *Glaciers and glaciation*. Arnold, London.
- BERNHARD, L., SUTTER, F., HAEBERLI, W. & KELLER, F. (1998). Processes of snow/permafrost-interactions at a high-mountain site, Murtèl/Corvatsch, Eastern Swiss Alps. *Proceed. 7th Int. Conf. on Permafrost, Yellowknife*. Nordica 57, 35-41.
- 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.
- BUDMIGER, K. (1993). *Gletschervorfeld am Lac de Lona (Grimenz, Wallis, Schweiz), photogrammetrische Verschiebungsmessungen*. Photogrammetriebüro Perrinjaquet, Muri, Bern.
- BURN, C. R. & SMITH, C. A. S. (1988) Observations of the « thermal offset » in near-surface mean annual ground temperatures at several sites near Mayo, Yukon Territory, Canada. *Arctic*, 41/2, 99-104.
- BUTTLER, A. (1999). La couverture végétale du Creux du Van. In : *Nature au Creux du Van*, Editions du Club Jurassien, 107-142.
- CAMPY, M. (1982). *Le Quaternaire franco-comtois. Essai chronologique et paléoclimatique*. Thèse. Université de Franche-Comté, Besançon, 575 pp.
- DELALOYE, R. & DEVAUD, G. (2000). La distribution du pergélisol dans les marges proglaciaires des glaciers de Challand, d'Agèt et du Sanetschhorn (Valais, Alpes suisses). HEGG, CH., VONDER MÜHLL, D. (Hrsg.) : *Beiträge zur Geomorphologie. Proceedings der Fachtagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft vom 8.-10. Juli 1999 in Bramois (Kt. Wallis)*. Birmensdorf, Eidgenössischen Forschungsanstalt WSL, 89-96.
- 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. *8th Int. Conf. on Permafrost, Zurich 2003, Extended Abstracts Vol.*, 23-24.
- DELALOYE, R. & MORAND, S. (1997). *Du Val Ferret au Grand-Combin (Alpes Valaisannes) : Inventaire des glaciers rocheux et analyse spatiale du pergélisol à l'aide d'un système d'information géographique (IDRISI)*. Travail de diplôme, Inst. Géogr., Univ. Fribourg (non publié).
- 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. *Mitt. VAW / ETH Zürich*, 158, 75-86.
- DELALOYE, R., REYNARD, E. & LAMBIEL, C. (2000). *Un pergélisol au Creux du Van*. Rapport de recherche, Inst. Géographie, Univ. Fribourg, Univ. Lausanne (non publié).

- DELALOYE, R. & REYNARD, E. (2001). Les éboulis gelés du Creux du Van (Chaîne du Jura, Suisse). *Environnements Périglaciaires*, 8, 105-113.
- 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., LUGON, R., LAMBIEL, C. & REYNARD, E. (2003a). 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, 21 p.
- DELALOYE, R., MÉTRAILLER, S. & LUGON, R. (2003b). 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., REYNARD, E., LAMBIEL, C., MARESCOT, L. & MONNET, R. (2003c). Thermal anomaly in a cold scree slope (Creux du Van, Switzerland). *Proceed. 8th Int. Conf. Permafrost, Zurich 2003*, 175-180.
- DEVAUD, G. (1999). *Etude de la distribution du pergélisol dans les marges proglaciaires. L'exemple des marges proglaciaires des Glaciers d'Aget et du Sanetschhorn / VS*. Travail de diplôme, Inst. Géogr., Univ. Fribourg.
- DESCROIX, L. (2001). Note technique au sujet de l'éboulis englacé de Laux Montaux (Baronnies, Drôme - France). *Revue de Géographie Alpine*, 3 (2001), 90-94.
- DISERO, G. & CASALS, P. (2000). *Analyse par variogramme et interpolation spatiale de mesures BTS à l'Alpage de Mille (VS)*. Travail de séminaire, Dép. Géosciences, Univ. Fribourg, Suisse (non publié).
- DUCHAUFOUR, P. (1976). *Atlas écologique des sols du monde*. Ed. Masson. Paris.
- DYSLI, M. (2001). 25 ans de développements en matière de gel. *Le gel en géotechnique*, Publications de la Société Suisse de Mécanique des Sols et des Roches, 141, 3-16.
- DYSLI, M. & LUETSCHER, M. (2003). Les glaciers et leur formation. *Les Alpes*, Revue du CAS, 7/2003.
- EHRLER, C., GARDAZ, J.-M., HOELZLE, M., KELLER, F., LUGON, R. & REYNARD, E. (1996). BTS-Kartierung und Modellierung im Raume Disentis. *Simulation der Permafrostverbreitung in den Alpen mit geographischen Informationssystem*, Arbeitsbericht, NFP 31, vdf, 49-56.
- EISENRING, S. (2003). *Untersuchung der Permafrostverbreitung in den Alpen mit Hilfe des Sonnenkompasses*. Diplomarbeit, Geogr. Inst., Univ. Zürich.
- ETZELMÜLLER, B., HOELZLE, M., HEGGEM, E. S. F., ISAKSEN, K., MITTAZ, C., VONDER MÜHLL, D., ØDEGÅRD, R. S., HAEBERLI, W. & SOLLID, J. L. (2001). Mapping and modelling the occurrence and distribution of mountain permafrost. *Norsk geogr. Tidsskr.*, 55/4, 186-194.
- EVIN, M. (1991). Glaciers et glaciers rocheux sur le versant nord-est du Viso (Alpes cottiennes, Italie). *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 131-147.
- EVIN, M. (1992a). Glacier et glaciers rocheux dans les vallons de Mongioie et de Schiantala (Haute Stura de Demonte, Italie) : Une nouvelle interprétation. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Bd. 27/28 (1991/1992), 1-10.
- EVIN, M. (1992b). Une moraine de refoulement au Viso (Italie). *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Bd. 27/28 (1991/1992), 11-24.
- EVIN, M. & ASSIER, A. (1983). Glacier et glaciers rocheux dans le Haut-vallon du Loup (Haute-Ubaye, Alpes du Sud, France). *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Bd. 19 (1983), Heft 1, 27-41.
- EVIN, M. & FABRE, D. (1990). The distribution of permafrost in rock glaciers of the Southern Alps (France). *Geomorphology*, 3, 57-71.
- EVIN, M., FABRE, D. & JOHNSON, P. G. (1997). Electrical resistivity measurements on the rock glaciers of Grizzly Creek, St Elias Mountains, Yukon. *Perm. Perigl. Process.*, 8, 179-189.
- FISCH, W. (Sen.), FISCH, W. (Jun.) & HAEBERLI, W. (1977). Electrical soundings with long profiles on rock glaciers and moraines in the Alps of Switzerland. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 13 (1/2), 239-260.
- FURRER, E. (1970/71). Kaltluftvegetation im Waagtal (Schwytz). *Berichte des Geobotanischen Instituts der ETH Zürich (Stiftung Rübel)*, 41, 21-24.
- FRAUENFELDER, R. & KÄÄB, A. (2000). Towards a palaeoclimatic model of rock-glacier formation in the Swiss Alps. *Annals of Glaciology*, 31, 281-286.
- FRAUENFELDER, R., HAEBERLI, W., HOELZLE, M. & MAISCH, M. (2001). Using relict rockglaciers in GIS-based modelling to reconstruct Younger Dryas permafrost distribution patterns in the Err-Julier area, Swiss Alps. *Norsk geogr. Tidsskr.*, 55, 195-202.
- FREPPAZ, M., CELI, L., STÖCKLI, V. & PHILLIPS, M. (2003). Results of a first study on tree growth and soil characteristics at a cold site located below the limit of discontinuous alpine permafrost. *8th Int. Conf. Permafrost, Zurich 2003, Extended Abstracts Volume*, 39-40.
- GARDAZ, J.-M. (1997). Distribution of mountain permafrost, Fontanesses Basin, Valaisian Alps, Switzerland. *Perm. Perigl. Process.*, 8, 101-105.
- GARDAZ, J.-M. (1999). *Permafrost prospecting. Periglacial and rock glacier hydrology in mountain areas : case studies in the Valais Alps, Switzerland*. PhD Thesis n°1222. 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.

- GERBER, E. (1994). *Geomorphologie und Geomorphodynamik der Region Lona-Sasseneire (Wallis, Schweizer Alpen) unter besonderer Berücksichtigung von Lockersedimenten mit Permafrost*. Thèse n°1060. Fac. Sciences, Univ. Fribourg, Suisse.
- GOBAT, J.-M. (1997). Sols et végétation du Jura: entre Méditerranée et toundra scandinave. In: *Paysages calcaires de l'arc jurassien: du minéral au vivant*, Cahiers du Musée d'Histoire Naturelle, La Chaux-de-Fonds, 7, 35-58
- GRUBER, S. (comm. 2003). *MMM strategy : measurement, monitoring and modeling of permafrost and ground temperatures in high mountains*. PERMOS (Permafrost Monitoring Switzerland), 23 Jun. 2003.
- GRUBER, S., PETER, M., HOELZLE, M., WOODHATCH, I. & HAEBERLI, W. (2003). Surface temperatures in steep alpine rock faces – A strategy for regional-scale measurement and modelling. *Proceed. 8th Int. Conf. on Permafrost, Zurich*, 325-330.
- GUDE, M., DIETRICH, S., MÄUSBACHER, R. & MOLEND, R. (2001). Exceptionally cold microclimatic conditions in blocky scree slopes in Central Europe. *Abstracts Proceed., 1st Europ. Conf. on Permafrost, Roma*, 33.
- GUDE, M., DIETRICH, S., MÄUSBACHER, R., HAUCK, C., MOLEND, R., RUZICKA, V. & ZACHARDA, M. (2003). Probable occurrence of sporadic permafrost in non-alpine scree slopes in central Europe. *Proc. 8th Int. Conf. Perm., Zurich 2003*, 331-336.
- GRUSON, M. (2001). *Détection du pergélisol à l'aide d'enregistrement continu de la température dans le sol : apport de nouvelles connaissances ? Sites de mesure au Sanetschhorn, au Grand-Aget, à l'Alpage de Mille et au Ritord*. Travail de diplôme, Inst. Géogr., Univ. Fribourg (non publié).
- HAEBERLI, W. (1973). Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 9, 221-227.
- HAEBERLI, W. (1975). Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass and Piz Grialetsch (Graubünden). *Mitt. VAW/ETH Zürich*, 17.
- HAEBERLI, W. (1979). Holocene push-moraines in alpine permafrost. *Geogr. Ann.*, 61A (1 – 2), 43-48.
- HAEBERLI, W. (1983). Permafrost-glacier relationships in the Swiss Alps – today and in the past. *Proceed. 4th Int. Conf. on Permafrost*, National Academy Press, Washington D. C., 415-420.
- HAEBERLI, W. (1985). Creep of mountain permafrost : internal structure and flow of alpine rock glaciers. *Mitt. VAW/ETH Zürich*, 77.
- HAEBERLI, W. & EPIFANI, F. (1986). Mapping the distribution of buried glacier ice – an example from Lago delle Locce, Monte Rosa, Italian Alps. *Annals of Glaciology*, 8, 78-81.
- HAEBERLI, W. & PATZELT, G. (1983). Permafrostkartierung im Gebiet der Hochebenkar-Blockgletscher, Obergurgl, Ötztaler Alpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 18(2/1982), 127-150.
- HAEBERLI, W. & VONDER MÜHLL, D. (1996). On the characteristics and possible origins of ice in rock glacier permafrost. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband 104*, pp. 43-57.
- HAEBERLI, W., HOELZLE, M., KELLER, F., SCHMID, W., VONDER MÜHLL, D. S. & WAGNER, S. (1993). Monitoring the long-term evolution of mountain permafrost. *Proceed. 6th Int. Conf. on Permafrost, Beijing*, 214-219.
- HAEBERLI, W., HOELZLE, M., KÄÄB, A., KELLER, F., VONDER MÜHLL, D. & WAGNER, S. (1998). Ten years after drilling through the permafrost of the active rock glacier Murtèl, eastern Swiss Alps : answered questions and new perspectives. *Proceed. 7th Int. Conf. on Permafrost, Yellowknife*, 403-410.
- HAMBREY, M. (1994). *Glacial environment*. UCL Press Ltd.
- HANSON, S. & HOELZLE, M. (2003). The thermal regime of the coarse blocky active layer at the Murtèl rock glacier in the Swiss Alps. *8th Int. Conf. on Permafrost, Zurich, Extended abstracts Vol.*, 51-52.
- HARRIS, C., VONDER MÜHLL, D., ISAKSEN, K., HAEBERLI, 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. *Perm. Perigl. Process.*, 9, 107-120.
- HARRISON, W. D. (1975). Temperature measurement in a temperate glacier. *Journal of Glaciology*, 14/75, 23-30.
- HAUCK, C. (2001). Geophysical methods for detecting permafrost in high mountains. *Mitt. der VAW / ETH Zürich*, 171.
- HAUCK, C. & VONDER MÜHLL, D. (1999). Using DC resistivity tomography to detect and characterise mountain permafrost. *EAGE 61st Conference and Technical Exhibition – Helsinki, Finland*, 7 – 11 June 1999.
- HAUCK, C. & VONDER MÜHLL, D. (2003a). Evaluation of geophysical techniques for application in mountain permafrost studies. *Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.* 132, 161-190.
- HAUCK, C. & VONDER MÜHLL, D. (2003b). Permafrost monitoring using time-lapse resistivity tomography. *Proceed. 8th Int. Conf. on Permafrost, Zurich*, 361-366.
- HAUCK, C., VONDER MÜHLL, D., RUSSELL, N. & ISAKSEN, K. (2000). An integrated geophysical study to map mountain permafrost : a case study from Norway. *Proceedings of the 6th Meeting of Environmental and Engineering Geophysics*, Sept. 3-7, 2000, Bochum – Germany.
- HERZ, T., KING, L. & GUBLER, H. (2003a). Microclimate within coarse debris of talus slopes in the alpine periglacial belt and its effect on permafrost. *Proceed. 8th Int. Conf. on Permafrost, Zurich*, 383-388.

- HERZ, T., KING, L. & GUBLER, H. (2003b). Thermal regime of coarse debris layer in the Ritigraben catchment, Matter Valley, Swiss Alps. *8th Int. Conf. on Permafrost, Zurich, Extended abstracts Vol.*, 61-62.
- HOEKSTRA, P. & MCNEILL, D. (1973). Electromagnetic probing of permafrost. *2nd Int. Conf. on Permafrost, North. Am. Contrib., Nat. Acad. Sci., Washington DC*, 517-526.
- HOELZLE, M. (1994). Permafrost und Gletscher im Obere Engadin : Grundlagen und Anwendungsbeispiele für automatisierte Schätzverfahren. *Mitt. der VAW/ETH Zürich*, 132.
- HOELZLE, M. & HAEBERLI, W. (1995). Simulating the effects of mean annual air-temperature changes on permafrost distribution and glacier size: an example from the upper Engadin, Swiss Alps. *Annals of Glaciology*, 21, 399-405.
- HOELZLE, M., WAGNER, S., KÄÄB, A. & VONDER MÜHLL, D. (1998). Surface movement and internal deformation of ice-rock mixtures within rock glaciers at Pontresina-Schafberg, Upper Engadin, Switzerland. *Proceed. 7th Int. Conf. on Permafrost, Yellowknife*, 465-472.
- 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. *Perm. Perigl. Process.*, 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. *Perm. Perigl. Process.*, 12/1, 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. *Proceed. 8th Int. Conf. on Permafrost, Zurich*, 419-424.
- IMHOF, M. (1994). *Die Verbreitung von Permafrost in den Berner Alpen*. Diplomarbeit, Geogr. Inst., Univ. Bern.
- IMHOF, M. (1996). Modelling and verification of the permafrost distribution in the Bernese Alps (Western Switzerland). *Perm. Perigl. Process.*, 7, 267-280.
- IMHOF, M., PIERREHUMBERT, G., HAEBERLI, W. & KIENHOLZ, H. (2000). Permafrost investigation in the Schilthorn Massif, Bernese Alps, Switzerland. *Perm. Perigl. Process.*, 11, 189-206.
- IKEDA, A., MATSUOKA, N. & KÄÄB, A. (2003). A rapidly moving small rock glacier at the lower limit of the mountain permafrost belt in the Swiss Alps. *Proceed. 8th Int. Conf. on Permafrost, Zurich*, 455-460.
- ISAKSEN, K., HOLMLUND, P., SOLLID, J. L. & HARRIS, C. (2001). Three deep alpine-permafrost boreholes in Svalbard and Scandinavia. *Perm. Perigl. Process.*, 12/1, 13-26.
- ISHIKAWA, M. (2003). Thermal regimes at the snow-ground interface and their implications for permafrost investigation. *Geomorphology*, 52, 105-120.
- ISHIKAWA, M., WATANABE, T. & NAKAMURA, N. (2001). Genetic differences of rock glaciers and the discontinuous mountain permafrost zone in Kanchanjunga Himal, Eastern Nepal. *Perm. Perigl. Process.*, 12, 243-253.
- ISHIKAWA, M., FUKUI, K., AOYAMA, M., IKEDA, A., SAWADA, Y. & MATSUOKA, N. (2003). Mountain permafrost in Japan : distribution, landforms and thermal regimes. *Z. Geomorph. N.F. Suppl.-Vol.* 130, 99-116.
- KÄÄB, A., HAEBERLI, 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. *Perm. Perigl. Process.*, 8, 409-426.
- KÄÄB, A., KAUFMANN, V., LADSTÄDTER, R. & EIKEN, T. (2003). Rock glacier dynamics : implications from high-resolution measurements of surface velocity fields. *Proceed. 8th Int. Conf. on Permafrost, Zurich*, 501-506.
- KELLER, F. (1994). Interaktionen zwischen Schnee und Permafrost, eine Grundlagenstudie im Obere Engadin. *Mitt. VAW/ETH Zürich*, 127.
- KENYI, L. W. & KAUFMANN, V. (2003). Measuring rock glacier surface deformation using SAR interferometry. *Proceed. 8th Int. Conf. on Permafrost, Zurich*, 537-542.
- KING, L., GORBUNOV, A. P. & EVIN, M. (1992). Prospecting and mapping of mountain permafrost and associated phenomena. *Perm. Perigl. Process.*, 3, 73-81.
- KING, L., HOF, R., HERZ, T. & GRUBER, S. (2003). Long-term monitoring of borehole temperatures and permafrost-related data for climate change research and natural hazard management : examples from the Matternal, Swiss Alps. *8th Int. Conf. on Permafrost, Zurich, Extended abstracts Vol.*, 77-78.
- KNEISEL, C. (1998). Occurrence of surface ice and ground ice/permafrost in recently deglaciated glacier forefields, St. Moritz area, Eastern Swiss Alps. *Proceed. 7th Int. Conf. on Permafrost, Yellowknife*, 575-581.
- KNEISEL, C. (1999). Permafrost in Gletschervorfeldern. Eine vergleichende Untersuchung in den Ostschweizer Alpen und Nordschweden. *Trierer Geographische Studien*, 22.
- KNEISEL, C. (2003a). Sporadic and discontinuous mountain permafrost occurrence in the Upper Engadine, eastern Swiss Alps. *Proceed. 8th Int. Conf. on Permafrost, Zurich*, 561-566.
- KNEISEL, C. (2003b). New insights of mountain permafrost occurrence and characteristics in recently deglaciated glacier forefields through the application of electrical resistivity tomography. *8th Int. Conf. on Permafrost, Zurich, Extended abstracts Vol.*, 81-82.
- KNEISEL, C. (2003c). Electrical resistivity tomography as a tool for geomorphological investigations – some case studies. *Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.* 132, 37-49.

- KNEISEL, C. (2003d). Permafrost in recently deglaciated glacier forefields – measurements and observations in the eastern Swiss Alps and northern Sweden. *Z. Geomorph. N. F.* 47, 289-305.
- KNEISEL, C. & HAUCK, C. (2003). Multi-method geophysical investigation of a sporadic permafrost occurrence. *Z. Geomorph. N. F.*, Suppl.-Bd. 132, 145-159.
- KNEISEL, C., HAEBERLI, W. & BAUMHAUER, R. (2000a). Comparison of spatial modelling and field evidence of glacier/permafrost relations in an Alpine permafrost environment. *Annals of Glaciology*, 31, 269-274.
- KNEISEL, C., HAUCK, C. & VONDER MÜHLL, D. (2000b). Permafrost below the timberline confirmed and characterized by geoelectrical resistivity measurements, Bever Valley, Eastern Swiss Alps., *Perm. Perigl. Process.*, 11, 295-304.
- KRUMMENACHER, B., BUDMIGER, K., MIHAJLOVIC, D. & BLANK, B. (1998). Periglaziale Prozesse und Formen im Furggentältli, Gemmipass. *Eidg. Inst. für Schnee- und Lawinenforsch., Davos, Mitt.* 56.
- KRUMMENACHER, B., AFFENTRANGER, R., KIENHOLZ, H., EISENRING, S. & HAEBERLI, W. (2003). Use of the solar compass to estimate the presence of permafrost. *Proceed. 8th Int. Conf. on Permafrost, Zurich*, 611-616.
- KUZMIN, G. P. (1998). Experimental studies of the processes of ice formation and evaporation in air thermosyphons. *Proceed. 7th Int. Conf. on Permafrost, Yellowknife*, 617-621.
- KUZMIN, G. P. & ZHANG, R. V. (2003). Operation of air and liquid thermosyphons : experimental comparison. *Proceed. 8th Int. Conf. on Permafrost, Zurich*, 617-620.
- 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)*. Mémoire de licence, Fac. Lettres, Inst. Géogr., Univ. Lausanne.
- 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. (2003). 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., DELALOYE, R., BARON, L. & MONNET, R. (2003). Measuring rock glacier surface velocities with Real Time Kinematics GPS (Mont Gelé area, Western Swiss Alps). *8th Int. Conf. on Permafrost, Zurich, Extended abstracts Vol.*, 89-90.
- LAMBIEL, C. & DELALOYE, R. (in prep.). Contribution of RTK GPS in the study of the creep of mountain permafrost, cases studies in the Western Swiss Alps. *Perm. Perigl. Process.*, 15 (2004) (accepted).
- LERJEN, M. (2001). *Lokale Permafrostverbreitung in den Schottensee-Schutthalden südwestlich des Flüelapasses (Bündner Alpen)*. Diplomarbeit, Geogr. Inst., Univ. Zürich.
- LERJEN, M., KÄÄB, A., HOELZLE, M. & HAEBERLI, W. (2003). Local distribution pattern of discontinuous mountain permafrost. A process study at Flüela Pass, Swiss Alps. *Proceed. 8th Int. Conf. on Permafrost, Zurich*, 667-672.
- LISMONDE, B. (1981). Circulation de l'air dans les réseaux souterrains à deux ouvertures. *Fédération française de spéléologie, Colloque de Seyssins sur le karst*, 37-53.
- LISMONDE, B. (2002). Aérologie des systèmes karstiques. *CDS Isère*.
- LOKE, M. H. & BARKER, R. D. (1996). Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections using a quasi-Newton method. *Geophys. Prosp.*, 44, 131-152.
- LUETSCHER, M., JEANNIN, P.-Y. & HAEBERLI, W. (2003). Energy fluxes in an ice cave of sporadic permafrost in the Swiss Jura mountains – concept and first observational results. *Proceed. 8th Int. Conf. on Permafrost, Zurich*, 691-696.
- LUGON, R. (1998). *Evolution du pergélisol alpin face aux changements climatiques, études de cas dans les Alpes valaisannes (Suisse)*. Thèse n°1215, Fac. Sc., Univ. Fribourg, Suisse.
- LUGON, R., GARDAZ, J.-M. & VONDER MÜHLL, D. (2000). The partial collapse of the Dolent glacier moraine (Mont Blanc Range, Swiss Alps). *Z. Geomorph. N. F.*, Suppl.-Bd. 122, 191-208.
- LUGON, R., DELALOYE, R., SERRANO, E., REYNARD, E. & LAMBIEL, C. (2003). Permafrost and Little Ice Age glacier relationships : a case study in the Posets massif, Central Pyrenees, Spain. *8th Int. Conf. on Permafrost, Zurich, Extended abstracts Vol.*, 93-94.
- LUGON, R., DELALOYE, R., SERRANO, E., REYNARD, E., LAMBIEL, C. & GONZÁLEZ-TRUEBA, J. J. (in prep.). Permafrost and Little Ice Age glaciers relationships in the Posets Massif, Central Pyrenees, Spain. *Perm. Perigl. Process.*, 15 (2004) (accepted).
- LUETSCHG, M., BARTELT, P., LEHNING, M., STOECKLI, V. & HAEBERLI, W. (2003). Numerical simulation of the interaction processes between snow cover and alpine permafrost. *Proceed. 8th Int. Conf. on Permafrost, Zurich*, 697-702.
- MAISCH, M., WIPF, A., DENNELER, B., BATTAGLIA, J. & BENZ, C. (1999). *Die Gletscher der Schweizer Alpen. Gletscherhochstand 1850, Aktuelle Vergletscherung, Gletscherschwund-Szenarien*. NFP 31 Schlussbericht, vdf, ETH-Zurich.
- MARESCOT, L., LOKE, M. H., CHAPPELLIER, D., DELALOYE, R., LAMBIEL, C. & REYNARD, E. (2003). Assessing relia-

- bility of 2D resistivity imaging in mountain permafrost studies using the depth of investigation index method. *Near Surface Geophysics*, 1,2, 3-13.
- MENZIES, J. & SHILTS, W. W. (1996). Subglacial environments. In : MENZIES, J. (ed). *Past Glacial Environments. Sediments, Forms and Techniques* (Glacial Environments, Vol. 2), 15-135.
- MÉTRAILLER, S. (en prép.). *Marges proglaciaires et évolution récente du pergélisol dans la région de Réchy/Lona (VS)*. Travail de diplôme, Géosciences, Univ. Fribourg, Suisse.
- MÉTRAILLER, S., DELALOYE, R. & LUGON, R. (2003). Recent evolution of permafrost in both Beccs-de-Bosson and Lona glacier/rock glacier complexes (western Swiss Alps). *8th Int. Conf. on Permafrost, Zurich, Extended abstracts Vol.*, 107-108.
- MIHAJLOVIC, D., KÖBLING, D., KUNZ, I., SCHWAB, S., KIENHOLZ, H., BUDMIGER, K., IMHOF, M. & KRUMMENACHER, B. (2003). Developing new methods for monitoring periglacial phenomena. *Proceed. 8th Int. Conf. on Permafrost, Zurich*, 765-770.
- MILSON, J. (1996). *Field geophysics*. John Wiley & Sons Ltd, 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.
- MOLEND, R. (1996). Das Ökosystem "Kaltluft erzeugende Blockhalde". *Natur- und Kulturlandschaft*, Heft 1, 133-136. Höxter 1996.
- MOLEND, R. (1999). Die Rolle von Blockhalden bei der Entstehung disjunkter Areale: zoogeographische Aspekte. *Lebensraum Blockhalde – Zur Ökologie perglazialer Blockhalden im ausseralpinen Mitteleuropa*. *Decheniana – Beihefte* (Bonn), 37, 163-170.
- MOSCICKI J. W. & KEDZIA S. (2001). Investigation of mountain permafrost in the Kozi Dolinka Valley, Tatra Mountains, Poland. *Norsk geogr. Tidsskr.*, 55, 235-240.
- MÖSELER, B. M. & MOLEND, R. (Eds.) (1999). *Lebensraum Blockhalde – Zur Ökologie perglazialer Blockhalden im ausseralpinen Mitteleuropa*. *Decheniana – Beihefte* (Bonn), 37.
- OFEPF (1992). *Conservation des marais en Suisse : manuel*. Office fédéral de l'environnement, des forêts et du paysage. Berne.
- OFEG (2002). Hochwasser 2000 – Les Crues 2000. *Rapports de l'Office fédéral des eaux et de la géologie*, Série Eaux, 2.
- PANCAZ, A. (1989). Un pergélisol actuel dans le Jura Neuchâtelois. *Bulletin de la Société Neuchâteloise de Géographie*, 32/33, 129-140.
- PARASNIS, D. S. (1997). *Principles of applied geophysics*. Chapman & Hall, 5th ed, London.
- PISSART, A. (1994). A propos des conséquences du réchauffement climatique dans les régions où existe un pergélisol. *Bulletin de la Classe des Sciences, Académie Royale de Belgique*, 6 V, 279-308.
- PHILLIPS, M. & REYNARD, E. (1996). Influence régionale du climat et de la morphologie sur la distribution du permafrost : l'exemple des Hautes Alpes Calcaires. *Rapport de recherche UKPIK*, Univ. Fribourg, 8, 197-206.
- 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*, 117, 89-103.
- REYNARD, E., LAMBIEL, C., DELALOYE, R., DEVAUD, G., BARON, L., CHAPPELLIER, D., MARESCOT, L. & MONNET, R. (2003). Glacier/permafrost relationships in forefields of small glaciers (Swiss Alps). *Proceed. 8th Int. Conf. on Permafrost, Zurich*, 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. (2003). *Unterkühlte Blockschutthalden mit Hexenwäldli. Abiotische Faktoren zur Charakterisierung des Phänomens*. Diplomarbeit, Technischen Univ. München-Weihenstephan, Eidg. Inst. f. Schnee- und Lawinenforschung, Davos.
- RIST, A., PHILLIPS, M. & AUERSWALD, K. (2003). Undercooled scree slopes covered with stunted dwarf trees in Switzerland – abiotic factors to characterize the phenomenon. *8th Int. Conf. on Permafrost, Zurich, Extended abstracts Vol.*, 135-136.
- RODGERS, M. W. & THOMPSON, S. M. (1992). TIDEDA, reference manual. *Publication of the Hydrology Centre, Christchurch, New Zealand*, 24.
- ROER, I. (2003). Rock glacier kinematics in the Turtmannal, Valais, Switzerland – observational concept, first results and research perspectives. *Proceed. 8th Int. Conf. on Permafrost, Zurich*, 971-976.
- RUSSILL, J. (2000). *The application of DC resistivity tomography to permafrost prospecting and characterisation in the Swiss Alps*. Diss. project, Dept. Earth Sciences, Univ. Cardiff, Wales.
- RUZICKA, V. (1999). The freezing scree slopes and their arachnofauna. Blockhalden mit Frostvorkommen und ihre Spinnenfauna. *Lebensraum Blockhalde – Zur Ökologie perglazialer Blockhalden im ausseralpinen Mitteleuropa*. *Decheniana – Beihefte* (Bonn), 37, 141-147.
- SAWADA, Y. (2003). Monitoring of ground-ice formation in a block slope at Mt. Nishi-Nupukaushinupuri, Hokkaido, Japan. *Proceed. 8th Int. Conf. on Permafrost, Zurich*, 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.
- SCHAEFTLEIN, H. (1962). Ein eigenartiges Hochmoor in den Schladminger Tauern. *Mitt. Naturwissen. Ver. Steiermar*, 92, 104-119.

- SCOTT, W., SELLMANN, P. & HUNTER, J. (1990). Geophysics in the study of permafrost. *Geotechnical and Environmental Geophysics*, ed. S. WARD, Soc. of Expl. Geoph., Tulsa, 355-384.
- SERRANO, E., AGUDO, C. & MARTINEZ DE PISON, E. (1999). Rock glaciers in the Pyrenees, *Perm. Perigl. Process.*, 10, 101-106.
- SERRANO, E., AGUDO, C., DELALOYE, R. & GONZÁLEZ-TRUEBA, J. J. (2001). Permafrost distribution in the Posets massif, Central Pyrenees. *Norsk geogr. Tidsskr.*, 55, 245-252.
- SHUMSKII, P. A. (1964). *Principles of structural glaciology*. Dover Publications, Inc., New York.
- SMITH, M. W. & RISEBOROUGH, D. W. (1996). Permafrost monitoring and detection of climate change. *Perm. Perigl. Process.*, 7, 301-309.
- SUTER, S. (2002). Cold firn and ice in the Monte Rosa and Mont Blanc areas : spatial occurrence, surface energy balance and climatic evidence. *Mitt. VAW/ETH Zürich*, 172.
- STOCKER-MITTAZ, C., HOELZLE, M. & HAEBERLI, W. (2002). Modelling alpine permafrost distribution based on energy-balance data : a first step. *Perm. Perigl. Process.*, 13, 271-282.
- TATENHOVE, F. van & DIKAU, R. (1990). Past and present permafrost distribution in the Turtmanntal, Wallis, Swiss Alps. *Arctic and Alpine Research*, 22/3, 302-316.
- TENTHOREY, G. (1993). *Paysage géomorphologique du Haut-Val de Réchy (Valais, Suisse) et hydrologie liée aux glaciers rocheux*. Thèse n°1044, Fac. Sciences, Univ. Fribourg, Suisse.
- TURATTI, A. (2002). La discontinuité du pergélisol dans l'éboulis des Lapires (Nendaz/VS). Travail de diplôme. Dep. Geosciences, Univ. Fribourg (non publié).
- VONDER MÜHLL, D. (1993). Geophysikalische Untersuchungen im Permafrost des Oberengadins. *Mitt. VAW/ETH Zürich*, 122.
- VONDER MÜHLL, D. (2001). Thermal variations of mountain permafrost: an example of measurements since 1987 in the Swiss Alps. In: Visconti G. et al. (eds), *Global Change and Protected Areas*, 83-95. Kluwer Academic Publishers.
- VONDER MÜHLL, D., HAEBERLI, W. & KLINGELÉ, E. (1996). Geophysikalische Untersuchungen zur Struktur und Stabilität eines Moränendamms am Grubengletscher (Wallis). *Interpraevent 1996, Tagungspublikation*, 4, 123-132.
- VONDER MÜHLL, D., STUCKI, T. & HAEBERLI, W. (1998). Borehole temperatures in alpine permafrost : a ten year series. *Proceed. 7th Int. Conf. on Permafrost, Yellowknife*, 1089-1095.
- VONDER MÜHLL, D., DELALOYE, R., HAEBERLI, W., HOELZLE, M. & KRUMMENACHER, B. (2001a). *Permafrost Monitoring Switzerland PERMOS, 1. Jahresbericht 1999/2000*. Glaziologische Kommission, Schweizerische Akademie der Naturwissenschaften SANW.
- VONDER MÜHLL, D., HAUCK, C., GUBLER, H., McDONALD, R. & RUSSILL, N. (2001b). New geophysical methods of investigating the nature and distribution of mountain permafrost with special reference to radiometry techniques. *Perm. Perigl. Process.*, 12, 27-38.
- VONDER MÜHLL, D., ARENSON, L. & SPRINGMAN, S. (2003). Temperature conditions in two Alpine rock glaciers. *Proceed. 8th Int. Conf. on Permafrost, Zurich*, 1195-1200.
- VONDER MÜHLL, D., NOETZLI, J. & DELALOYE, R. *et al.* (in prep.). *Permafrost Monitoring Switzerland PERMOS, 2nd/3rd reports 2000/01-2001/02*. Commission glaciologique. Académie Suisse des Sciences Naturelles (ASSN).
- WAHRHAFTIG, C. & COX, A. (1959). Rock glaciers in the Alaska Range. *Bulletin of the Geological Society of America* 70, 383-436.
- WAKONNIG, H. (1996). Unterkühlte Schutthalden. Beiträge zur Permafrostforschung in Österreich, *Arbeiten aus dem Inst. f. Geogr. Karl-Franzens-Universität Graz*, 33, 209-223.
- WATEREN van der, F. M. (1996). Processes of glaciotectonism. In : Menzies, J. (ed). *Modern Glacial Environment, Processes, Dynamics and Sediments* (Glacial Environments, Vol. 1), 309-336.
- WEGMANN, G. (1995). *Permafrostvorkommen auf geringer Meereshöhe. Eine Fallstudie im Brüeltohel (AI)*. Diplomarbeit, Geogr. Inst., Univ. Zürich.
- WEGMANN, M. (1998). Frostdynamik in hochalpinen Felswänden am Beispiel der Region Jungfrauoch – Aletsch. *Mitt. der VAW/ETH Zürich*, 161.
- WENKER, L. (1997). *Prédiction de la répartition spatiale du permafrost dans les Alpes suisses du sud-ouest. Comparaison entre les Diablerets (Vaud) et le Mont Gelé (Valais)*. Université de Lausanne, Institut de Géographie, Mémoire de licence non publié.

CURRICULUM VITAE

Né le 8 septembre 1970, à Sion (VS, Suisse).

- 1990 : Maturité fédérale type E (socio-économique) - Lycée-collège des Creusets, Sion.
- 1997 : Diplôme de Géographie, Faculté des Sciences, Université de Fribourg.
Travail de diplôme : *Du Val Ferret au Grand-Combin (Alpes Valaisannes) : Inventaire des glaciers rocheux et analyse spatiale du pergélisol à l'aide d'un système d'information géographique (IDRISI)*.
- 1997-1998 : Mandat ASSN (Académie Suisse des Sciences Naturelles) / CAS (Club Alpin Suisse) : *Développement d'un concept pour un réseau d'observation du pergélisol en Suisse*
- 1998-2003 : Assistant-doctorant en géomorphologie (Prof. M. Monbaron), Département de Géosciences, Géographie, Université de Fribourg (travaux pratiques pour étudiants avancés en géomorphologie, excursions, camps de terrain).
- 2000 - Participation au réseau d'observation du pergélisol en Suisse (PERMOS - Permafrost Monitoring Switzerland).
- 2002 : «Opération Glaciers» : réalisation du site internet (www.unifr.ch/geosciences/glaciers).
- 2003 - Membre de la Commission Glaciologique de l'Académie Suisse des Sciences Naturelles.

Principales publications :

- LAMBIEL, C. & DELALOYE, R. (2004). Contribution of RTK GPS in the study of the creep of mountain permafrost, cases studies in the Western Swiss Alps. *Perm. Perigl. Process.*, 15 (in press).
- 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. *Perm. Perigl. Process.*, 15 (in press).
- DELALOYE, R., REYNARD, E., LAMBIEL, C., MARESCOT, L. & MONNET, R. (2003c). Thermal anomaly in a cold scree slope (Creux du Van, Switzerland). *Proceed. 8th Int. Conf. on Permafrost, Zurich*, 175-180.
- MARESCOT, L., LOKE, M. H., CHAPPELLIER, 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*, 1.2, 3-13.
- REYNARD, E., LAMBIEL, C., DELALOYE, R., DEVAUD, G., BARON, L., CHAPPELLIER, D., MARESCOT, L. & MONNET, R. (2003). Glacier/permafrost relationships in forefields of small glaciers (Swiss Alps). *Proceed. 8th Int. Conf. on Permafrost, Zurich*, 947-952.
- LUGON, R. & DELALOYE, R. (2001). Modelling alpine permafrost distribution, Val de Réchy, Valais Alps (Switzerland). *Norsk geogr. Tidsskr.*, 55, 224-229.
- SERRANO, E., AGUDO, C., DELALOYE, R. & GONZÁLEZ-TRUEBA, J. J. (2001). Permafrost distribution in the Posets massif, Central Pyrenees. *Norsk geogr. Tidsskr.*, 55, 245-252.

Autres publications :

- VONDER MÜHLL, D., NOETZLI, J. & DELALOYE, R. *et al.* (in prep.). *Permafrost Monitoring Switzerland PERMOS, 2nd/3rd reports 2000/01-2001/02*. Commission glaciologique. Académie Suisse des Sciences Naturelles (ASSN).
- 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. *8th Int. Conf. on Permafrost, Zurich, Extended Abstracts Volume*, 23-24.
- DELALOYE, R., LUGON, R., LAMBIEL, C. & REYNARD, E. (2003). 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, 21 p.
- DELALOYE, R., MÉTRAILLER, S. & LUGON, R. (2003). 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.
- VONDER MÜHLL, D., DELALOYE, R., HAEBERLI, W., HOELZLE, M. & KRUMMENACHER, B. (2001). *Permafrost Monitoring Switzerland PERMOS, 1. Jahresbericht 1999/2000*. Glaziologische Kommission, Schweizerische Akademie der Naturwissenschaften SANW.
- DELALOYE, R. & REYNARD, E. (2001). Les éboulis gelés du Creux du Van (Chaîne du Jura, Suisse). *Environnements Périglaciaires*, 8, 105-113.
- 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. & DEVAUD, G. (2000). La distribution du pergélisol dans les marges proglaciaires des glaciers de Challand, d'Aget et du Sanetschhorn (Valais, Alpes suisses). HEGG, CH., VONDER MÜHLL, D. (Hrsg.) : *Beiträge zur Geomorphologie. Proceedings der Fachtagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft vom 8.-10. Juli 1999 in Bramois (Kt. Wallis)*. Birmensdorf, Eidgenössischen Forschungsanstalt WSL, 89-96.
- 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. La Murithienne*, 117, 89-103.
- VONDER MÜHLL, D., KELLER, F., IMHOF, M., KRUMMENACHER, B., DELALOYE, R., GARDAZ, J.-M., WENKER, L., HOELZLE, M. & KÄÄB, A. (1999). Permafrost Verbreitung und ausgewählte Aspekte - Permafrost : extension et aspects particuliers.- *Atlas Hydrologique de la Suisse, feuille 3.9*, Service Hydrologique et Géologique National.
- 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. *Mitt. VAW / ETH Zürich*, 158, 75-86.

GeoFocus volume 1 :

HILLGÄRTNER, Heiko (1999) The evolution of the French Jura platform during the Late Berriasian to Early Valanginian: controlling factors and timing (203 pp.).

GeoFocus volume 2 :

DUPRAZ, Christophe (1999) Paléontologie, paléoécologie et évolution des faciès récifaux de l'Oxfordien Moyen-Supérieur (Jura suisse et français) (247 pp.).

GeoFocus volume 3 :

BASSANT, Philip (1999) The high-resolution stratigraphic architecture and evolution of the Burdigalian carbonate-siliciclastic sedimentary systems of the Mut Basin, Turkey (278 pp.).

GeoFocus volume 4 :

COLOMBIÉ, Claude (2002) Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et cyclostratigraphie du Kimméridgien du Jura suisse et du Bassin vocontien (France): relations plate-forme – bassin et facteurs déterminants (198 pp.).

GeoFocus volume 5 :

PICOT, Laurent (2002) Le Paléogène des synclinaux du Jura et de la bordure sud-rhénane: paléontologie (Ostracodes), paléoécologie, biostratigraphie et paléogéographie (240 pp.).

GeoFocus volume 6 :

DAPPLES, Florence (2002) Instabilités de terrain dans les Préalpes fribourgeoises (Suisse) au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène : influence des changements climatiques, des fluctuations de la végétation et de l'activité humaine (158 pp.).

GeoFocus volume 7 :

HUG, Wolfgang Alexander (2003) Sequenzielle Faziesentwicklung der Karbonatplattform des Schweizer Jura im Späten Oxford und frühesten Kimmeridge (156 pp.).

GeoFocus volume 8 :

OSWALD, Daniel (2003) Analyse de l'activité de glissements de terrain et relation avec les conditions climatiques: exemples dans les Préalpes fribourgeoises (Suisse) (147pp.).

GeoFocus volume 9 :

BECKER, Damien (2003) Paléoécologie et paléoclimats de la Molasse du Jura (Oligo-Miocène): apports des Rhinocerotoida (Mammalia) et des minéraux argileux (327 pp.).

GeoFocus is the publication series of the Department of Geosciences, University of Fribourg, Switzerland, and can be ordered at:

Department of Geosciences - Geology
University of Fribourg
1700 Fribourg, Switzerland