Institut de Géographie de l'Université de Fribourg

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 présenté par

Grégoire Devaud
Chemin de la Forêt 5
1752 Villars-sur-Glâne

sous la direction du Prof. Michel Monbaron et de Reynald Delaloye

Fribourg, décembre 1999

Remerciements

Ce travail n'aurait pu être réalisé sans le concours d'un grand nombre de personnes :

J'adresse des remerciements particuliers à :

- Michel Monbaron, professeur de géomorphologie, pour l'intérêt porté à la réalisation de ce travail, son appui et ses visites sur le terrain,

- Reynald Delaloye, assistant, qui m'a suggéré l'idée de réaliser un travail de diplôme sur le sujet de la distribution du pergélisol dans les marges proglaciaires. J'ai à tout moment pu profiter de ses conseils et de son aide :
  - sur le terrain par sa grande expérience en matière de mesures géoélectriques et BTS,
  - dans les bureaux lors de l'interprétation des résultats.
  Merci de sa disponibilité pour la lecture du manuscrit.

Les campagnes de mesures géoélectriques et BTS nécessitent l'assistance d'un grand nombre de personnes. J'ai eu la chance de pouvoir compter sur la présence d'amis et d'étudiants toujours prêts à collaborer à des tâches souvent pénibles et répétitives.

Grand merci à
Frédéric Bossy, Flora D'Andrea, David Dousse, Nathalie Gigon, Martha Gruson, Patricia Jungo, Sabine Jungo, Laurent Vauthey, Yolanda Würgler. Une mention particulière à Martha pour sa présence assidue.

Je remercie également :
- Emmanuel Reynard, assistant à l'IGUL, de son accueil chaleureux, son aide sur le terrain, ses précisions fournies.
- Jean-Michel Gardaz et Ralph Lugon de leurs précieux conseils et de la mise à disposition de sources bibliographiques.

Finalement, un grand merci à mes parents pour leur soutien durant toutes ces années d'études et à mon frère Olivier pour la relecture de ce travail.

Table des matières

Introduction 1

1 Bases théoriques 3

1.1 Généralités 3

1.2 Pergélisol 4

1.2.1 Définition 4
1.2.2 Distribution 4
1.2.3 Structure 4
1.2.4 Formes 5
1.2.5 Importance 5
1.2.6 Extension altitudinale 6

1.3 Glaciers 6

1.4 Types de glace contenus dans les glaciers et le pergélisol 7

1.5 Résistivités des différents types de glace 8

1.6 Interactions entre le glacier et le pergélisol 8

1.7 Interactions entre la neige et le pergélisol 9

1.8 Thermique du sol 10

2 Méthodes 12

2.1 Observations géomorphologiques 12

2.2 Prospection électrique 13

2.2.1 Généralités 13
2.2.2 Les différentes configurations utilisées 16
A/ La configuration de Schlumberger 16
B/ La configuration de Wenner 20

2.3 Les mesures de température 22

2.3.1 La méthode BTS 22
2.3.2 Les loggers de température 24
2.3.3 Liens loggers-BTS 26

3 Distribution du pergélisol au Sanetschhorn 28

3.1 Présentation du site d'étude ***28***

3.1.1 Situation générale 28
3.1.2 Délimitation 29
3.1.3 Distribution du pergélisol dans les Hautes Alpes Calcaires 29
3.1.4 Cadre géologique 31
3.1.5 Cadre géomorphologique 33

3.2 Résultat des mesures ***37***

3.2.1 Méthodes utilisées 37
3.2.2 Résistivité de la roche en place 40
3.2.3 Pergélisol : Résultats par secteurs 41
Secteur 1 éboulis hors de la marge proglaciaire 41
Secteur 2 "bosse –moraine" 45
Secteur 3 "vallon adjacent" 49
3.2.4 Délimitation de l'étendue du glacier couvert 52

3.3 Synthèse des interactions entre le glacier et le pergélisol ***53***

4 Distribution du pergélisol au Grand-Aget 56

4.1 Présentation du site d'étude ***56***

4.1.1 Situation générale 56
4.1.2 Délimitation de la zone d'étude 57
4.1.3 Distribution du pergélisol dans la région 57
4.1.4 Cadre géologique 59
4.1.5 Cadre géomorphologique 60

4.2 Résultats des mesures ***62***

4.2.1 Méthodes utilisées 62
4.2.2 Résistivité de la roche en place 64
4.2.3 Résultat des mesures 65
Secteur 1 "langue fossile" 65
Secteur 2 "glissement" 69

4.3 Synthèse des interactions entre le glacier et le pergélisol ***75***

Conclusion 78

Bibliographie 80

Annexes 84

Introduction

Les investigations sur le pergélisol représentent un axe majeur des recherches en géomorphologie alpine. Le réchauffement climatique annoncé pour le siècle prochain pourrait conduire à une recrudescence de laves torrentielles et autres événements dévastateurs liés à la fonte du pergélisol.
Cette éventualité et ses impacts sur l'environnement, plus particulièrement sur l'environnement construit, rend l'étude du pergélisol essentielle et d'une grande actualité dans la prise en compte des risques naturels en milieu alpin.

Dans un premier temps, les recherches sur le pergélisol portaient sur l'identification des formes caractéristiques de la présence de glace dans le sol (surtout les glaciers rocheux). Puis, elles se sont concentrées sur l'étude de la distribution du pergélisol, d'abord à petite échelle (macro régionale) puis à grande échelle (micro régionale). Cependant, le pergélisol reste encore mal connu.

La prospection du pergélisol dans les marges proglaciaires n'a pas, jusqu'à ce jour, fait l'objet d'études approfondies. C'est justement sa présence dans ces situations particulières que constituent les marges proglaciaires que nous nous proposons d'analyser dans ce travail. Celui-ci s'inscrit néanmoins dans le cadre des recherches relatives à la distribution du pergélisol à grande échelle.
Dès lors, dans ce travail, nous allons prospecter et analyser deux marges proglaciaires dans le but d'y répertorier l'existence d'un éventuel pergélisol.

En effet, en 1850, les glaciers suisses occupaient des superficies en moyenne supérieures d'un tiers par rapport à leurs étendues actuelles. De grandes surfaces de haute montagne, alors occupées par les glaciers, sont aujourd'hui libres de glace. Ces surfaces se trouvent souvent à des altitudes élevées, favorables à l'existence de pergélisol. Or, l'avancée des glaciers lors du Petit Age glaciaire a provoqué des modifications dans les conditions thermiques du sol.
On ne connaît pas vraiment les effets de l'avancée d'un glacier sur un sol de haute altitude.

Lorsque le sol est gelé, on considère généralement que l'avancée d'un glacier exerce un effet de dégradation du pergélisol sous-jacent. Mais est-ce toujours le cas ?
Il serait aussi possible qu'un glacier (froid) induise un effet de refroidissement du sous-sol.

La question centrale de ce travail est donc la suivante :

Qu'en est-il de la distribution du pergélisol dans les marges proglaciaires (zones libérées par le retrait des glaciers durant la période qui a suivi le Petit Age glaciaire) ?

(Ces surfaces libérées de glace suite au retrait des glaciers de 1850 à nos jours se trouvent souvent en zones de pergélisol potentiel).

Une question subsidiaire est :

Quel a été l'effet de l'avancée des glaciers sur les terrains environnants ?

Pour tenter de répondre à cette question, nous avons choisi de prospecter le pergélisol sur deux sites :

Les marges proglaciaires

- du Sanetschhorn – Creux de la Lé / VS
- du Grand Aget / VS.

Ces sites se différencient par leur situation topographique, leur exposition, la nature des roches présentes, la forme générale du glacier et de la marge proglaciaire...
Il est ainsi probable que nous obtenions des résultats différents d'un site à l'autre. Cependant, nous pourrons peut-être les généraliser à l'ensemble des marges proglaciaires.

Le travail s'articule de la manière suivante :

En premier lieu, nous nous limitons à relever l'état des connaissances relatives aux glaciers et au pergélisol. Ce chapitre pose les bases théoriques qui vont nous servir pour la prospection du pergélisol et l'interprétation des résultats obtenus. (Chapitre 1)

Ensuite, nous décrivons les méthodes utilisées dans le cadre de ce travail et définissons leur champ d'application. Ces méthodes regroupent l'observation géomorphologique, les mesures géoélectriques et les mesures de température du sol. (Chapitre 2)

Puis, à partir d'observations in situ et de photos aériennes, nous décrivons la géomorphologie des deux sites et les résultats obtenus par l'application des méthodes de prospection du pergélisol. Finalement, une brève synthèse relative à la répartition du pergélisol et aux interactions existant entre le glacier et le pergélisol est élaborée pour les zones étudiées. (Chapitres 3 : Sanetschorn ; Chapitre 4 : Grand-Aget)

Pour terminer, nous discutons la pertinence des méthodes utilisées et commentons les résultats qu'elles nous ont permis de recueillir.

1 Bases théoriques et définitions relatives au pergélisol et aux glaciers

Ce chapitre pose les bases théoriques relatives aux glaciers, au pergélisol et aux interactions qui peuvent en découler. Ces notions seront utiles lors de l'interprétation des résultats des méthodes utilisées pour la prospection du pergélisol sur les deux sites d'étude.

1.1 Généralités

Les sites d'étude choisis appartiennent au milieu périglaciaire. Ce terme a été défini en 1909 par W. Lozinsky, géologue polonais, pour décrire les climats et la morphologie des surfaces adjacentes aux grands glaciers du Pléistocène.
Aujourd'hui, on utilise volontiers ce terme pour parler des régions où le gel exerce une action importante sur la morphologie. Le gel est le processus majeur de modelage du sol et ce, indépendamment de la présence ou de l'absence d'un glacier. Selon WASHBURN (1980), ce terme est utilisé dans un sens large pour décrire des processus terrestres caractérisés par une action intense du gel, sans tenir compte de la proximité d'un glacier.

Deux domaines correspondent aux conditions froides requises :
- Le domaine des hautes latitudes
- Le domaine des hautes altitudes

C'est bien entendu le second point qui nous intéresse dans le cadre de ce travail. En effet, dans les Alpes, la haute altitude engendre des températures inférieures à 0° C durant une grande partie de l'année. L'action exercée sur la morphologie est majeure.

Les principales caractéristiques du milieu périglaciaire sont les suivantes :
(non exhaustives ; ces caractéristiques ne sont pas toujours toutes présentes)
- Présence de pergélisol ;
- Action de cycles gels et dégels très marqués ;
- Présence de taches de neiges pérennes ou quasi pérennes ;
- Absence de végétation ou présence de végétation rabougrie de type toundra (prédominance d'herbes, de mousses et de lichens avec faible recouvrement).

Le milieu périglaciaire est typiquement la zone d'existence du pergélisol.

Nous allons maintenant définir différentes caractéristiques relatives au pergélisol et aux glaciers.

1.2 Pergélisol

1.2.1 Définition

Le pergélisol peut être défini comme une portion de lithosphère où la température est inférieure à 0°C durant plusieurs années (BROWN & PEWE 1973, WASHBURN 1979, HAEBERLI 1985).

Cette définition est uniquement thermique et ne mentionne aucunement la présence de glace dans le sol. Mais d'une manière générale, cette présence de glace dans le sol est communément admise, elle est d'ailleurs à la source de la majorité des recherches relatives au pergélisol.

1.2.2 Distribution du pergélisol

HARRIS (1988) a distingué 3 cas en fonction du taux d'occupation spatiale du pergélisol dans une région.

- Pergélisol continu : couvre plus de 80 % de la surface ;
- Pergélisol discontinu : couverture entre 30 et 80 % de la surface ;
- Pergélisol sporadique : couverture de moins de 30 % de la surface.

La distinction entre les différents taux d'occupation spatiale du pergélisol est parfois difficile à réaliser. Nous parlerons donc généralement de pergélisol discontinu.

1.2.3 Structure d'un pergélisol

Un pergélisol est subdivisé en 3 niveaux :

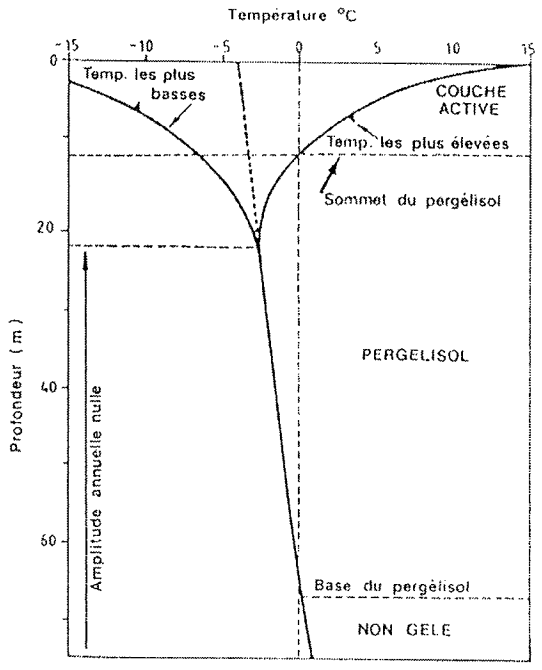


Figure 1 : courbes des extrêmes de température à l'intérieur d'un pergélisol
(Selon PISSART, 1987)

1 : *la couche active* : Il s'agit du niveau supérieur du sol, gelé la majeure partie de l'année, qui dégèle en été sous l'action des températures de l'air positives et d'un rayonnement solaire plus intense. Son épaisseur variable est, dans les Alpes, de l'ordre de 1 à 5 m.

2 : *le pergélisol* proprement dit : portion de sol qui reste gelée durant toute l'année. Dans le cas d'un matériel sédimentaire tels qu'éboulis ou moraines, il s'agit en général de blocs de différentes tailles mélangés à de la glace intersticielle où sont parfois intercalées des lentilles de glace plus massives.

3 : *la couche dégelée* : sous l'action du flux géothermique, la température du sol augmente progressivement à mesure que l'on s'enfonce dans le sol. A partir d'un certain point, la température devient supérieure à 0°C.

1.2.4 Formes du pergélisol de montagne

Le pergélisol de montagne apparaît sous différentes formes, voici les plus courantes :

Glaciers rocheux :
Un glacier rocheux (terme défini la première fois par Copps en 1910 en Alaska) est une formation sédimentaire meuble qui se déplace vers l'aval en formant une sorte de langue de bloc. La présence de glace à l'intérieur de cet amas de blocs favorise une déformation quasi plastique du matériel. Le mouvement est cependant très lent, il est de l'ordre de quelques centimètres par an, exceptionnellement quelques mètres par an.
Les glaciers rocheux se développent dans des pentes supérieures à 5 degrés. En amont, la roche, en général très gélive, se détache en blocs des parois environnantes et alimente ainsi le glacier rocheux.
Un glacier rocheux est souvent caractérisé par une langue de forme bombée, due à la présence de glace. Celle-ci occupe souvent un volume supérieur au volume des pores disponibles ; on parle dans ce cas de sursaturation.

Les glaciers rocheux sont considérés comme indicateurs de pergélisol discontinu.
HAEBERLI (1985) définit la limite inférieure du pergélisol discontinu comme correspondant à une température moyenne annuelle de l'air (MAAT) de l'ordre de –1 à –2 °C

Les glaciers rocheux comptent parmi les formes les plus spectaculaires et les plus marquantes du pergélisol de montagne.

Éboulis flués : Selon la topographie et la nature des blocs, des éboulis gelés de pied de versant ne subissent pas de grand déplacement, mais amorcent un léger mouvement de flux et forment des lobes. La glace intersticielle est à l'origine de ces lobes.
Les éboulis flués sont souvent moins évidents à observer que les glaciers rocheux, mais ils figurent pourtant parmi les formes les plus fréquentes du pergélisol de montagne.

Sols structurés : Lorsque le sol est plat ou de très faible pente, il peut se produire un remaniement des matériaux par cryoturbation, ce qui peut conduire à une formation du sol en formes de polygones.

Pergélisol dans la roche en place : En haute montagne, la roche en place affleurante est souvent gelée. Néanmoins, cela n'est souvent pas visible dans le terrain, seules les fissures de la roche laissent entrevoir l'existence de glace.

1.2.5 Importance du pergélisol dans les zones de montagnes

Le pergélisol se remarque fréquemment dans les sols meubles (éboulis, moraines...). Ces matériaux, par une structure présentant des vides, permettent la circulation des eaux de fonte et des eaux météoriques favorisant la formation de glace intersticielle.
Cette glace est considérée comme un ciment liant ensemble tous les éléments en présence (matériel sédimentaire meuble : blocs, sables, silts...).

- Dans les vallées caractérisées par d'abrupts versants, la glace contenue dans le sol peut prévenir des catastrophes naturelles, comme les éboulements, les glissements de terrain ou les laves torrentielles ; elle joue un rôle stabilisateur des versants.

- Lors de la construction en haute montagne de pylônes ou de refuges par exemple, l'existence possible de glace dans le sol doit être vérifiée. La prise en compte de ces observations permet une implantation mieux adaptée à la nature du terrain.

1.2.6 Distribution du pergélisol, extension altitudinale du pergélisol

Dans les Alpes, le pergélisol occupe de grandes superficies (estimation 4-7 % du territoire suisse). La répartition régionale du pergélisol est bien entendu dépendante de multiples facteurs tels : le climat, l'exposition, la topographie...
Dans les Alpes penniques, on peut dire de manière simplifiée que la limite inférieure du pergélisol discontinu se situe aux environs de 2400 m pour les versants N et vers 2600 m pour les versants S, voire plus bas dans certains cas comme l'alpage de Mille au-dessus de Bruson (DELALOYE & MORAND, 1997).
Dans les Hautes Alpes Calcaires, PHILIPPS & REYNARD (1996) ont évalué la limite inférieure du pergélisol discontinu à environ 2200 m.

1.3 Glaciers

En général, les glaciers peuvent être classés selon différentes catégories. Dans notre travail, nous nous intéressons particulièrement à deux critères de classification. :

- *Les glaciers peuvent être différenciés selon l'importance de leur couverture morainique*.

Le Glacier blanc est un glacier qui ne transporte pas ou que très peu de matériel morainique à sa surface. C'est le cas du **Glacier d'Aget**.
Sur ce type de glacier, l'albédo est important, les neiges automnales ne fondent pas. De plus, en été, la « fonte de la glace » se fait en partie par sublimation. Ces deux facteurs contribuent à un refroidissement du milieu environnant.
Ce genre de glacier est très sensible aux changements climatiques, car il n'est pas isolé des conditions extérieures par des dépôts morainiques superficiels. Le Glacier d'Aget est en phase de recul très rapide, il a perdu environ 90 % de sa surface depuis la fin du Petit Age Glaciaire (état en été 1999).

Le Glacier noir est un glacier dont la surface est presque totalement couverte de matériel morainique. Ces dépôts de surface l'isolent des variations climatiques extérieures. C'est le cas du **Glacier du Sanetschhorn**.
Sur ce glacier, l'effet d'albédo est peu important, mis à part la période où le glacier est recouvert de neige, période au demeurant plus courte que sur un glacier blanc. Le glacier étant en partie isolé, la sublimation de la glace est de ce fait réduite.
Lors de perturbations climatiques, le glacier ne répond pas - ou peu - aux variations de sa ligne d'équilibre.

- *Les glaciers peuvent aussi être classés selon la température de la glace*.

Paterson (1994) dans le livre *The Physics of Glaciers* y distingue 4 formes :
1. toute la glace est en dessous du point de fusion ;
2. le point de fusion est atteint seulement à la base du glacier ;
3. une couche d'épaisseur déterminée à la base du glacier se trouve au point de fusion ;

4. toute la glace est au point de fusion, à l'exception d'une couche de 15 mètres en surface qui est sujette à des variations saisonnières de température.

Les glaciers présentant les deux premières caractéristiques sont appelés glaciers froids ; tandis que ceux qui possèdent la 3ème caractéristique sont des glaciers polythermaux. Dans ce groupe, relevons entre autres les glaciers couverts et les glaciers de cirque sur lesquels nous reviendons au point 1.6.
Les glaciers de la dernière catégorie sont des glaciers tempérés. La plupart des grands glaciers alpins (en tout cas leur langue) sont considérés comme appartenant à ce dernier groupe.

Lors de notre travail, nous n'avons pas effectué de mesures de température sur les Glaciers d'Aget et du Sanetschhorn. Cependant leur faible épaisseur de glace (quelques mètres au Grand Aget et 20 mètres au maximum au Sanetschhorn) et l'altitude relativement élevée de leur front (respectivement 2850 m et 2400 m) permettent probablement aujourd'hui de les classer dans la catégorie des glaciers polythermaux.
En effet, au Petit Age Glaciaire, les épaisseurs de glace étaient beaucoup plus importantes, particulièrement celle du Glacier d'Aget (jusqu'à 50-60 m ?). A cette époque, Le Glacier d'Aget était probablement de type tempéré.

1.4 Types de glace contenus dans les glaciers et le pergélisol

1.4.1 Dans les glaciers

Les glaciers sont constitués de glace sédimentaire. Celle-ci est formée par compaction de névés pendant plusieurs années.

1.4.2 Dans le pergélisol

Le pergélisol est constitué de glace sédimentaire et de glace de congélation. Cette dernière se forme lorsque les eaux (de fonte ou météoriques) pénètrent dans le sol et regèlent en profondeur sous l'effet de températures inférieures à 0°C. C'est la glace typique du pergélisol. Quant à la glace sédimentaire, on la rencontre plus rarement. Elle se trouve cependant dans le pergélisol lorsque des avalanches, des névés tardifs ou des glaciers sont recouverts par des éboulis.

En outre, nous pouvons aussi différencier le pergélisol selon son contenu en glace :
Pergélisol à fort contenu en glace : pergélisol dont la glace occupe tous les pores et interstices. Certaines fois, il est possible que le volume de glace soit supérieur au volume des pores. Dans ce cas, on y trouve des lentilles de glace plus ou moins massive formées à la suite de ces sursaturations.

Pergélisol à faible contenu en glace : soit la glace n'occupe pas tout le volume disponible, soit le volume disponible est restreint.
Différents cas de figure peuvent être envisagés :
- faible volume disponible
- faible apport d'eau ou humidité

1.5 Résistivités des différents types de glace

La glace offrant de grandes résistances au passage d'un courant électrique, la résistivité d'un sol gelé est nettement plus importante que pour un sol non gelé.
Les différents types de glaces précités présentent aussi des résistivités propres et peuvent aussi être identifiés et différenciés au moyen de la prospection électrique. Cependant, les résistivités des différents types de glace et de roches présentent souvent des chevauchements qui rendent une interprétation difficile.

Par exemple : VONDER MUEHLL (1993) indique les résistivités suivantes :
Glace sédimentaire des glaciers tempérés : >10 [M Ωm]
Glace de congélation (pergélisol) : 10 [k Ωm] à quelques [M Ωm]
Glaciers froids au Groenland : env. 100 [k Ωm]

Ainsi, les résistivités de la couche gelée de glaciers rocheux varient de plusieurs ordres de magnitude, de 1[k Ωm] à 10 [M Ωm] selon HAEBERLI et VONDER MUEHLL (1996).

Cependant, il semblerait que des valeurs de 5 à 500 [k Ωm] soient les valeurs les plus souvent rencontrées dans les glaciers rocheux actifs (FORTIER et al. 1994, VAN TATENHOVE 1995, in HAEBERLI et VONDER MUEHLL 1996).

D'autres auteurs (FABRE & EVIN 1990, EVIN 1991-92, VONDER MUEHLL 1993) indiquent des valeurs de 1-2 [M Ωm] pour des corps de glace massive observés dans certains glaciers rocheux actifs.

DELALOYE, LAMBIEL & REYNARD (1999, en préparation) proposent le tableau synthétique des résistivités suivant :

Matériaux gelés	
Glace (de glacier tempéré)	1 – 10 MΩm
Pergélisol composé de glace sédimentaire	100 – 2000 kΩm
Pergélisol composé de glace de congélation (en fonction de la température, du taux de saturation en glace et de la nature du matériel rocheux)	(2) 10 – 500 kΩm
Matériaux non gelés	
Eboulis fins, moraines, roche en place (roches métamorphiques)	1 – 10 kΩm
Eboulis fins, moraines, roche en place (roches sédimentaires)	0,1 - 5 kΩm
Eboulis grossiers (blocs et vides d'air)	30 – 200 kΩm
Roche karstifiée	5 – 100 kΩm

1.6 Interactions entre le glacier et le pergélisol

Les sites du Grand Aget et du Sanetschhorn ont récemment été libérés par le glacier. Dès lors, il est important de poser les bases théoriques de l'avancée d'un glacier sur une zone de pergélisol.
Comme nous l'avons mentionné, un glacier peut être de type tempéré, polythermal ou froid.
Il semble qu'un glacier tempéré s'avançant sur une zone de pergélisol a tendance à faire fondre le pergélisol sous-jacent. En effet, dans un glacier tempéré, la température de la

glace est à 0°C et il se produit d'importantes circulations d'eau à la base du glacier. Le glacier est alors considéré comme un corps chaud (le glacier est un facteur de dégradation du pergélisol).
Dans le cadre d'un glacier polythermal, le phénomène est plus complexe. Le glacier peut simultanément occasionner un réchauffement ou un refroidissement du sol sous-jacent, cela dépend des endroits (intérieur et bords) et de l'épaisseur de la glace.
Les glaciers de cirque, dont les fronts sont situés à plus haute altitude que les fronts des grands glaciers alpins, sont généralement considérés comme des glaciers polythermaux. Les épaisseurs de glace, spécialement dans les bords du glacier, sont relativement faibles et peuvent induire un effet de refroidissement à la surface du sol. Ce refroidissement peut être constaté hors du réseau de drainage du glacier.
Fort de ces considérations et compte tenu des résultats obtenus lors de la prospection du pergélisol, nous allons essayer de comprendre les effets du glacier sur la distribution du pergélisol de chacun des deux sites.

Outre le fait d'induire un effet de refroidissement ou de réchauffement du sol sous-jacent, le glacier dépose et remanie des matériaux meubles à son front. En présence de pergélisol, on trouve parfois des « push moraines », c'est-à-dire des amas de matériaux sédimentaires gelés, déplacés et accumulés par le glacier. Nous allons observer si l'on trouve ces « push moraines » et le cas échéant formuler des hypothèses quant à leur origine.

1.7 Interactions entre la neige et le pergélisol

La neige joue un rôle important dans la distribution des températures du sol.
Les névés pérennes sont un indicateur de la présence de pergélisol (HAEBERLI, 1975). En empêchant un réchauffement du sol, ils maintiennent des conditions favorables au pergélisol.

Mais plus encore, le rôle des neiges automnales semble important. Il a notamment été étudié par KELLER (1988).
En effet l'apparition précoce d'une faible couverture neigeuse peut induire un refroidissement marqué du sous-sol, la perte de chaleur par rayonnement étant supérieure à la capacité d'isolation de la neige. Il s'ensuit alors un sur-refroidissement des horizons supérieurs du sol.
Cette remarque est importante pour notre étude car elle est de nature à fausser l'interprétation des mesures BTS (cf. chapitre 3 ci-après).

Températures du sol mesurées durant l'hiver
KELLER (1988) distingue les cas de figure suivants :

1) Automne sec avec très faible couverture neigeuse ou sans chutes de neige :
A la suite de l'effet de refroidissement provoqué par le fort rayonnement, les sols libres de permafrost peuvent être gelés à grande profondeur. Il se peut que les températures mesurées en zone d'absence de pergélisol soient inférieures à –3°C.

(Au cours de l'hiver, sous l'action du flux géothermique interne, les températures devraient remonter et se stabiliser vers 0°C)

2) Rapide formation d'une épaisse couverture neigeuse en automne
Le sol est rapidement isolé des conditions thermiques extérieures de sorte que la chaleur emmagasinée durant l'été dans les horizons supérieurs du sol ne peut que difficilement s'échapper. Dans ce cas, il est possible qu'en zone de pergélisol, les températures soient supérieures à –2°C. Cependant, sur un sol non gelé, les températures devraient se situer à 0°C.
La nature du sol (particulièrement la taille des blocs ainsi que la présence ou l'absence de vides) joue également un rôle important.

Deux questions ressortent de ce qui précède :
1) En cas de fort refroidissement automnal (faible couche neigeuse) :
Est-ce que le rééquilibrage des températures se produit en tout temps ?

2) En cas de forte isolation automnale (épaisse couche neigeuse) :
Qu'en est-il du regel de la couche active en cas de pergélisol profond ou de pergélisol proche du 0°C ?

Ces deux questions posent les limites de l'interprétation du pergélisol au moyen de la mesure des températures du sol.
L'utilisation des loggers de température (cf. chapitre 3) devrait combler ces lacunes.

1.8 Thermique du sol

La distribution des températures à l'intérieur d'un sol est influencée par sa nature même. Un sol humide ou un sol sec réagira différemment à une perturbation thermique.
La connaissance de ce phénomène nous renseigne sur l'inertie de différents milieux face à ce type de perturbation.
La formation ou la fonte de glace dans le sol implique respectivement un apport ou un retrait d'énergie lors du changement de phase.

1.8.1 Changement de phase / notion de chaleur latente

Pour transformer 1 kg de glace à 0°C en eau à 0°C il faut apporter une quantité d'énergie égale à 333 kJ. Le changement de phase glace → eau (fusion de la glace) implique une prise d'énergie au milieu ambiant de 333 kJ par kilo.
De même, la transformation d'1kg d'eau à 0°C en glace à 0°C restitue 333 kJ au milieu environnant. Le changement de phase eau → glace (congélation) implique une libération d'énergie au milieu ambiant de 333 kJ par kilo.

Il découle de ce qui précède qu'un milieu sec et un milieu humide réagiront différemment à une perturbation climatique extérieure. Un sol très humide aura besoin de beaucoup plus de temps qu'un sol sec pour geler ou dégeler. (cf. figure 2 ci-après)

		Milieu humide	Milieu sec
Sol gelé	Réchauffement ↑	→↑	↑
Sol non gelé	Refroidissement ↓	→↓	↓

Légende : →↑ / →↓ réchauffement / refroidissement différé (dû à la présence de chaleur latente)

↑ / ↓ réchauffement / refroidissement plus rapide

Figure 2 : répercussion d'un changement climatique (réchauffement ou refroidissement) selon la nature du sol (sec ou humide)

De par la nature de leur sol, les sites du Grand Aget et du Sanetschhorn sont très différents. Le Sanetschhorn présente beaucoup de matériaux fins argileux qui favorisent une grande rétention d'humidité, ce qui le rend moins sensible à une variation de température. Au Grand Aget, les matériaux sont de manière générale plus grossiers, avec plus d'interstices. Le terrain est plus sec, il réagit plus rapidement à une perturbation extérieure.

2 Méthodes

La prospection du pergélisol dans les marges proglaciaires du Glacier d'Aget et du Glacier du Sanetschhorn repose sur les méthodes suivantes :

- Observations géomorphologiques (3.1)
- Mesures géoélectriques (sondages et traînés) (3.2)
- Mesures de températures (Data logger et BTS) (3.3)

Ces différentes méthodes sont décrites dans ce chapitre.

2.1 Observations géomorphologiques

Par cette première approche, nous cherchons à identifier les formes et processus géomorphologiques existant sur les deux sites d'étude.
Nous obtenons comme résultat une carte géomorphologique pour chaque site.

L'objectif est de réaliser une estimation grossière de la distribution du pergélisol. Ainsi, un accent particulier est mis sur la reconnaissance des formes et processus périglaciaires.

Cette première estimation permettra ensuite de placer judicieusement les sondages géoélectriques et les loggers de températures (cf. points 3.2 & 3.3).

La cartographie est effectuée selon la légende lausannoise[1] ; les formes d'accumulation sont représentées sur fond coloré et les formes d'érosions sont dessinées sur fond blanc.
Nous analysons avec une attention particulière les formes résultant du processus périglaciaire.
Il s'agit d'identifier les formes indicatives de pergélisol. On utilise de nouveaux figurés afin de différencier les zones particulièrement stables des zones instables du matériel morainique.

Les méthodes de prospection géoélectriques et de mesures de températures qui vont être mises en oeuvre par la suite (cf. points 3.2 et 3.3) seront utilisées dans le but de vérifier et de quantifier les informations relatives au pergélisol obtenues sous le point « Observations géomorphologiques ». La combinaison de ces méthodes permettra d'obtenir une connaissance la plus complète possible de la distribution du pergélisol sur l'ensemble des zones d'étude.

[1] Légende pour le levé de cartes géomorphologiques au 1 :10'000, IGUL (1993)

2.2 Prospection géoélectrique

2.2.1 Généralités

Introduction

La géoélectrique (en allemand : Gleichstrom – Geoelektrik / en anglais : DC resistivity sounding) est une méthode de prospection du sous-sol basée sur les variations de résistivité qu'offre la succession des couches d'un sol au passage d'un courant électrique.
Cette méthode donne d'intéressantes possibilités d'utilisation lors de la prospection de pergélisol, de glace morte ou de glaciers couverts. En effet, la glace possède une résistivité spécifique très élevée et peut être identifiée au moyen des mesures décrites ci-après.

Principe

Il s'agit de déterminer la résistivité des couches traversées par un courant électrique induit entre deux bornes A et B.
Quatre électrodes, disposées le long d'une ligne selon un écartement donné, sont reliées à un appareil (résistimètre[2]) fournissant un courant électrique (6V,continu) d'une intensité de 1 - 5 (evt. 10) [mA]. Il se forme un champ électrique dans le sol. On mesure la différence de potentiel entre deux électrodes M et N situées à l'intérieur du dispositif. (Cf. figure 3 ci après)

En écartant les électrodes A et B, le courant passe plus profondément dans le sol.
En fonction des résistivités apparentes obtenues, il est ensuite possible de déterminer la nature du terrain.

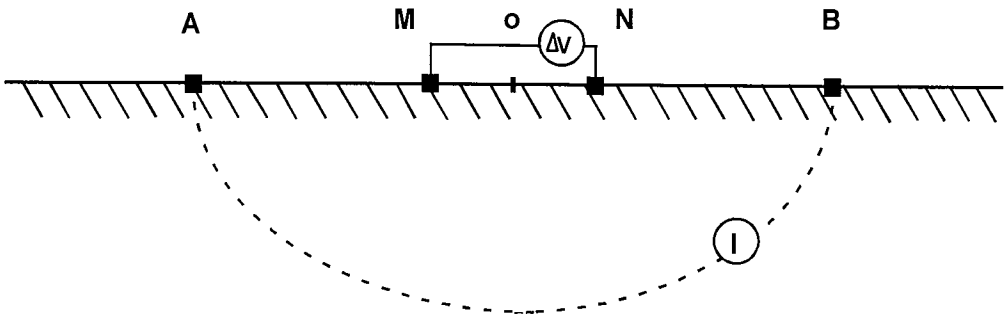


Figure 3 : schéma d'un sondage géoélectrique

Le fondement théorique se base sur la Loi d'Ohm, où l'intensité d'un courant électrique dans un conducteur est égale à sa tension aux bornes divisée par sa résistance.

Ceci peut être noté $\boxed{I = \Delta V / R}$

Où ΔV = tension mesurée [en Volts, V]
R = Résistance [en Ohm, Ω]
I = intensité du courant [en Ampères, A]

La résistance d'un corps au passage d'un courant électrique dépend de sa nature, elle est fonction de la résistivité spécifique du matériel (Ωm) multipliée par sa longueur (m) et divisée par sa section (m^2).

[2] Nous avons utilisé un appareil Oyo-McOhm, mod. 2115

La résistivité apparente du sous-sol est déterminée comme suit :

$$\boxed{ra = k\,\Delta V / I}$$

Où ra : résistivité apparente du sous-sol [Ωm]
k : facteur géométrique dépendant du dispositif utilisé et de la position des électrodes.

La résistivité obtenue est une résistivité apparente, car le courant traverse souvent des couches de différentes résistivités spécifiques et non un sol homogène. Chaque couche traversée par le courant influence donc la résistivité apparente mesurée.

En raison de grandes résistances de contact de plusieurs milliers d'Ohm (MILSOM, 1996, p.74), il n'est pas possible de mesurer la perte de potentiel directement entre les électrodes A et B. C'est pourquoi, deux électrodes nommées M et N sont utilisées entre les bornes A et B pour mesurer la différence de potentiel.

Cette méthode a été développée dans les années 1940, elle a surtout été utilisée dans les recherches minières et en hydrogéologie (détermination du niveau de la nappe phréatique). Son application dans le domaine des recherches sur le pergélisol date des années 1970-80 et s'est intensifiée dès le début des années 1990. Citons notamment FISCH & al. (1977), EVIN (1983), VONDER MUEHLL (1993). Cette méthode de prospection a aussi été utilisée avec succès à l'IGUF depuis quelques années. Nous mentionnons les travaux de GERBER (1994) LUGON & MONBARON (1998), GARDAZ (1997 & 1999) DELALOYE & MORAND (1997), DELALOYE, REYNARD & LAMBIEL (1999, en préparation).

Différents types de mesures : les sondages et les traînés

D'une manière générale, deux types de mesures sont utilisés :

- **Les mesures en profondeur à la verticale d'un point (sondages verticaux).**

Ils permettent de connaître les variations de résistivité directement sous le centre du sondage. En écartant davantage les électrodes externes, le courant va passer plus profondément dans le sous-sol. En observant les valeurs de résistivité apparente mesurées, il est possible de distinguer les différentes couches composant le substratum géologique.

- **Les mesures pour un écartement donné (traînés).**

Cette méthode permet de connaître la résistivité du sous-sol pour un écartement de dispositif constant, donc par extension pour une profondeur déterminée (la profondeur de pénétration du courant est dépendante de la nature du sol).
En déplaçant le dispositif le long d'une ligne et ensuite en répétant l'opération, nous pouvons quadriller le terrain et, par ce moyen, connaître les valeurs de résistivité du sous-sol à une profondeur donnée.

Il existe différents dispositifs (différence de positionnement des électrodes) pour l'application de cette méthode géoélectrique.

Dans notre travail, nous avons utilisé deux types courants de configurations d'électrodes soit : la configuration de Schlumberger (pour les sondages) et celle de Wenner (pour les traînés). Ce choix a été déterminé par des raisons pratiques.

Remarques et limites de la méthode

Electrodes

La méthode de prospection géoélectrique doit être adaptée aux conditions propres que l'on rencontre en haute montagne.
En lieu et place des tiges métalliques usuelles, on utilise des éponges imbibées d'eau salée. Les éponges peuvent facilement être coincées entre les blocs pour obtenir un contact opérationnel.

Profondeur de pénétration du courant

La méthode géoélectrique est une méthode qualitative de prospection du sous-sol. Comme la profondeur de pénétration du courant électrique dépend de la résistivité propre des différentes couches en présence, il est difficile de déterminer avec précision les épaisseurs des couches rencontrées.

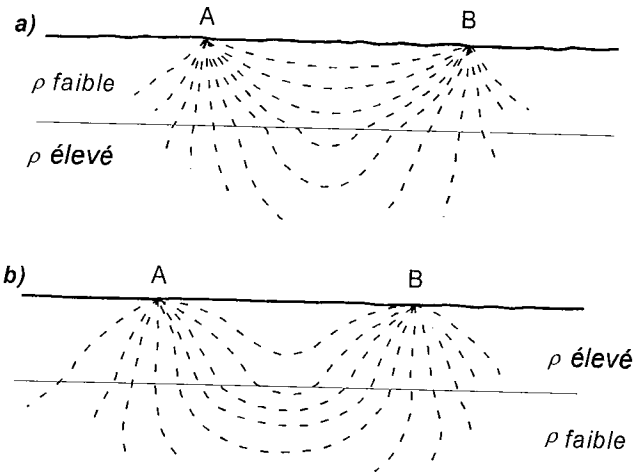


Figure 4 : distribution théorique du courant dans deux couches de différente résistivité.
a) le courant passe peu profondément dans le sol (plutôt dans la première couche)
b) le courant passe plus profondément dans le sol (plutôt dans la 2ème couche)

Une pénétration du courant de l'ordre de grandeur de ¼ à ½ de AB peut raisonnablement être affirmée pour un milieu « habituel », par exemple les graviers, les moraines, etc. Elle est probablement encore plus faible en présence de glace massive (jusqu'à 1/10 de AB ?).
MILSOM (1996), p. 83 « the point at which the effect of a deep interface becomes evident depends on the resistivity contrast but is of the order of a quarter of the current-electrode spacing ».
PARASNIS (1997), p.157 « ...depth penetration of an electrode spread is between about one–quarter and one-half of the separation between them ».

Dans ce genre de terrain, en présence de matériel morainique pouvant être gelé, les résistivités peuvent être très élevées. Nous prendrons comme référence la profondeur de pénétration du courant = ¼ de AB.

Epaisseur des couches et principe d'équivalence

Pour qu'une couche profonde puisse être détectée, c'est-à-dire qu'elle ait une influence sur la courbe des résistivités mesurées, il faut qu'elle soit suffisamment épaisse. (On considère qu'elle doit être aussi épaisse que la somme des épaisseurs des couches qui la surmontent).

De ce fait, à partir d'une certaine profondeur, il est possible (et plus réaliste) de modéliser une seule couche plus épaisse à la place de deux couches minces sans que l'allure de la courbe des résistivités apparentes ne change (principe de suppression).

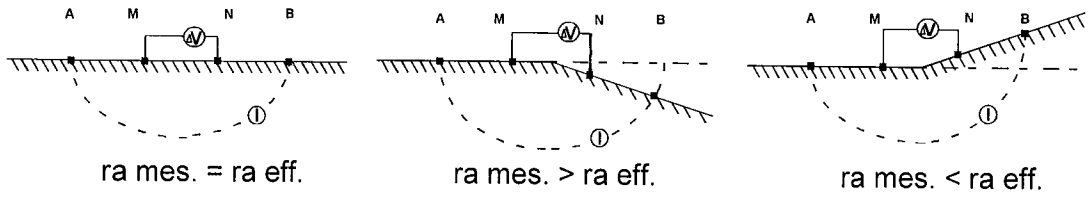
Principe d'équivalence : une couche de faible épaisseur mais de résistivité élevée a le même effet qu'une couche de plus basse résistivité mais de grande épaisseur ; l'allure de la courbe ne change pas. En général, le principe d'équivalence n'est pas applicable lors de la modélisation de la 1ère couche.

Positionnement d'un sondage

Le sondage doit être positionné dans un plan horizontal et, si possible, englober un terrain homogène, conditions qui sont rarement satisfaites en haute montagne.

Lorsque le profil traverse une bosse ou une cuvette, il peut y avoir des influences latérales qui sous-évaluent ou sur-évaluent les résistivités apparentes. (Le courant passe par le plus court chemin ou par les niveaux les moins résistants indépendamment de la topographie).

Schéma :



ra mes. = ra eff. ra mes. > ra eff. ra mes. < ra eff.

Figure 5 : différents cas de résistivités apparentes mesurées (ra mes.) possibles en fonction de la topographie

Un trajet du courant plus long implique une plus grande perte de potentiel dans le terrain donc, ra mes. < ra effective

Inversément un trajet plus court : ra mes. > ra effective

Conséquence :

On admet que les différentes couches du sous-sol détectées sont horizontales ; ainsi on ne va pas modéliser toutes les variations de résistivité apparente.

2.2.2 Les différentes configurations utilisées

A / La configuration de Schlumberger

Dans ce travail, nous avons utilisé cette configuration pour les sondages.

Principe :

Pour chaque écartement de A et B (écartement par rapport au centre du sondage), une mesure de la différence de potentiel est effectuée entre les électrodes M et N. (cf. figure 6)
Après un certain nombre de mesures (env. entre 6 et 15 m d'écartement OA ou OB), la différence de potentiel n'est plus assez importante. Il est donc nécessaire d'écarter les électrodes M et N et d'effectuer la mesure avec l'ancien et le nouvel écartement de MN, ceci au minimum en deux points de mesure AB successifs.
Cette façon de procéder permet d'obtenir un chevauchement des points de mesures aux valeurs des écartements MN, pour permettre ensuite l'ajustement des différents segments de courbes obtenus. (cf. figure 7 p.18)

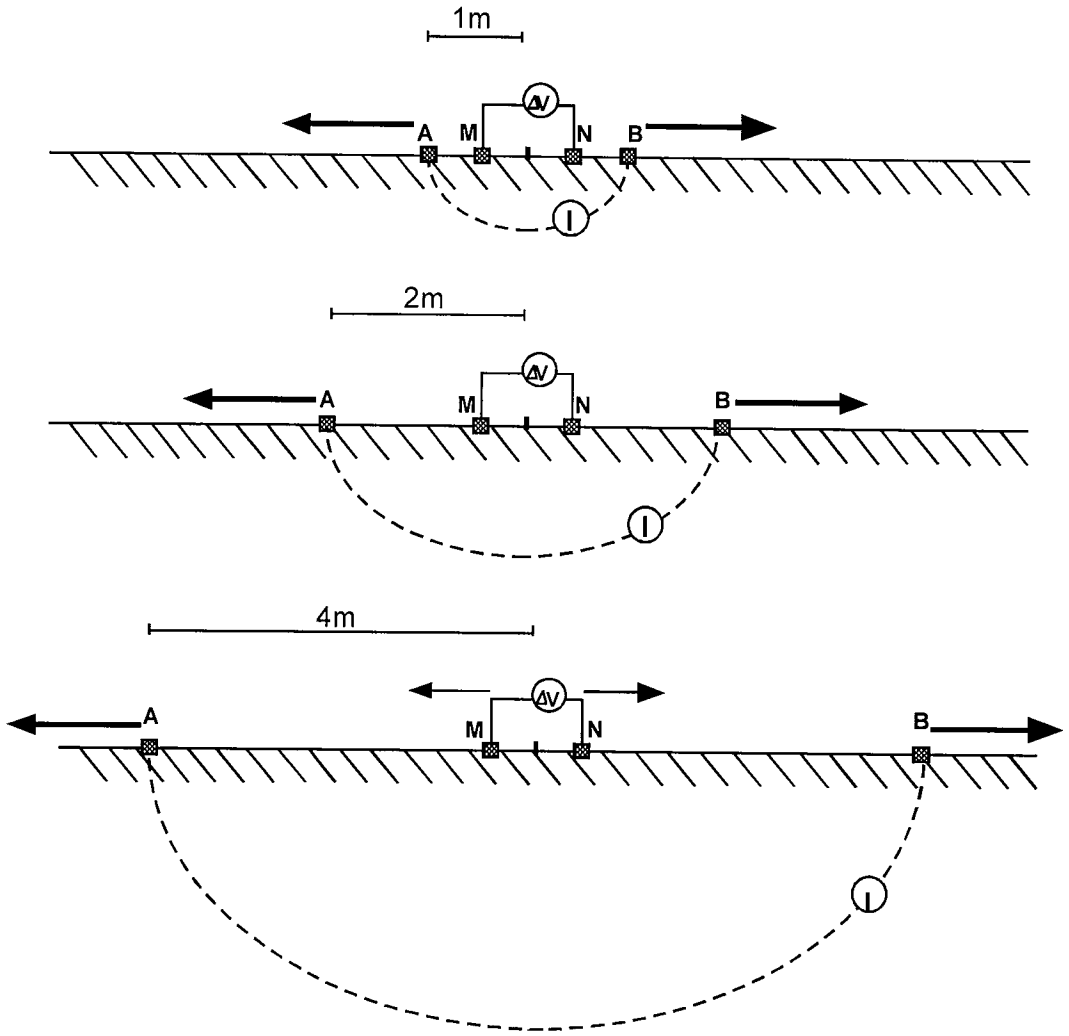


Figure 6 : Schéma d'un sondage Schlumberger avec écartement progressif des électrodes et augmentation de la profondeur de pénétration du courant.

Coefficient géométrique :

On mesure la résistance R = ΔV / I.
Les valeurs ainsi obtenues pour un sondage Schlumberger doivent être multipliées par un « coefficient géométrique » k pour connaître la résistivité apparente.

$$\rho_a = k\frac{\Delta V}{I} \qquad \text{et} \qquad k = \frac{\pi\left(L^2 - l^2\right)}{2l}$$

Où : L = OA ou OB O = point central
et l = OM ou ON

Les résistivités apparentes sont reportées sur un graphique bilogarithmique et forment une courbe.

Ajustement des sauts dans un sondage Schlumberger

Comme mentionné précédemment, le fait d'écarter les électrodes MN provoque des sauts dans la courbe de résistivité apparente obtenue (la perte de potentiel est mesurée sur une plus grande distance). Ces différents segments de courbe doivent être ajustés afin d'obtenir une courbe continue.

Usuellement, les segments de courbe obtenus par un écartement MN supérieur sont ajustés sur les segments obtenus au moyen d'un écartement MN inférieur (PARASNIS, 1997, p.133).

Cependant, dans le cadre de la prospection dans le domaine du pergélisol, les premières valeurs i.e (OA = 1 à ~ 10 m) ne sont pas stables du fait de l'inhomogénéité des couches du sol proches de la surface (blocs de différentes tailles, présence de « vides »).

En effet, les valeurs de résistivité pour les premières mesures peuvent être trop élevées à cause de la présence d'air entre les blocs. La courbe peut également présenter des « sauts » suite à la difficulté d'obtenir de bons contacts.

Selon VONDER MUEHLL (1993) les valeurs de la première branche peuvent aussi être trop basses à cause de l'eau salée utilisée pour améliorer le contact entre le sol et les électrodes.

Afin de réduire ces imprécisions, VONDER MUEHLL (1993) propose de caler les différents segments de courbes sur le deuxième segment qui, lui, reste fixe. (cf. figure 7 ci-après)

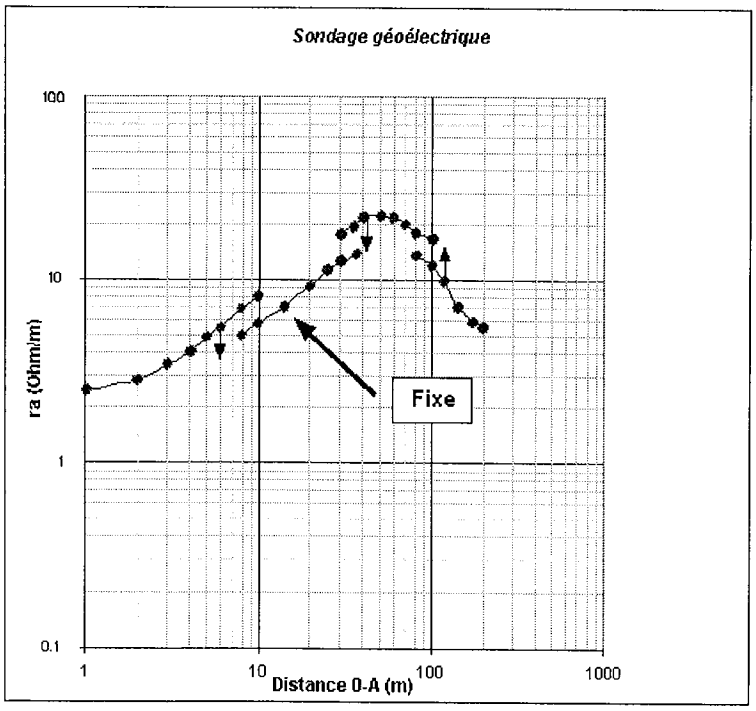


Figure 7 : graphique où est indiquée la façon d'ajuster les différents segments de courbes dans un sondage Schlumberger

Note : Dispositif de Hummel

Le dispositif de Hummel, aussi appelé demi-Schlumberger, est une variante dans la disposition des électrodes d'un sondage Schlumberger qui permet de différencier les valeurs de résistivité dans les branches OA et OB. Cette méthode est particulièrement intéressante lorsqu'on est en présence, soit d'un terrain homogène mais de dimension réduite, soit de deux terrains différents contigus. On ne peut pas alors réaliser un sondage sans changer de milieu (c'est typiquement le cas des milieux périglaciaires).

Le dispositif de Hummel reprend la configuration Schlumberger en y ajoutant une électrode C placée à une distance théoriquement infinie perpendiculairement au centre du sondage AB. Dans les faits, cette électrode est placée à 200–400 m (en fonction de la longueur de câble disponible et de l'accessibilité de ce point).

Pour connaître les valeurs de *ra* pour les branches OA et OB, il suffit de brancher successivement les fiches AC et BC sur le résistimètre.

Interprétation des résultats

Principes :

Lorsqu'un sondage est terminé et que les différents segments sont ajustés, nous obtenons une courbe où sont représentées en ordonnée les différentes valeurs de *ra* relatives à chaque écartement (distance OA) pour lequel a été effectuée une mesure.

Selon VONDER MUEHLL (1993), aussi bien la forme générale de la courbe que l'ordre de grandeur des résistivités apparentes sont déterminants pour l'interprétation de la courbe.

Les principes suivants sont énoncés :

- La valeur de *ra* en OA = 1 indique la résistivité apparente de la première couche.
- Le nombre de points d'inflexion représente le nombre de couches saisies.

La démarche suivante est proposée pour interpréter les sondages géoélectriques effectués dans les zones de pergélisol de montagne.

En présence de pergélisol, l'allure générale de la courbe peut présenter une forme de cloche. On peut logiquement la disséquer en 3 couches de résistivités spécifiques différentes :

Couche 1 : la couche active (moins résistante)
Couche 2 : la couche gelée (plus résistante)
Couche 3 : la couche non gelée (moins résistante)

La couche 2 est quelquefois subdivisée en deux :
2a : la couche de pergélisol riche en glace (résistivité élevée)
2b : le pergélisol a faible contenu de glace (le contenu en glace tend à décroître à mesure que l'on s'enfonce en profondeur), la T° augmente également, donc il y a plus d'eau.

Méthode : (modélisation)

1. Il s'agit premièrement de déterminer le nombre de couches en fonction de l'allure de la courbe (points d'inflexion).

2. Ensuite, il faut caler les résultats pour chaque écartement en introduisant, au moyen du programme *Schlumy*[3], une valeur d'épaisseur et de résistivité spécifique propre pour chaque couche déterminée. Il s'agit de procéder par tâtonnement afin que la courbe à modéliser s'ajuste au mieux sur les valeurs mesurées.
3. En raison des imprécisions de la méthode et du principe d'équivalence, nous introduisons une fourchette d'épaisseur et de résistivités réalistes pour chaque couche obtenue.
4. Les résultats doivent être confrontés avec les observations géomorphologiques de manière à valider la modélisation.

Présentation des résultats

Lorsque les courbes AC et BC se différencient peu, nous procédons à une simplification et interprétons seulement les résultats pour la courbe symétrique (AB).
Par contre, lorsque ces résultats varient sensiblement, il est important de considérer les résultats des deux courbes (AC et BC) et de les interpréter séparément. Des résultats divergents indiquent souvent un changement de milieu.

Sur les graphiques, en ordonnée sont indiquées les résistivités apparentes mesurées (ra) [Valeurs en **milliers d'Ohm m**] et, en abscisse, les différents écartements OA et OB, [**en m**] correspondant aux points de mesure.

B / La configuration de Wenner

La configuration de Wenner ne diffère pas beaucoup de celle de Schlumberger. La disposition générale des électrodes reste la même, sauf que la distance entre chaque électrode est identique (valeur a).
Dans le cas d'un sondage vertical, à chaque mesure toutes les électrodes sont écartées entre elles d'une valeur [a] suivant une croissance +/- logarithmique.
Schéma :

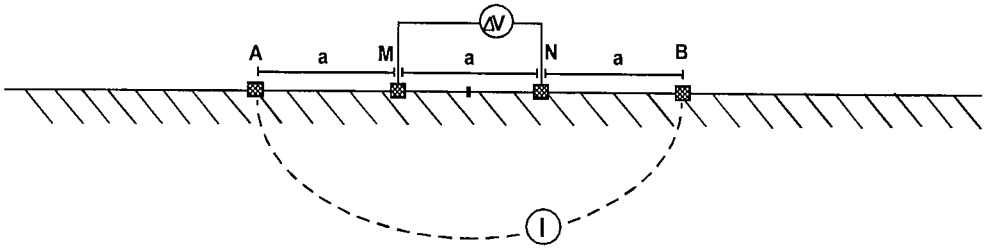


Figure 8 : représentation d'un sondage de Wenner

Ce dispositif a été utilisé dans notre travail en traînés pour connaître les variations latérales de résistivité en fonction d'un écartement [a] préalablement fixé.
Différentes lignes ont été définies dans le terrain à prospecter. A chaque mesure, les 4 électrodes du dispositif étaient déplacées dans la même direction d'une distance [a]. Le centre du dispositif est ainsi déplacé à chaque mesure, de ce fait, cette méthode permet de couvrir de grandes surfaces en peu de temps. (cf. figure 9)

[3] Programme d'interprétation de courbes géoélectriques, AQUAPHYS, CH –1225 Chêne-Bourg

Schéma de traînés

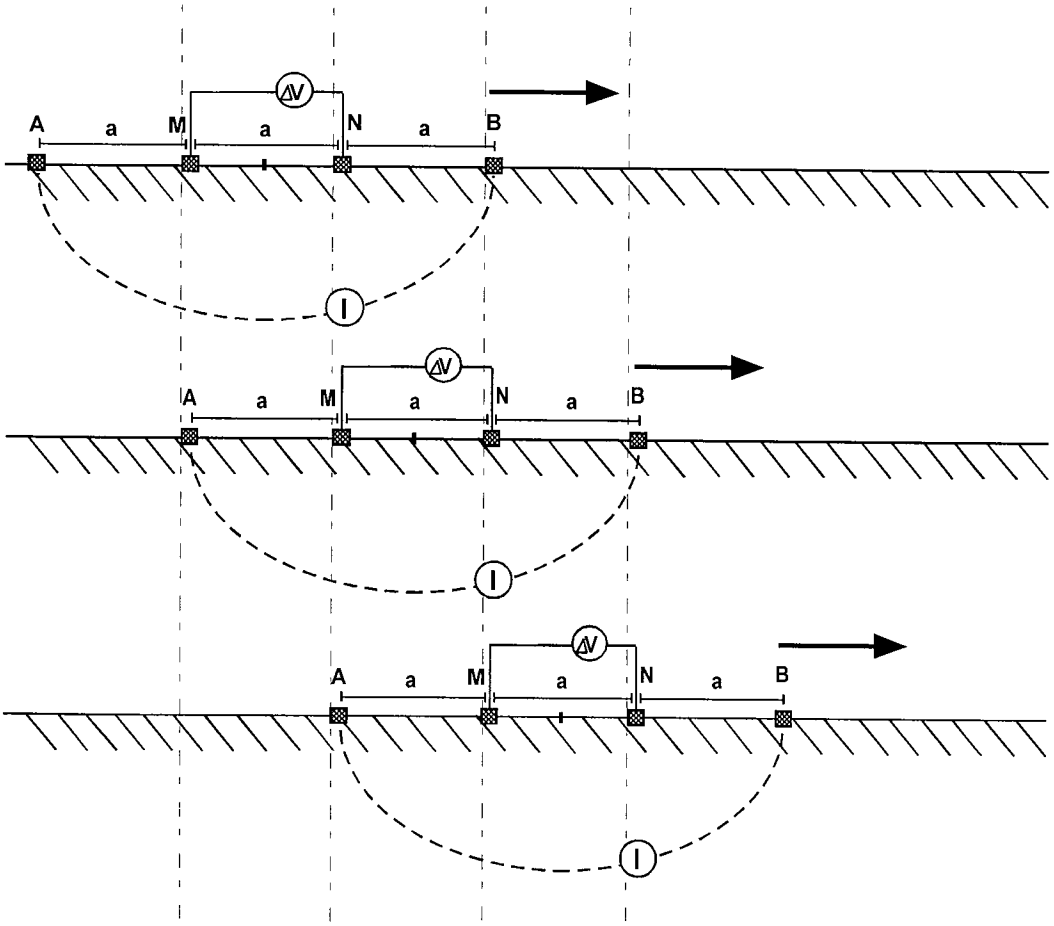


Figure 9 : cartographie du terrain par traînés géoélectriques. Les électrodes du dispositif de Wenner, sont déplacés d'une distance (a), le long d'une même ligne.

Coefficient géométrique

La résisitvité apparente s'obtient en multipliant les résistances mesurées par le coefficient géométrique k propre au dispositif de Wenner.

$$\rho_a = k\frac{\Delta V}{I} \qquad \text{Où} \qquad k = 2\pi a$$

Ecartement entre les électrodes (a)

Dans le cadre de traînés, l'écartement entre les électrodes est difficile à déterminer. Il est cependant capital pour garantir la bonne mise en oeuvre d'une cartographie électrique d'un terrain.

Nous avons donc procédé sur chaque site de la façon suivante :

1. Nous avons d'abord effectué une série de sondages verticaux (méthode Schlumberger). En présence de pergélisol, ces sondages permettent de connaître la profondeur, l'épaisseur et la résistivité de la couche gelée (avec toutes les réserves imposées par les limites de la méthode).

2. Comme il s'agit de repérer la couche gelée (couche de haute résistivité), il importe de choisir l'écartement entre A et B (pour le traîné) correspondant à l'écartement AB du sondage où ont été localisées les valeurs de *ra* les plus élevées (maximum de la courbe de *ra* des différents sondages).
3. Ensuite, pour cartographier, on applique la règle suivante : profondeur de pénétration du courant = environ 1/4 de AB. Dans le traîné, [a] correspond aux ¾ de AB (au maximum de la courbe d'un sondage de référence).

Présentation des résultats

Les valeurs de résistivité obtenues au moyen des traînés géoélectriques sont regroupées en classes de résistivité. Sur la carte, les résultats s'expriment au moyen de cercles de taille proportionnelle à l'ordre de grandeur des résistivités mesurées.

2.3 Les mesures de température

Les mesures de température comprennent les mesures de la température du sol au moyen des mesures BTS et des Data logger UTL-1

2.3.1 La méthode BTS

Généralités

La méthode BTS (Bottom Temperature of Snowcover) a été développée par W. Haeberli en 1973. C'est une méthode rapide de prospection du pergélisol qui permet de mesurer la température à la surface du sol sous la couverture neigeuse hivernale.

Cette méthode a été utilisée ensuite par un grand nombre de chercheurs sur le pergélisol tels : HAEBERLI (1973, 75), HAEBERLI et PATZELT (1982), HOELZLE (1994), KELLER (1994).

Elle a été employée par les chercheurs de l'IGUF dès les années 1990 ; citons : TENTHOREY (1993), GERBER (1994), LUGON (1998), GARDAZ (1999), DELALOYE (en préparation).

GARDAZ, LUGON & MONBARON (1995) ont fait une synthèse complète en français de la méthode.

Il nous paraît cependant essentiel d'en faire un rapide tour d'horizon. L'évolution des connaissances dans ce domaine est très rapide.

Principe

On enfonce une sonde[4], à l'extrémité de laquelle est fixé un thermistor[5], jusqu'au sol à travers la couche neigeuse. Cette sonde est couplée à un multimètre.

Comme un manteau neigeux suffisamment épais (min. 80 cm à 1 m) isole le sol des conditions climatiques extérieures, la température à la surface du sol est donc influencée par les conditions géothermiques internes.

- En cas d'absence de pergélisol, le flux géothermique est perceptible jusqu'en surface. La température à l'interface sol-neige se situe donc aux alentours de 0 °C.

[4] Markasub AG, Basel, Suisse

[5] modèle YSY 44006

- En présence de pergélisol, le flux géothermique est équilibré à la base du pergélisol et l'influence de la couche gelée se propage jusqu'à la surface en gelant le niveau actif.

Note :
Les mesures BTS doivent être effectuées à la fin de l'hiver, lorsque le manteau neigeux est suffisamment épais pour isoler le sol.
Impérativement, elles ne doivent pas être réalisées trop tard dans l'année, dès lors que le manteau neigeux est complètement humidifié (les résultats indiqueraient alors dans tous les cas 0°C).
La meilleure période se situe donc durant les mois de février et de mars.

Le résultat brut obtenu sur le terrain est une résistance électrique en KΩ (le capteur à l'extrémité de la sonde est un semi-conducteur dont la résistance varie en fonction de la température).

La transformation des résultats obtenus en température s'effectue au moyen de l'équation suivante

$$\frac{1}{T[Kelvin]} = A + B \cdot \ln R + C \cdot \ln R^2 + D \cdot \ln R^3 \quad (1)$$

Où : T = BTS en [K]
R = Résistance électrique mesurée en [kΩ]
A = $2.685751739 \cdot 10^{-3}$
B = $3.031133011 \cdot 10^{-4}$
C = $-8.960685722 \cdot 10^{-6}$
D = $1.351062222 \cdot 10^{-6}$

Selon Haeberli et Epifani 1986, les mesures sont légèrement influencées par l'épaisseur de la couche neigeuse. Elles doivent être corrigées au moyen de la formule suivante

$$BTS_c = BTS + (5.36 \cdot H_n^{-0.29} - 5.36) \quad (2)$$

Où BTSc = BTS corrigée [K] ou [°C]
BTS = BTS mesurée [K] ou [°C]
Hn = hauteur de neige [m]

Finalement, les valeurs ainsi obtenues en °C doivent être regroupées en classes de températures où :

BTS c inférieure à –3 degrés C	Pergélisol probable
BTS c comprise entre –2 et –3 degrés C	Pergélisol possible
BTS c supérieure à –2 degré C	absence de pergélisol

Cette classification semble néanmoins trop rigide, les températures mesurées pouvant varier notamment en fonction de la date et de l'importance des neiges automnales. DELALOYE, (communication personnelle) ne se rallie pas à cette classification qu'il considère comme trop stricte.

HAEBERLI & EPIFANI (1986) mentionnent que la méthode est prévue pour des hauteurs de neige de 0,8 à 1,5 m, mais au maximum 2 m.
En présence de hauteurs de neige plus élevées, les valeurs mesurées sont alors trop froides (HAEBERLI & al. 1996).

Lors de la campagne de mesures BTS au Grand-Aget en mars 1999, les hauteurs de neige étaient relativement élevées (de l'ordre de 2,5 à 3,5 m). Dans la formule de correction, les hauteurs de neige supérieures à 2 m ont été bloquées à 2 m. Cependant, il semble que certaines valeurs mesurées soient néanmoins plus basses qu'en réalité.

Finalement, bien que très utilisée en géomorphologie périglaciaire, la méthode BTS fournit des valeurs susceptibles d'être affectées par le milieu ambiant.
Les résultats peuvent notamment être influencés par :

- La date à laquelle les mesures ont été effectuées ;
- Les quantités de neige tombées les jours précédant la mesure ;
- La nature du sol ;
- La date et l'importance des premières neiges automnales.

De telles mesures doivent, si possible, être calées avec d'autre moyens d'observations des températures en continu, tels par exemple, les loggers de température.

2.3.2 Les loggers de température

Principe :
Ces appareils (Datalogger UTL-1[6] ci-après désignés « logger ») permettent de connaître l'évolution des températures à la surface du sol au cours d'un intervalle de temps donné.
Ces petits appareils sont munis d'une mémoire et peuvent être programmés pour enregistrer les températures à intervalles réguliers. Ils ont une capacité de stockage de 7944 mesures, cela pour une durée maximale de 1588 jours.

Précision des mesures : les mesures s'effectuent au moyen de pas de 0.23°C. La précision des mesures est de l'ordre de +/- 0.25 °C.
En étant programmé pour enregistrer une mesure toutes les 2 heures, comme nous l'avons fait, ils peuvent stocker des données de température de 22 mois.
Ces appareils ont été utilisés pour connaître l'évolution des températures durant une année (7 loggers ont été placés sur chacun des sites du Grand Aget et Sanetschhorn).

Note :
Les loggers permettent de connaître l'évolution des températures en plusieurs points judicieusement déterminés durant un certain intervalle de temps, alors que les mesures BTS permettent de cartographier les températures d'un terrain (sur de grandes surfaces) à une date donnée.

Interprétation des données
La lecture des données s'effectue au moyen du logiciel LogBook[7] en connectant le logger à un PC ou à un Macintosh.

[6] © Forschungsgruppe angewandte Geomorphologie GIUB / Locher AG
[7] version 2.04, © idem note préc.

L'évolution des températures hivernales va nous permettre de déterminer la présence ou l'absence de pergélisol. Par contre, à la fin du printemps et au début de l'été, lorsque la neige a disparu, les températures à la surface du sol deviennent de toute manière positive (dans le cas de pergélisol, cela correspond au dégel progressif de la couche active) et l'étude des températures estivales ne fournit pas d'information pertinente.

Les résultats obtenus indiquent :

- l'évolution de la température du sol au cours de l'hiver (amplitude et variations des T°) ;
- la date de l'humidification du manteau neigeux ;
- la date de disparition de la couverture neigeuse ;
- ...[8]

Deux cas de figure sont possibles :
Le sol est gelé :

- Durant l'hiver, les températures à la base du manteau neigeux se stabilisent durablement à des valeurs inférieures à 0°C

Le sol n'est pas gelé :

- Les températures à la base du manteau neigeux sont égales à 0°C durant l'hiver.

Courbes théoriques

Les deux graphiques ci-après montrent les courbes typiques de températures que l'on peut observer à la surface d'un pergélisol et à la surface d'un sol non gelé.

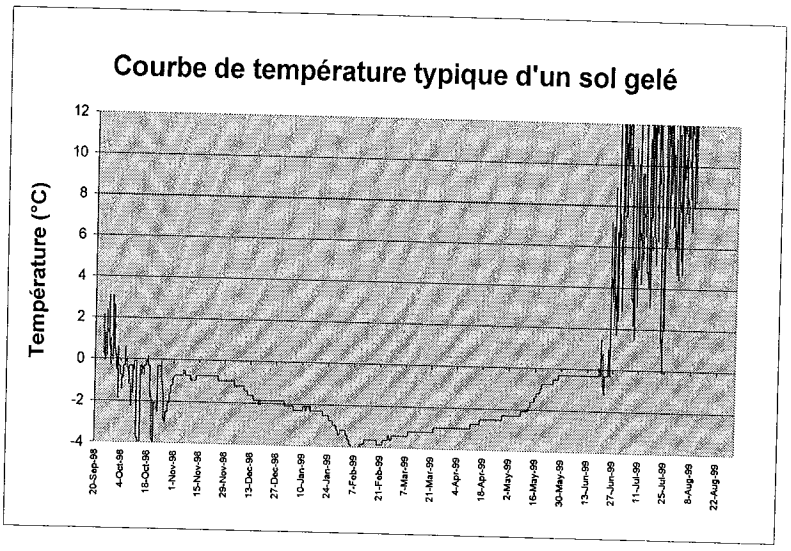


Figure 10 : Exemple d'une courbe annuelle de température à la surface d'un pergélisol (Sondage Sa 5). (cf. commentaire ci-dessous).

Commentaire de la figure 10 :

Au début d'octobre, une faible couverture neigeuse provoque un abaissement des températures du sol à des valeurs inférieures à 0°C.

[8] Un travail de diplôme cherchant à répertorier les informations pertinantes fournies par les loggers de température est actuellement en cours à l'IGUF (Martha Gruson)

Puis, la couche neigeuse devient plus épaisse et joue son rôle d'isolant, les variations de T° en surface du sol s'estompent. Peu à peu, la température s'abaisse, signe d'un regel de la couche active.
Vers la fin de l'hiver, la température remonte rapidement à 0°C lorsque le manteau neigeux est complètement humidifié.

P.S. La nature du sol (gros blocs avec vides intercalés) permet des circulations d'air, même au coeur de l'hiver lorsque le sol est isolé par un épais manteau neigeux. Les températures à la surface du sol ne sont alors jamais complètement stables.

En présence de matériel plus fin, il semble que les températures hivernales mesurées à la surface d'un sol gelé soient durablement stabilisées à des valeurs inférieures à 0°C.
(cf. logger Sa1 par exemple, voir chap. 3, p. 51)

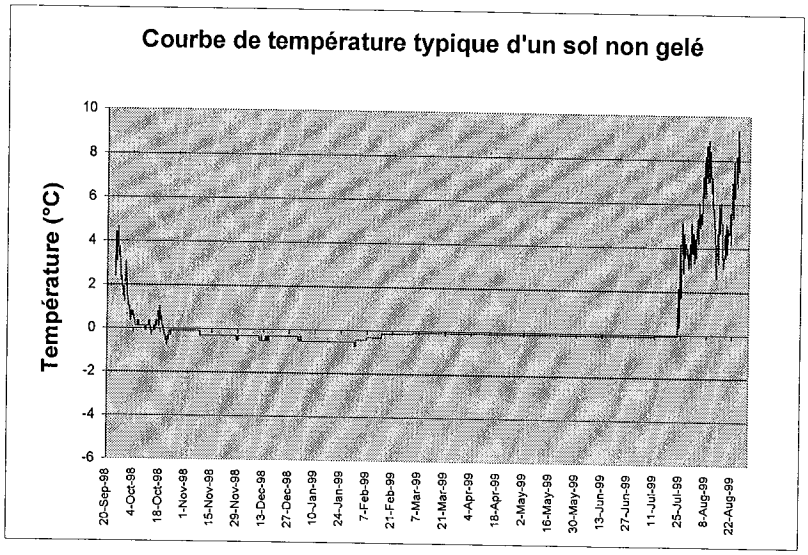


Figure 11 : Exemple d'une courbe annuelle de température à la surface d'un sol non gelé (cf. commentaire ci-dessous)

Commentaire de la figure 11 :
Au cours de l'automne, la neige fait son apparition, elle permet un refroidissement du sol (gel de surface) qui va durer jusqu'en début d'hiver, moment où le flux géothermique réchauffe le sol. La température se stabilise alors à 0°C.

Remarque :
Il importe de vouer une grande attention au rôle de la neige automnale (Herbstschneeeffekt) qui peut fausser l'interprétation des valeurs mesurées ! (cf. point 2.7)

2.3.3 Liens Loggers-BTS

Les loggers peuvent également être utilisés pour caler et valider les résultats des mesures BTS. Ils sont particulièrement biens adaptés à la vérification des mesures BTS.
Ils permettent ainsi de contrôler si les mesures ont été effectuées à la bonne période (période au cours de laquelle le sol est complètement isolé des conditions thermiques extérieures et lorsque le manteau neigeux n'est pas encore totalement humidifié).

Lorsque la courbe de température présente des fluctuations, celles-ci indiquent :

- soit que le manteau neigeux n'est pas suffisamment épais pour isoler le sol des conditions climatiques extérieures,
- soit, sur un sol formé de gros blocs avec vides, que les variations de la température extérieure se propagent jusqu'au sol suite à des circulations d'air entre les blocs (ce qui arrive même lorsque le manteau neigeux est supérieur à un mètre.

La connaissance de la distribution des températures sur l'ensemble de la saison hivernale devrait permettre d'éviter les fausses interprétations des mesures BTS.

La présentation des diverses méthodes utilisées dans notre travail étant terminée, nous pouvons procéder à la description des sites et analyser les résultats obtenus suite à l'application des diverses mesures précitées.

3 Distribution du pergélisol au Sanetschhorn

3.1 Présentation du site d'étude

3.1.1 Situation générale

Le site du Sanetschhorn - Creux de la Lé est situé au NE du Col du Sanetsch dans le versant N du Sanetschhorn aussi appelé Mont Brun. Dans les Hautes Alpes Calcaires, la région du Col du Sanetsch marque la ligne de partage des eaux entre, au N, le bassin versant de la Sarine et au S, le bassin-versant de la Morge affluent du Rhône.
Le Vallon du Creux de la Lé est situé sur sol valaisan, à quelques encablures de la frontière bernoise ; hydrographiquement, il appartient au bassin-versant bernois.
Topographiquement, la région du Col du Sanetsch est située entre les massifs des Diablerets et du Wildhorn.

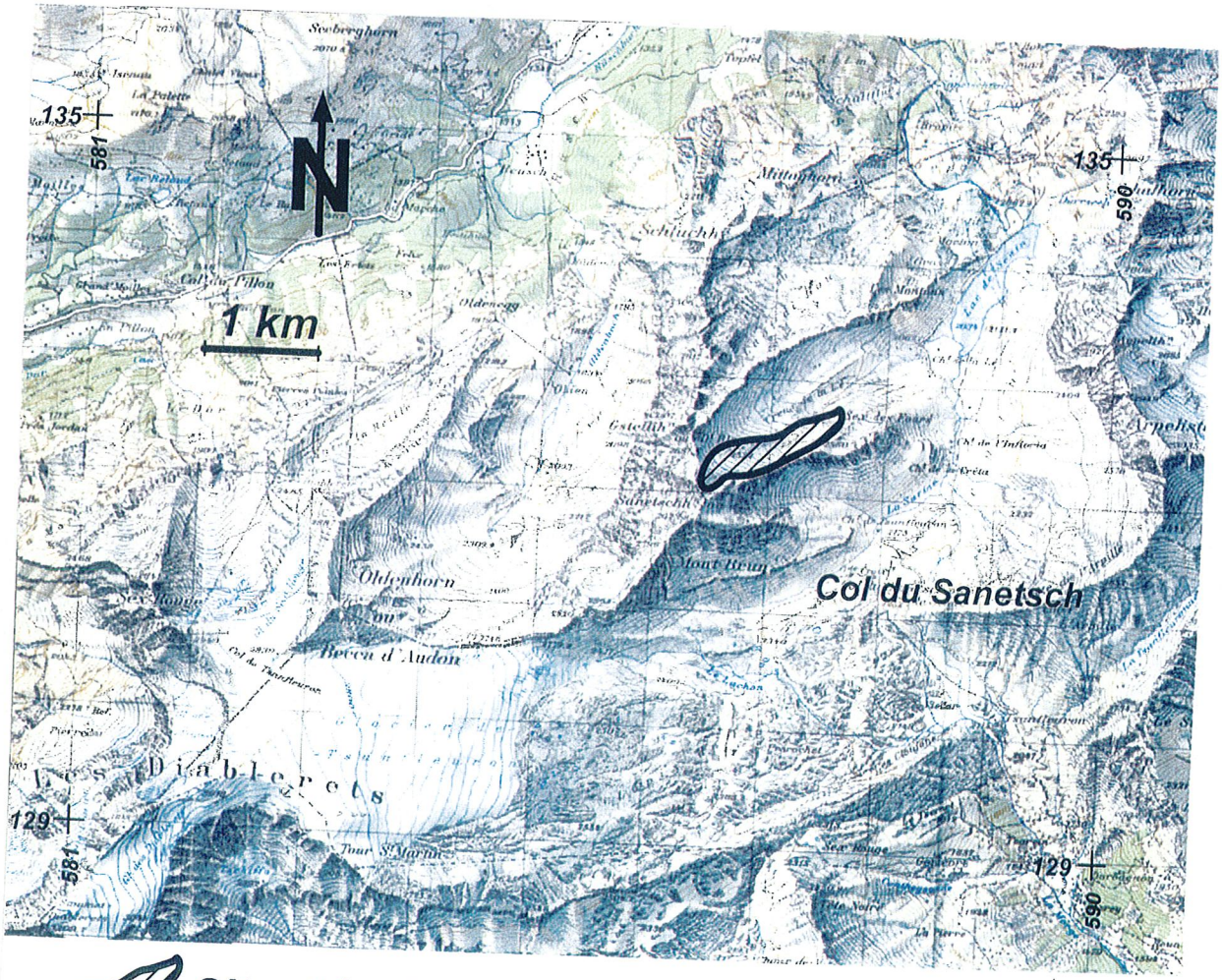


Figure 12 : situation topographique du site d'étude du Sanetschhorn – Creux de la Lé

3.1.2 Délimitation de la zone d'étude

Le Creux de la Lé est un vallon perché ouvert vers le NE, situé au-dessus du petit lac artificiel de Senin. Il est fermé au SW (amont) par les sommets du Sanetschhorn ou Mont Brun (alt. 2923 m) et du Gstellihorn ou Dent Blanche (alt. 2817 m).
En fait il s'agit d'un vallon encaissé, délimité par les sommets ci-après :
Le Sex des Fours, le Sanetschhorn, le Gstellihorn, les Montons (à partir de l'aval, en rive droite et dans le sens horaire).

La zone d'étude proprement dite se situe dans le flanc N du Sanetschhorn à l'intérieur de la marge proglaciaire du Glacier du Sanetschhorn (sans nom sur CN) et dans les éboulis adjacents. De par l'exposition au N et la topographie marquée par des falaises d'env. 50 à 100 mètres impliquant un effet d'ombre important, ces zones situées à une altitude de 2300 – 2500 mètres sont les seules de tout le vallon à pouvoir contenir un pergélisol.

Le flanc N du Sanetschhorn est bordé d'un glacier qui a laissé dans le paysage d'importantes moraines (imposant bastion morainique) témoins d'une extension plus importante qu'actuellement. Aujourd'hui, ce glacier ne se remarque qu'avec peine, car il est quasi entièrement couvert par les éboulis se détachant de la falaise du Sanetschhorn.

A l'aval de la courbe de niveau 2360 environ (à l'W de la marge proglaciaire) on se trouve actuellement en présence d'éboulis, mais il subsiste quelques traces d'anciens arcs morainiques traduisant l'existence, à une certaine époque – probablement au Petit Age glaciaire - de petits glaciers de versants.

3.1.3 Distribution du pergélisol dans les Hautes Alpes Calcaires

PHILIPPS & REYNARD (1996), ont déterminé les limites inférieures du pergélisol discontinu dans les Hautes Alpes Calcaires à partir d'un certain nombre de mesures BTS.
Pour les orientations N et NE (c'est-à-dire les orientations correspondant à la marge proglaciaire du Sanetschhorn), ces valeurs sont les suivantes :
N : 2185 m
NE : 2275 m

Compte tenu de ces informations, nous pouvons affirmer que le versant N du Sanetschhorn (constitué de la marge proglaciaire du Glacier du Sanetschhorn et des éboulis adjacents) est situé en zone de pergélisol potentiel.

Philipps et Reynard expliquent les altitudes relativement basses modélisées pour le secteur N par la topographie particulière des Hautes Alpes Calcaires, où la structure propre des nappes helvétiques - caractérisées par un grand nombre de falaises - induit, dans le quadrant N, un effet d'ombre portée.
Cette diminution de l'ensoleillement implique un abaissement de la limite du pergélisol dans ces orientations-là.

Cette remarque correspond tout à fait au site du Sanetschhorn où la falaise reliant le Sex des Fours au Sanetschhorn provoque de larges ombres portées tout le long du flanc D du Creux de la Lé.

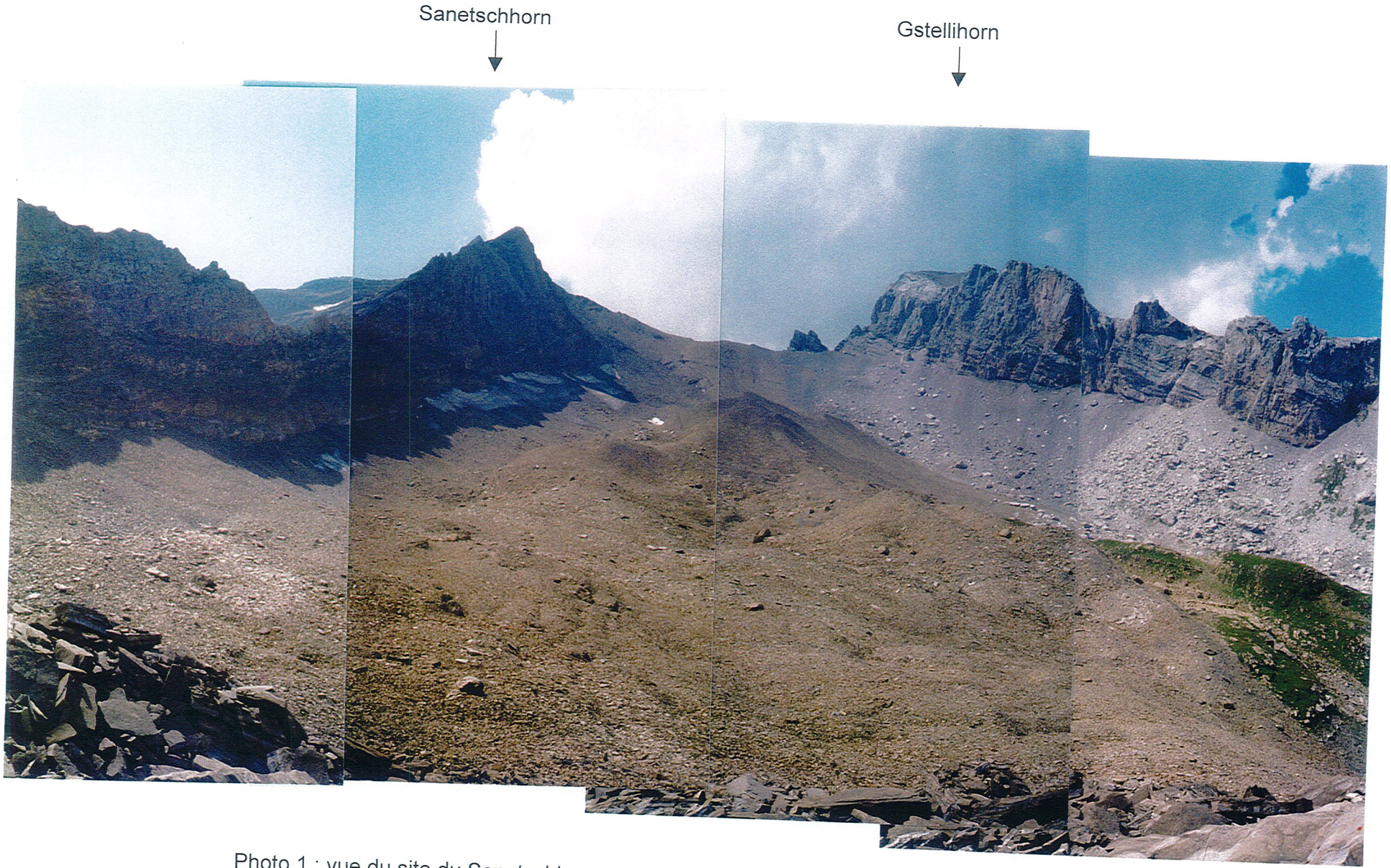


Photo 1 : vue du site du Sanetschhorn depuis la « bosse-moraine » (point 2386)

3.1.4 Cadre géologique

Situation

La région du Sanetschhorn appartient à la nappe helvétique du Wildhorn

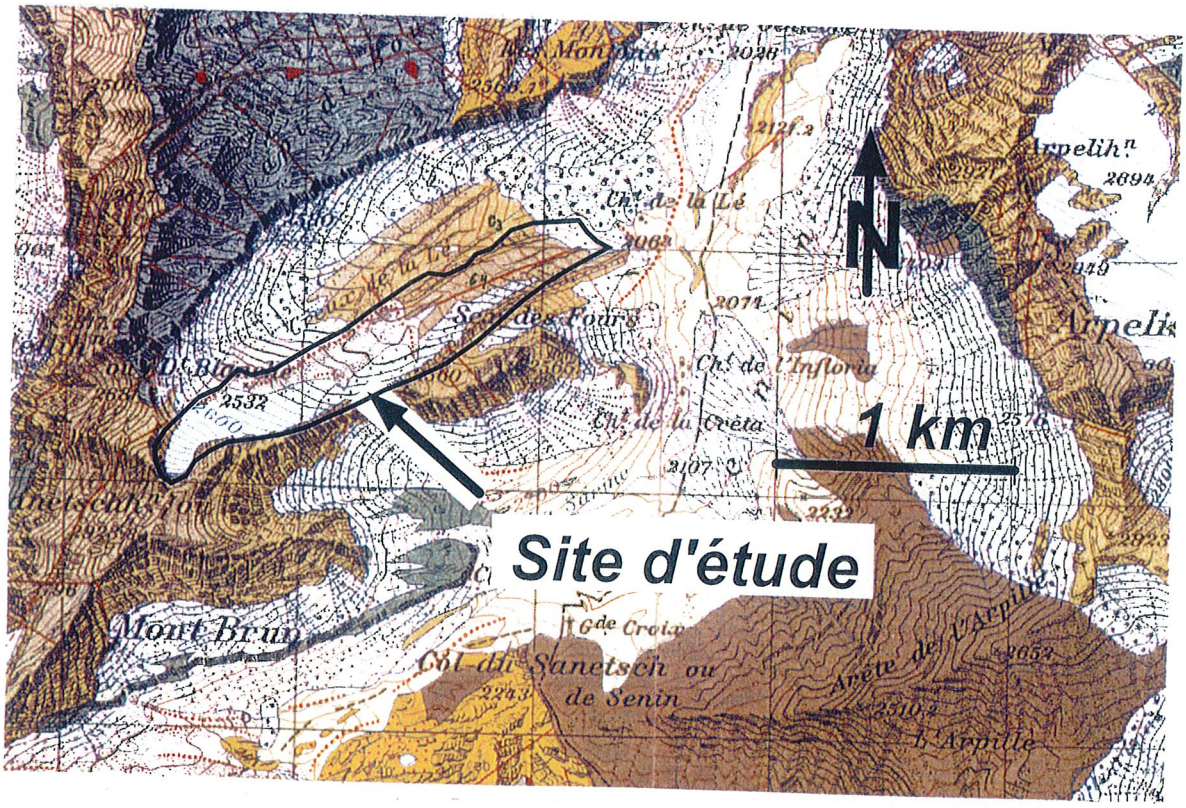


Figure 13 : Extrait de la carte géologique St Léonard, Atlas géologique de la Suisse

Dans le vallon du Creux de la Lé nous pouvons énoncer la succession des couches suivante :
(Pour la légende complète, se référer à la carte géologique St Léonard 1 : 25'000 + notice explicative, BADOUX et al. ,1957)

C_3 Hauterivien

Base : Calcaires siliceux bruns en bancs. Une bande à patine claire (calcaire schisteux) d'une dizaine de m d'épaisseur est intercalée : la Schynig Band.
Au sommet apparaît une couche jaune de calcaires glauconieux et échinodermiques à nombreuses pistes de vers et débris d'oursins.

C_4 Barrémien

Le Barrémien est caractérisé par deux facies : l'un profond, l'autre récifal.

Facies profond : C_4 = Barrémien s. str. ou Drusbergschichten : ensemble de marno-calcaires avec apparition vers le haut d'intercalations de calcaires blancs récifaux. Il s'agit–là d'une transition graduelle avec l'Urgonien inférieur.

Facies récifal : C_{4u} = l'Urgonien inférieur. Il s'agit de calcaires blancs bien karstifiables formant les falaises en rive G du vallon et de grands champs de lapiez tels le Lapi di Bou au NW du Gstellihorn et les Lapis de Tsanfleuron (appartenant, eux, à la nappe des Diablerets).

C_{5u} Aptien inférieur

Le front de la nappe du Wildhorn est constitué d'une zone marno-gréseuse jaune à orbitolines surmontée d'un calcaire récifal blanc. La couche à orbitolines perd de son individualité, c'est pourquoi sur la carte, les couches du Barrémien et de l'Aptien on été regroupées en un seul ensemble Urgonien.

(Donc, Urgonien = Barrémien supérieur et Aptien inférieur)

Le matériel morainique de la marge proglaciaire et les éboulis sur le versant N du Sanetschhorn sont donc constitués de blocs hauteriviens et barrémiens.

Tectonique

Le centre du vallon du Creux de la Lé forme un anticlinal, d'axe SW – NE, évidé en son centre.

En rive droite (S) les couches plongent pour former un synclinal pincé. La paroi N du Sanetschhorn est constituée par ces couches réapparaissant en position sub-verticale, voire même presque renversée.

Dans le sommet du Sanetschhorn, un pli coffré (cf. photo 2) forme l'anticlinal qui précède (au S).

Photo 2 : la partie amont de la marge proglaciaire et le plis coffré du Sanetschhorn (au centre de la photo)

Note : Le Gstellihorn est aussi appelé **Dent Blanche** du fait de la nature de la roche dont ce sommet est constitué (calcaires gris clairs urgoniens assez massifs).

Le Sanetschhorn ou **Mont Brun** : l'appellation Mont Brun vient des couches brunes du Barrémien et de l'Hauterivien constituant le Sanetschhorn. (cf. photo 1)

3.1.5 Géomorphologie (cf. carte annexe)

Un grand nombre de processus géomorphologiques différents laissent leur empreinte dans le paysage du Creux de la Lé. Nous indiquons ci-après les différentes formes classées en fonction de leur processus géomorphologique dominant.
(Les numéros en caractère gras font référence aux formes caractéristiques mentionnées sur la carte géomorphologique, annexe 1).

a) Formes structurales

Le relief du Creux de la Lé est marqué par d'imposantes falaises taillées en rive droite (Sanetschhorn - Sex des Fours) dans une roche particulièrement gélive, les calcaires barrémiens et hauteriviens. En rive gauche (Gstellihorn – les Montons), les falaises sont taillées dans des calcaires urgoniens.
Les roches formant le coeur de l'anticlinal sont entaillées pour former une gorge où coule un torrent glaciaire. Les couches affleurantes forment des bancs et des escarpements d'ordre métrique à décamétrique.

b) Formes glaciaires

Les roches constituant les sommets du Sanetschhorn et du Sex des Fours sont de nature particulièrement gélive comme nous l'avons indiqué précédemment. Le Glacier du Sanetschhorn, au cours de ses fluctuations, a transporté et accumulé énormément de matériaux pour former un bastion morainique **(1)**. Ce glacier n'occupe maintenant qu'une fine bande au pied des falaises.
Au sein de cette marge proglaciaire diverses formes d'origine glaciaire peuvent être remarquées. Il s'agit :
d'une push moraine **(2)**
d'un esker **(3)**

Photo 3 : push moraine récente

Légèrement à l'aval de la marge proglaciaire du Sanetschhorn deux arcs morainiques **(4)** frontaux sont bien marqués. Il sont probablement la signature de « micro-glaciers » de versant ayant existé au Petit Age Glaciaire.

Photo 4 : vue du glacier couvert du Sanetschhorn

c) Formes gravitaires

En aval de la marge proglaciaire du Sanetschhorn, le pied des falaises est constitué d'importants talus d'éboulis **(5)**.

d) Formes périglaciaires (souvent combinaisons de formes)

Différents lobes - indicateurs de la présence de glace - sont présents dans la marge proglaciaire (notamment dans le vallon adjacent) **(6)**. On y observe aussi un remaniement superficiel des matériaux (cryoturbation).
Une bosse caractéristique **(7)** se trouve sur le bord droit. Cette forme gonflée pourvue de matériel grossier en surface, instable, traduit la présence de glace. Son origine est pour l'instant difficile à expliquer. Est-ce une moraine latérale, un amas de glace morte... ? Cette forme résulte probablement la combinaison des processus glaciaires, périglaciaires et gravitaires.

Dans les éboulis hors de la marge proglaciaire, on trouve des signes de flux caractérisés par des loupes de gélifluxion **(8)**.

e) Hydrographie

Les écoulements s'effectuent d'abord en surface sur la glace, dans le thalweg au front du glacier actuel. Ensuite, l'eau ruisselle en profondeur. Elle s'écoule entre les blocs probablement jusqu'au niveau de la roche en place, qui présente un niveau plus imperméable, pour réapparaître sous forme de source au front de la marge proglaciaire de 1850.

En dehors de la zone d'étude propement dite, différentes formes méritent d'être signalées :

Formes gravitaires

La barre urgonienne en Rive G du Creux de la Lé est assez massive et semble peu propice à l'action des processus gravitaires. Elle est cependant parcourue par une succession de failles obliques. Divers plans de failles (entre le Gstellihorn et les Montons) indiquent que le système est ouvert vers l'aval. (Ceci est un élément favorisant les éboulements de grand volume tels l'éboulement des Montons).

Eboulement des Montons **(9 –10)** :

En amont de la route, cet éboulement **(9)** présente un énorme chaos de blocs de taille parfois considérable (10 – 15 m de haut). Il est en partie recouvert de végétation (herbes et arbustes).

En aval de la route, l'éboulement présente d'autres structures **(10)**. Le matériel est moins grossier et semble pris dans la masse environnante (dans une matrice plus plastique) On peut aussi y distinguer un léger mouvement de fluage vers l'aval (larges arcs).

Ceci pourrait être expliqué par la présence de glace morte à cet endroit, au moment où l'éboulement s'est produit. Les blocs éboulés ont été mélangés et englobés au matériel recouvrant cet amas de glace. Il en résulte une structure moins tourmentée que dans la partie amont (absence de glace).

Cette hypothèse permettrait de situer cet énorme éboulement durant le tardi-glaciaire (stade Egesen, Dryas récent ?).

On observe aussi une succession d'éboulis et d'éboulement (de moindre importance) le long du flanc G du vallon, entre le Gstellihorn et les Montons. Ces processus sont toujours actifs aujourd'hui et la multiplicité des événements rend toute datation impossible.

Formes karstiques

Nous observons des lapiez nus et des lapiez couverts sur les couches de l'Hauterivien et du Barrémien (structures planes sur le dos de l'anticlinal. Ces roches sont moins karstifiables que les roches urgoniennes formant par exemple les Lapis di Bou et les Lapis de Tsanfleuron, mais on y distingue tout de même une formation de lapiez aussi bien par érosion chimique (dissolution du calcaire le long des fissures de la roche) que par l'érosion mécanique caractérisée par l'alternance des cycles gel – dégel (lapiez démantelé).

Formes fluviatiles

Nous observons :

- des coulées torrentielles, dans les niveaux en place de barrémien schisteux au fond du vallon (entre les sommets du Sanetschhorn et du Gstellihorn) et au NW du bastion morainique.(tranchées dans la moraine).
- une plaine d'épendage **(11)** sur le bord G en amont du vallon, a travers un éboulement. Le matériel provient du bastion morainique (coulées torrentielles). Plus à l'aval, contre l'éboulement des Montons nous observons également un épendage de matériel déposé lors de crues du torrent du Creux de la Lé **(12)**.

Finalement une étonnante zone de collines **(13)** en rive S du lac de Senin mérite d'être signalée.

Selon R. Delaloye [9], on peut supposer que de la glace morte recouverte de matériel morainique se trouvait là au tardi-glaciaire. Lors de la fonte de cette glace morte, diverses dépressions se sont formées (« dépressions thermokarstiques »). Le matériel morainique recouvrant la glace a glissé et comblé ces trous. Lorsque cette glace a complètement fondu, il est alors resté ces buttes de matériel morainique.

Photo 5 : « bosse-moraine » (point 2386) vue depuis l'extérieur de la marge proglaciaire

[9] Communication personnelle

3.2 Résultats des mesures au Sanetschhorn

Dans ce chapitre, nous présentons les différentes méthodes utilisées sur le site du Sanetschhorn ainsi que les résultats relatifs à la distribution du pergélisol obtenus au moyen de ces méthodes.

3.2.1 Méthodes utilisées au Sanetschhorn

Afin de prospecter un éventuel pergélisol dans la marge proglaciaire du Glacier du Sanetschhorn et de délimiter l'étendue du glacier couvert actuel, des mesures géoélectriques (sondages et traînés) ont été réalisées durant l'été 1998. Ces mesures ont été complétées par des mesures de températures en continu à la surface du sol (au moyen de mini – loggers).
Il convient de préciser que des mesures BTS étaient initialement aussi prévues, mais elles n'ont pu être réalisées du fait de la trop grande couverture neigeuse et des conditions météorologiques particulièrement exécrables de l'hiver 1999.

Sondages géoélectriques

Nous avons effectué 12 sondages géoélectriques (numérotés de Sa 1 à Sa 12) du 3 au 5 août 1998.
Les sondages Sa 1 et Sa 2 ont été réalisés sur la roche en place (surmontée d'une faible couverture morainique pour Sa 2). Sa 3 et Sa 4 ont été positionnés dans des éboulis hors de la marge proglaciaire ; ces éboulis présentent des lobes peu marqués qui pourraient traduire la présence de glace.
Les sondages Sa 5 à Sa 12 ont été disposés de manière à prospecter au mieux la marge proglaciaire :

Ils sont positionnés comme suit :

- Sa 5 sur la « moraine » (bosse point 2386 m, matériel grossier) ;
- Sa 6 sur le bord interne de cette bosse, côté glacier (présence de rides, mat. plus fin)
- Sa 7 dans le « lit du glacier » (roche en place sous faible couverture morainique)
- Sa 8 sur le glacier couvert
- Sa 9 sur la 1ère crête du bastion morainique
- Sa 10 et Sa 11 dans un « petit vallon adjacent » (bourrelets de fluages, 2-3 m de hauteur)
- Sa 12 sur un replat (1ère crête du bastion morainique)

(cf. figure 14 ci-après + carte géomorphologique, annexe 1).

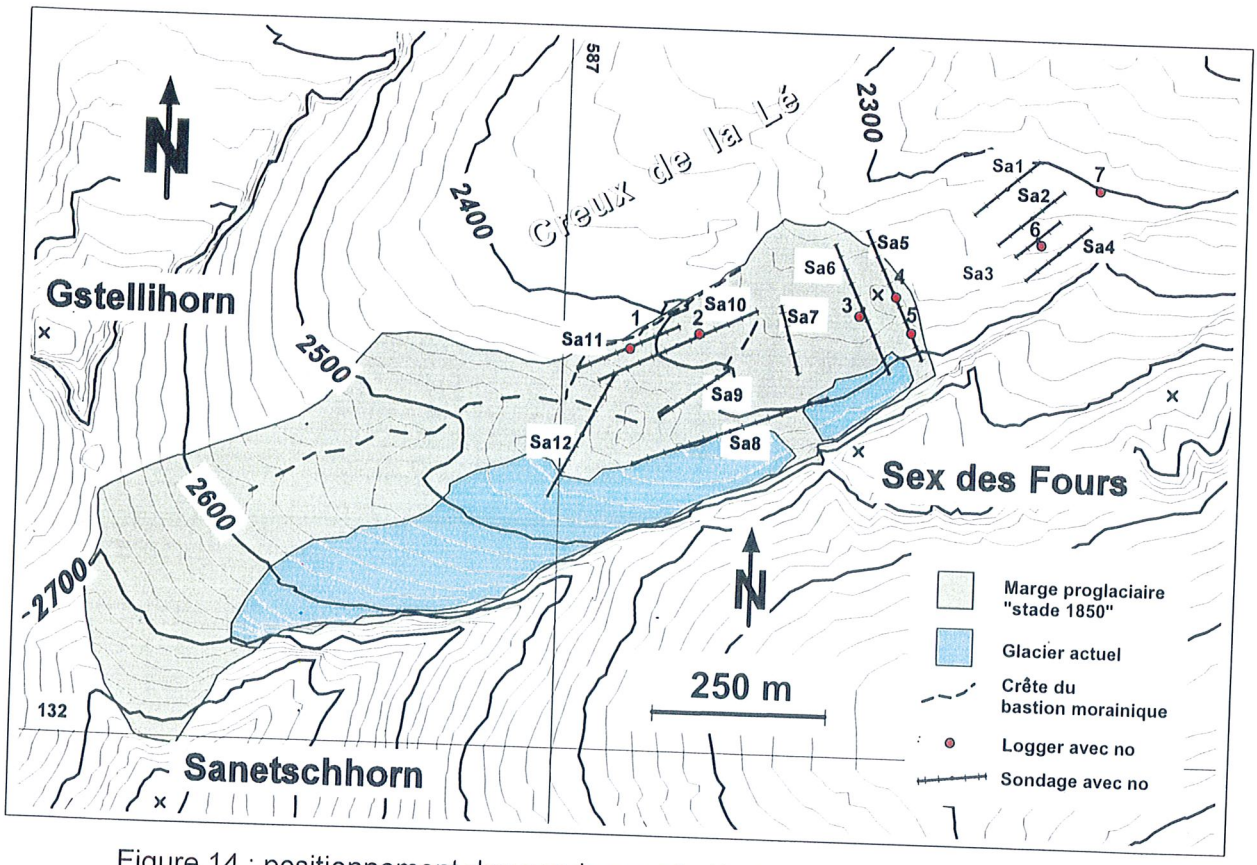


Figure 14 : positionnement des sondages géoélectriques et des loggers de °T

Traînés géoélectriques

En vue de cartographier les résistivités de l'ensemble de la zone d'étude, 24 traînés géoélectriques (selon configuration de Wenner) ont été réalisés (cf. figure 15). Les écartements entre les électrodes ont été définis à la suite des résultats des sondages géoélectriques, de manière à identifier chaque fois la couche la plus résistante. (Ceci correspond à notre volonté de cartographier les résistivités au niveau de la couche la plus résistante et non simplement pour une profondeur fixée).

L'écartement de la plupart des traînés a été fixé à 20 m. Etant donné que le pergélisol - lorsqu'il existe - n'est pas de nature uniforme sur tout le terrain, les traînés suivants ont été définis avec un écartement différent (de manière à prospecter le sous-sol à une plus faible profondeur) :

SaW 11, 12, 13 [a] = 10 m
SaW 18, 19 [a] = 15 m
SaW 22 [a] = 5 m
SaW 23, 24 [a] = 5 m

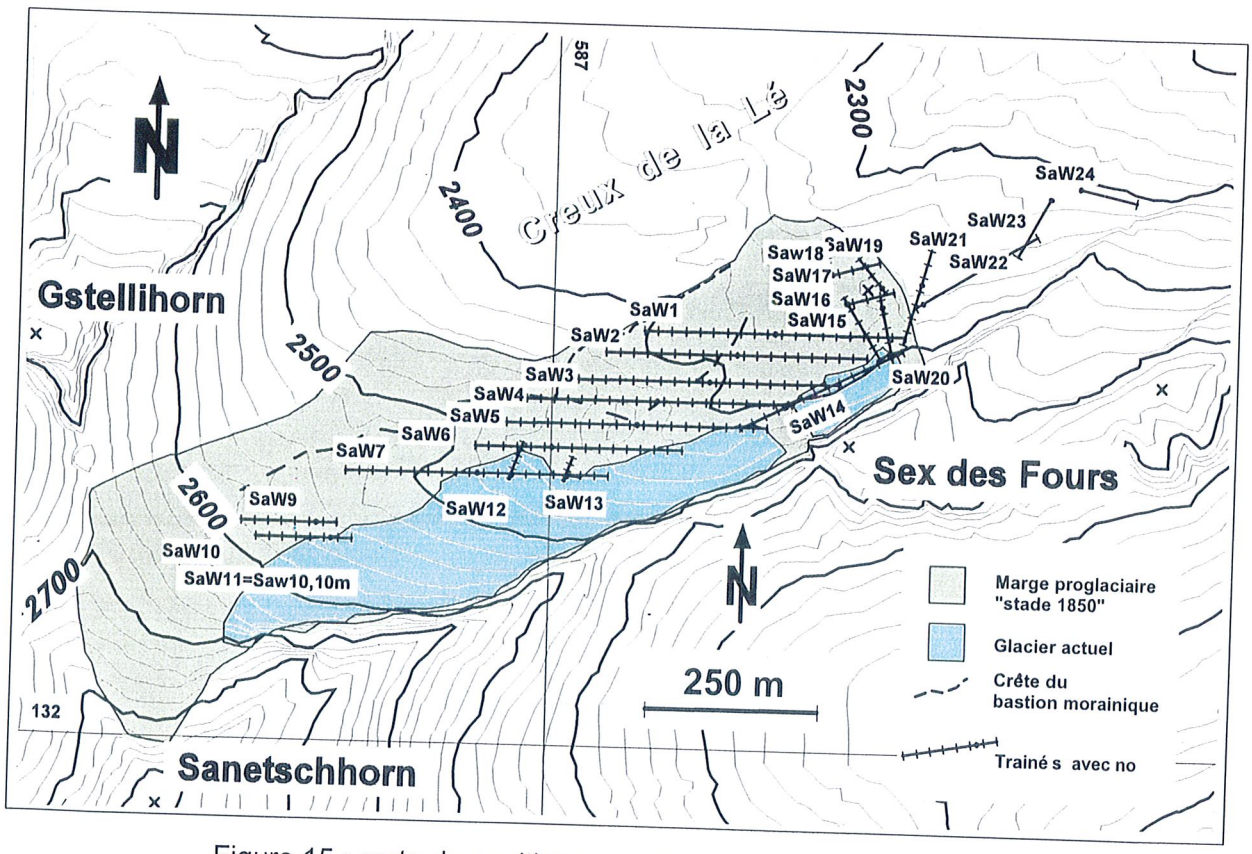


Figure 15 : carte de positionnement des traînés géoélectriques

Classement des résistivités :

Dans le but de faciliter l'interprétation et la lisibilité des résultats, les résistivités ont été regroupées en 6 classes différentes.

Ces résistivités devraient indiquer :

1ère & 2ème classe	= moraine et roche en place non gelées
3ème classe	= pergélisol très peu résistant
4 & 5ème classe	= pergélisol (avec contenu en glace croissant)
6ème classe	= glace de glacier (glace sédimentaire)

Loggers de température

Dans le but de mesurer la température du sol à intervalles de 2 heures durant une année, nous avons placé 7 loggers le 24 septembre 1998 (cf. figure 14).

Nous les avons disposés au centre de certains sondages ou traînés, à environs 10 cm de profondeur afin de les confronter avec les résultats obtenus par prospection électrique.

Ces différents loggers ont été retirés en trois fois, suite à la lente disparition de l'enneigement, à la fin de l'été 1999 ; le 9 août (loggers 1, 4, 5), le 27 août (loggers 2, 7), le 12 septembre (loggers 3, 6).

3.2.2 Résistivités de la roche en place et du matériel morainique non gelé :

Les sondages Sa 1 et Sa 2 sont destinés à connaître les valeurs de résistivité de la roche en place et du matériel morainique non gelé.

Ils sont localisés à l'extérieur de la marge proglaciaire et hors des éboulis. Leur placement hors des éboulis et l'existence d'une fine couverture végétale permet d'affirmer que le sol n'est pas gelé.

Les valeurs de résistivités obtenues serviront de référence et seront ensuite comparées avec les valeurs obtenues sur sol gelé.

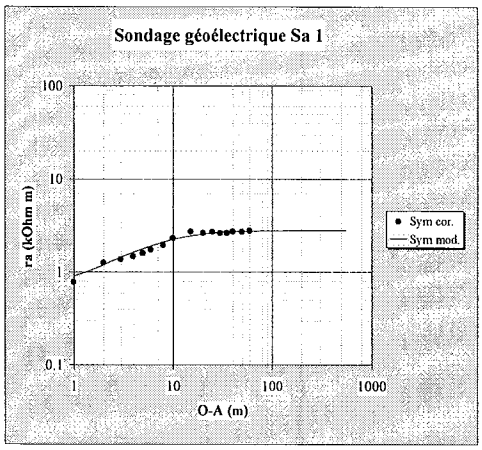


Figure 16 : sondage géoélectrique Sa 1 sur la roche en place

Sondage Sa 1	Symétrique	
	ép. (m)	*ra (kOhm m)*
1ère couche	0.8	0.5 – 0.8
2ème couche	1.4 – 1.6	1.5 – 2
3ème couche		2.8

Interprétation :

1ère couche : roche en place plus altérée
2 & 3e couche : roche en place plus saine

L'enseignement principal de ce sondage est la valeur de résistivité donnée par la roche en place (calcaires barrémiens schisteux) proche de 1500 à 3000 [Ωm].

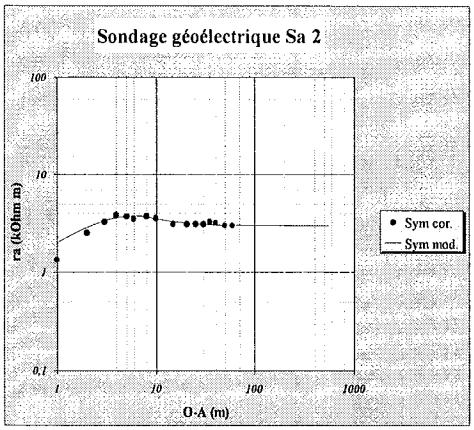


Figure 17 : sondage Sa 2 sur moraine non gelée

Sondage Sa 2	Symétrique	
	ép. (m)	*ra (kOhm m)*
1ère couche	0.4 – 1	1 – 2
2ème couche	2 – 4	4 – 5 (6)
3ème couche		3

Interprétation :

1ère couche : mat. morainique avec matrice fine (terre, plus humide)
2ème couche : moraine avec matériel un peu plus grossier
3ème couche : roche en place

Ce sondage se différencie du précédent par la 2ème couche de résistivité légèrement plus élevée.
En 3ème couche, les valeurs proches de 3000 [Ωm] confirment les valeurs obtenues sur la roche en place. (cf. figure précédente)

3.2.3 Distribution du pergélisol sur le site du Sanetschhorn : Résultats des mesures

La combinaison des différentes méthodes utilisées fait apparaître que :

> La marge proglaciaire du Sanetschhorn et les éboulis semblent en grande partie libre de pergélisol.

Toutefois, il convient de souligner que trois secteurs présentant un pergélisol de nature différente ont été mis en évidence par les mesures géoélectriques et les mesures de température présentées ci-devant.

Secteur I : éboulis hors de la marge proglaciaire

Photo 6 : secteur I, éboulis partie amont

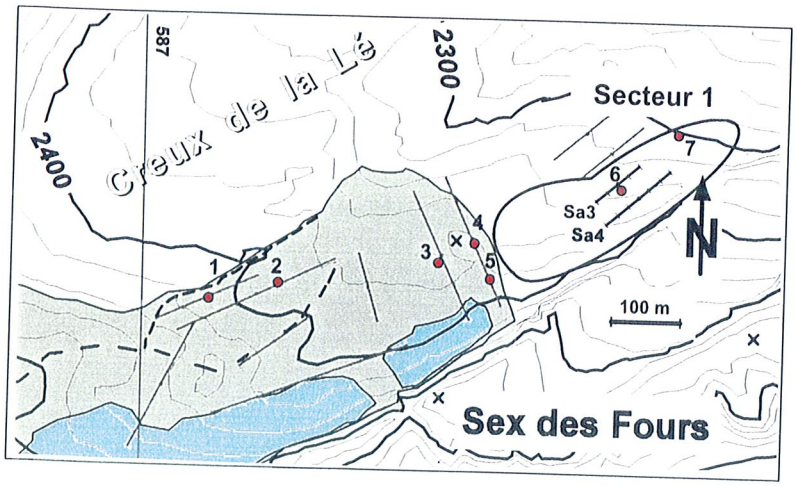


Figure 18 :
carte du secteur I (éboulis), avec sondages et loggers

Un pergélisol très peu résistant et peu profond (7-10'000 [Ωm], situé entre 1-2 et 4-5 m de profondeur) peut être identifié dans les éboulis hors de la marge proglaciaire.

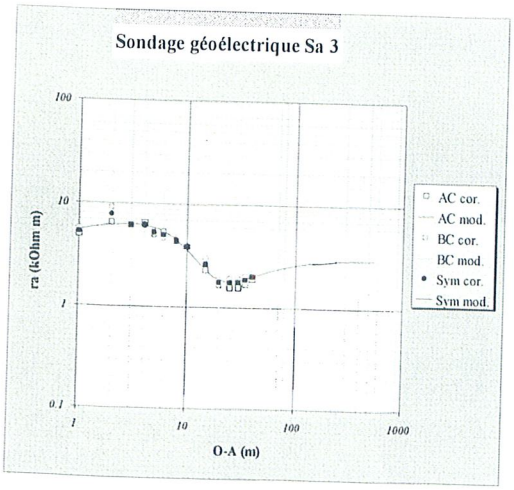
La couche active modélisée est très faible. Cette faible épaisseur est expliquée par la présence de matériel fin, humide (existence de beaucoup de chaleur latente).

Bien que les valeurs de résistivité relevées soient faibles, il semble que le sol soit gelé (valeurs de résistivité différentes que pour un sol non gelé, cf. Sa 1 et Sa 2).

Ces données sont étayées à partir des sondages géoélectriques Sa 3 et Sa 4, les traînés géoélectriques SaW 22, 23, 24 et les loggers de températures 6 et 7.

La zone proche du logger 7 et du traîné SaW 24 (éboulis avec végétation) semble plus délicate à interpréter. Le pergélisol est probable mais très superficiel. Il présente vraisemblalement un faible contenu en glace, comme l'indiquent les résistivités peu élevées et les valeurs de températures en cours d'hiver proches du 0°C.
Dans ce cas précis, l'interprétation de la courbe de température fournie par les loggers doit encore être affinée pour que l'on puisse se prononcer avec certitude sur l'existence de pergélisol.

Sondages géoélectriques



Sondage Sa 3	Symétrique	
	ép. (m)	*ra (kOhm m)*
1ère couche	0.4 – 1	4 – 5
2ème couche	2.5 – 5	7 – 9
3ème couche	5 - 8	0.8 - 1
4ème couche		2.5 – 3

Interprétation :

1ère couche : couche active éboulis (blocs + matériel fin)
2ème couche : éboulis gelé (pergélisol)
3ème couche : éboulis humides
4ème couche : roche en place

Figure 19 : sondage Sa 3 sur éboulis (pied de versant)

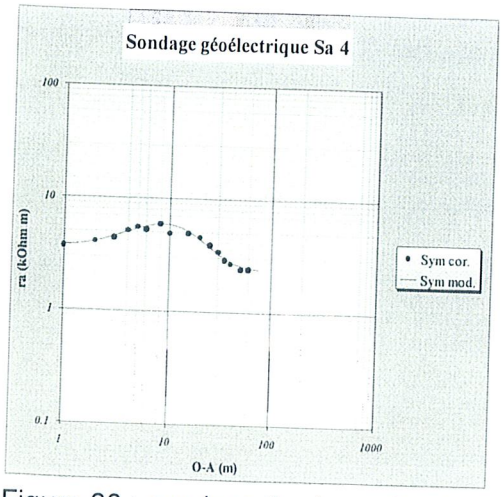


Figure 20 : sondage Sa 4 sur éboulis

Sondage Sa 4	Symétrique	
	ép. (m)	*ra (kOhm m)*
1ère couche	1.5 – 2	3.5 – 4
2ème couche	4 – 6	8 – 10
3ème couche		2.3

Interprétation :

1ère couche : couche active
2ème couche : éboulis gelés (pergélisol)
3ème couche : éboulis non gelés /roche en place

Sondages Sa 3 et Sa 4 : Les couches modélisées sont de faible résistivité mais, dans les deux cas, la courbe indique une augmentation des valeurs de résistivité pour la 2ème couche (celle-ci est plus nette sur Sa 4). La seule explication satisfaisante de cette couche de plus haute résistivité est la présence de glace dans le sol, même si ces valeurs restent faibles (env. 7'000-10'000 [Ωm]).

Ces valeurs sont tout de même supérieures aux 4'000-5'000 [Ωm] mesurés sur la moraine où a été effectué le sondage Sa 2. En outre, la chute des résistivités, à partir de 7 -15 m d'écartement OA, est plus marquée.

Traînés

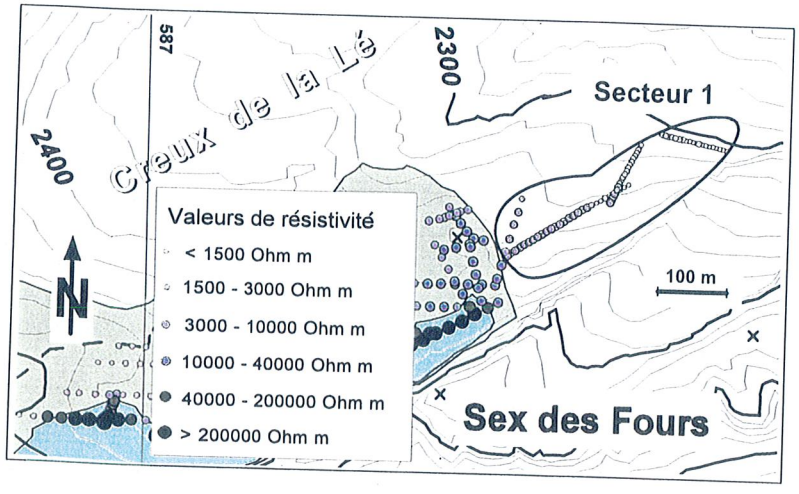


Figure 21 :

traînés géoélectriques (Wenner) hors de la marge proglaciaire, écartement [a] = 5 m et 7,5 m.

Le traîné SaW 22 a été effectué avec un écartement [a] de 7.5 m, qui correspond à une profondeur prospectée de l'ordre de 5 - 6 m. Il présente des valeurs de 3'000 à 10'000 [Ωm].

Au vu des résultats du traîné SaW 22 et des sondages Sa 3 et Sa 4, il semble que le pergélisol (s'il existe) soit très peu résistant et très proche de la surface.
L'écartement des traînés SaW 23 & Sa W24 a donc été fixé à 5 m, ce qui correspond à une profondeur de 3,5 – 4 m, dans le but de détecter un pergélisol très superficiel. Les valeurs

de résistivités mesurées sont en général très faibles, de l'ordre de 1'000 à 1'500 [Ωm]. Elles sont très basses et indiquent probablement une absence de pergélisol.
En amont du traîné SaW 23 et sur le lobe du traîné SaW 24, les valeurs sont plus élevées (2'000 – 4'000 [Ωm]) ; elles indiquent probablement la présence d'une faible quantité de glace. Le logger 7 a été placé sur ce lobe, afin de vérifier par la mesure de température du sol s'il est gelé.

Mesures de température

Nous avons placé 2 loggers dans ces éboulis.
Le logger 6 est situé dans de gros blocs à l'emplacement du sondage Sa 4. Le logger 7 est situé un peu en aval sur un lobe en partie recouvert de végétation à l'emplacement du traîné SaW 24 (cf. figure 18).

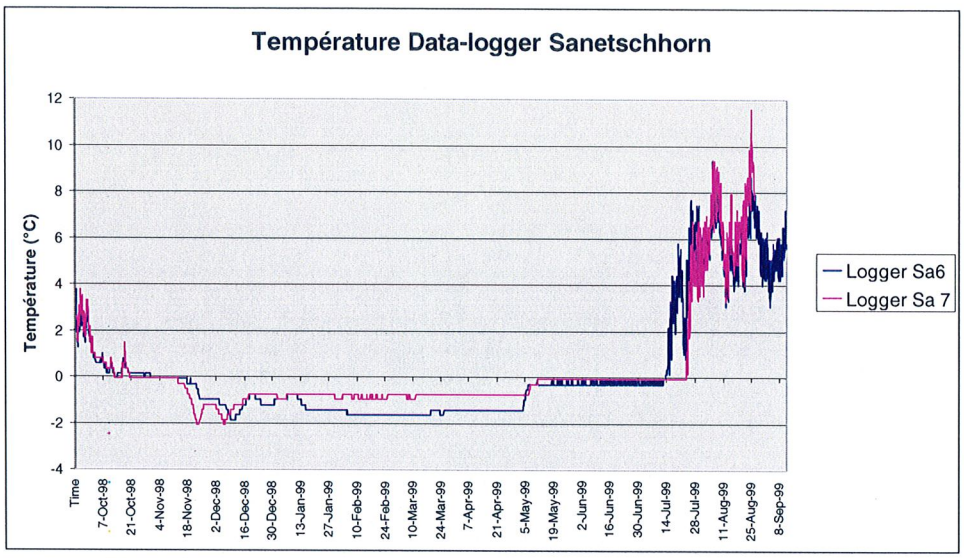


Figure 22 : courbe de température des Logger Sa 6 et Sa 7

Logger 6 : Au cours de l'hiver, les températures du sol relevées se situent entre des valeurs de –1,5 / -1,6°C. Ces valeurs sont relativement stables de la mi-janvier jusqu'au début mai, période à partir de laquelle le manteau neigeux est soudain humidifié.
Bien que les valeurs de températures ne soient pas très basses (~-1,5 °C), l'allure de la courbe présentant des valeurs stables au cours de l'hiver, puis un rapide réchauffement (en 2 jours) laisse supposer l'existence d'un sol gelé.
Logger 7 : Durant l'hiver, les températures se stabilisent à des valeurs légèrement supérieures à –1°C ; elles sont stables jusqu'au début mai où le manteau neigeux devient complètement humidifié.
La comparaison des deux courbes fait ressortir une similitude de la distribution des températures en cours d'hiver. Toutefois, la courbe du logger 7, avec des valeurs d'environ 0.5°C supérieures à celles enregistrées par le logger 6, semble indiquer que le sol est moins gelé (pergélisol à très faible contenu en glace ?).

Secteur II : « Bosse pt. 2386 »

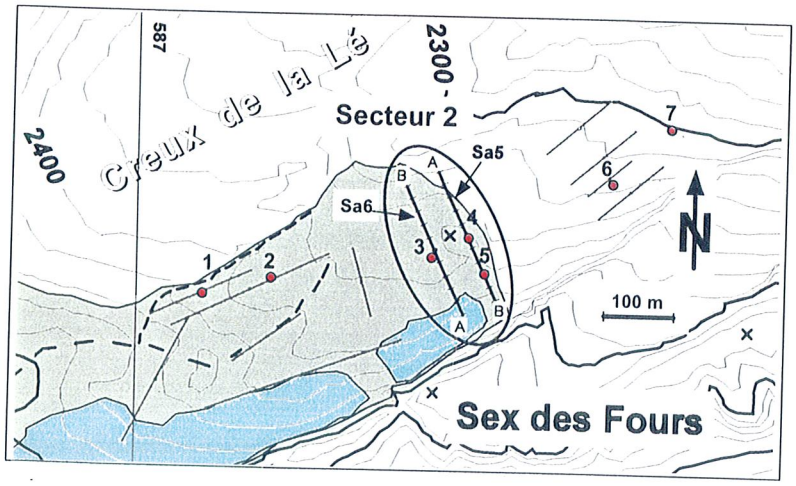


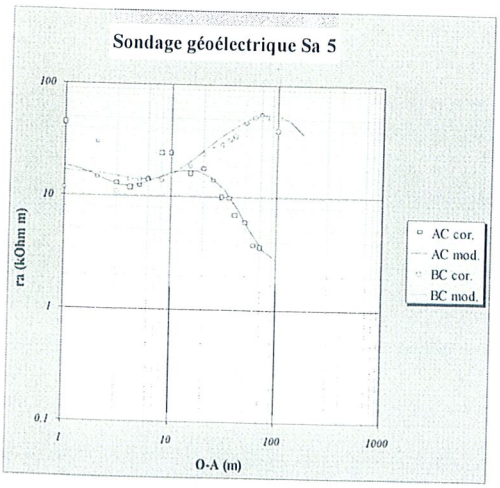
Figure 23 :
carte du secteur II avec sondages et loggers

Un pergélisol peut être mis évidence sur la « bosse » pt. 2386 . Les résistivités varient de 30'000 à 250'000 [Ωm] (voire plus faible) pour une épaisseur de l'ordre de 15 à 30 m (ou plus faible).

Les valeurs de résistivités mesurées laissent supposer l'existence de deux types de glace (glace de congélation et probablement glace sédimentaire). Il est toutefois difficile de se prononcer avec certitude sur l'origine de cette forme (moraine latérale, glace morte...).

Le pergélisol détecté dans ce secteur a été mis en évidence au moyen des sondages Sa 5 et 6, des traînés SaW 15-21 et des loggers 3, 4, 5.

Sondages géoélectriques



Sondage Sa 5	AC (aval)		BC (amont)	
	ép. (m)	*ra (kOhm m)*	*ép. (m)*	*ra (kOhm m)*
1ère couche	3 - 4	12 – 14	7 – 10	12 – 15
2ème couche	6 – 10	30 – 40	15 – 30	120 – 250
3ème couche		2.5		2.5 (?)

Interprétation :

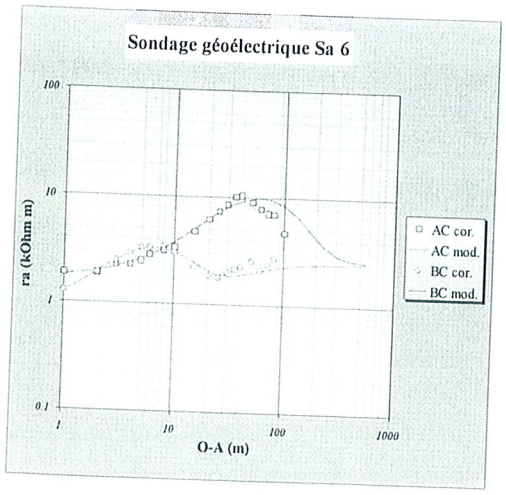
1ère couche : gros blocs sans matrice fine (couche active)
2ème couche amont : pergélisol profond et résistant
aval : pergélisol moins profond (ou moins résistant)
3ème couche : roche en place ou moraine non gelée

Figure 24 : sondage Sa 5 effectué sur la bosse (pt. 2386)

Ce sondage montre une différenciation entre l'amont et l'aval, traduisant une inhomogénéité du sous-sol. A l'amont, le pergélisol est plus profond et plus résistant. Il s'agit vraisemblablement d'un corps de glace sédimentaire surmonté de glace de congélation.
Cette glace sédimentaire pourrait résulter de la persistance d'un lambeau de glacier (burried ice). Il s'agit d'un corps froid en profondeur qui favorise un regel des eaux de percolations

dans les niveaux supérieurs (formation de glace de congélation). En aval, le pergélisol, moins profond, est constitué uniquement de glace de congélation.

Photo 7 : Secteur II "bosse moraine " vue de l'intérieur de la marge proglaciaire



Sondage Sa 6	AC (amont)		BC (aval)	
	ép. (m)	*ra (kOhm m)*	*ép. (m)*	*ra (kOhm m)*
1ère couche	1.5 - 2.5	1.8	1.5 – 1.8	1.2 – 1.5
2ème couche	4 - 6	2.5 - 3	2 – 2.5	9 – 15
3ème couche	8 - 12	60 - 120	6 – 9	0.8 – 1
4ème couche		2.5 (?)		2.5 (?)

Interprétation :

1ère couche : niveau humide et peu résistant
2ème couche : moraine gelée (peut-être pergélisol en formation à l'aval)
3ème couche aval : roche en place fracturée et humide
amont : pergélisol (glace sédimentaire ?)
4ème couche : roche en place

Figure 25 : sondage Sa 6 réalisé sur le bord interne de la bosse, (pt 2386)

Le sondage fait apparaître une grande différenciation entre l'aval et l'amont de cette bosse (bord interne).
En amont, nous trouvons un pergélisol assez profond (situé entre entre 6 et 14 (18) m de profondeur, de résistivité spécifique 60'000-120'000 [Ωm]). Ces valeurs peuvent aussi être influencées par la proximité du glacier.
En aval, les plus hautes valeurs de résistivités à 5-10 m d'écartement OA sont probablement due à l'inhomogénéité du terrain (gradins de roche en place sous faible couverture morainique). Cependant, ces valeurs pourraient aussi révéler un pergélisol moins épais (2-3 m), moins résistant et plus proche de la surface (pergélisol en formation ?).

Traînés

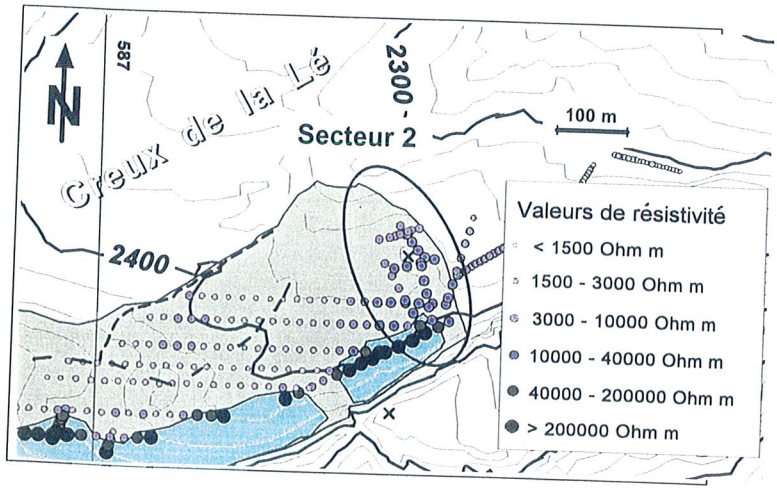


Figure 26 : cartographie des résistivités, traînés Wenner, écartement [a] = 20 m

Les traînés effectués avec un écartement [a] de 20 m présentent tous des points de mesure classés entre 10'000 et 40'000 [Ωm]. Ces valeurs sont donc sensiblement plus importantes que les valeurs enregistrées dans les éboulis du secteur I. Ceci laisse supposer l'existence d'un autre type de glace.

Les traînés effectués font apparaître que l'ensemble de la bosse est gelé.
En s'éloignant de la bosse en direction W à S en passant par le N, les valeurs ne se situent plus qu'entre 3'000 et 10'000 [Ωm]. Donc, les valeurs mesurées sur la bosse (10'000 - 40'000 [Ωm]), indiquent qu'elle contient bel et bien de la glace et notamment de la glace d'un autre type que dans les éboulis adjacents (cela peut être observé notamment au moyen du traîné SaW 21).
Au S-SW, les résistivités beaucoup plus élevées révèlent l'extension du glacier actuel (uniquement glace sédimentaire).

Mesures de température

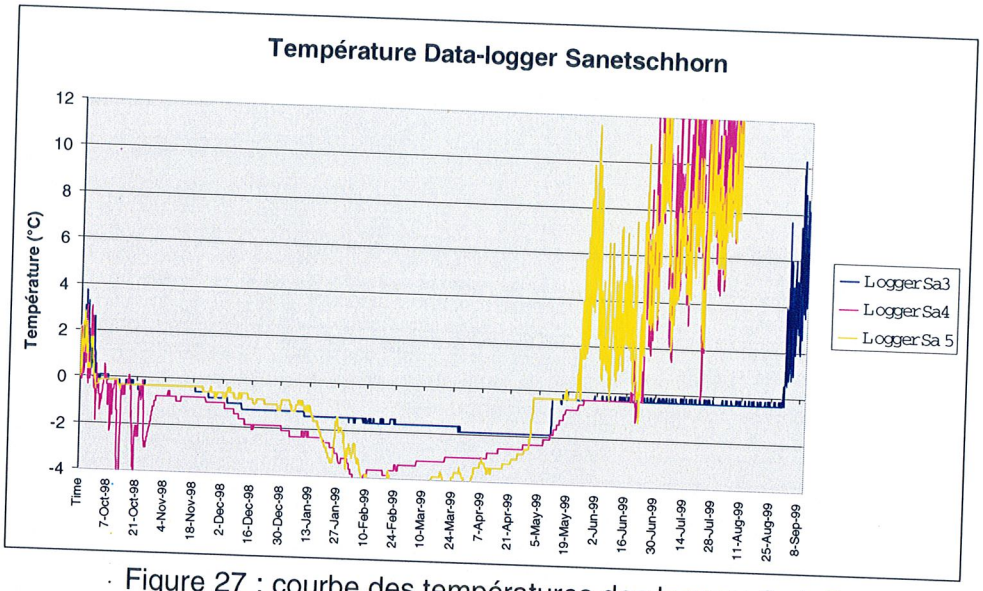


Figure 27 : courbe des températures des loggers 3, 4, 5

Le logger 3 présente une courbe typique d'un sol gelé. Les températures minimales en fin d'hiver ne se situent néanmoins qu'aux environs de –2 °C.
Les oscillations du logger 4 sont dues à la présence de matériel plus grossier en surface permettant des circulations d'air froid même au coeur de l'hiver.
Le logger 5 présente des oscillations du fait de sa situation sur une crête où la neige est soufflée, à témoin, la date de disparition de la neige, plus précoce qu'aux autres endroits mesurés.
Les courbes de température des loggers 4 et 5 présentent des oscillations très marquées. Ceci est dû à la présence de matériel plus grossier en surface, facilitant la circulation d'air froid, même au coeur de l'hiver.
L'allure générale de ces courbes montre (après les oscillations du début de saison) un lent refroidissement suivi d'une période de stabilisation des températures et d'un rapide réchauffement. Elle permet de confirmer l'existence d'un pergélisol.

Secteur III : « Vallon adjacent »

Photo 8 : secteur III « Vallon adjacent »

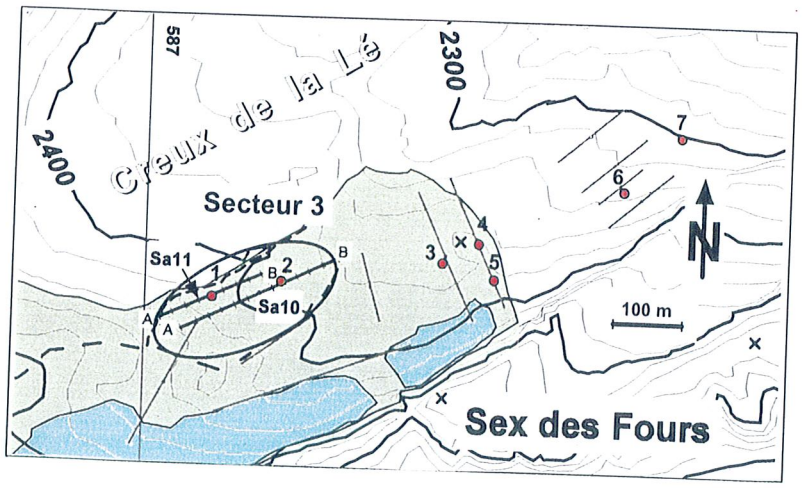


Figure 28 :
secteur III avec positionnement des sondages et des loggers.

La partie amont contient un pergélisol de 3 à 8 m d'épaisseur, ayant une résistivité de l'ordre de 15'000 à 50'000 [Ωm].

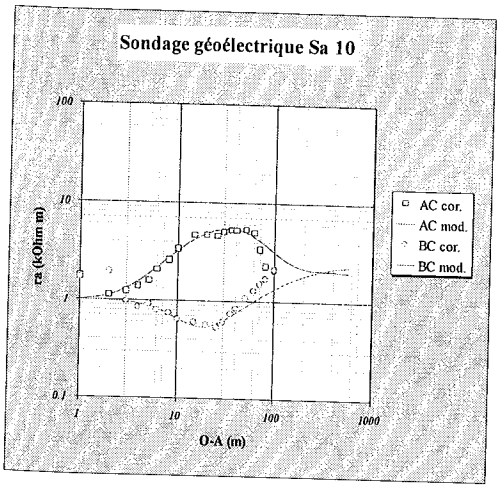
Le pergélisol détecté est superficiel et très peu résistant. Selon toute vraisemblance, il s'agit d'un pergélisol récent en formation (glace de congélation).

Les sondages Sa 10 et Sa 11 montrent une différenciation entre leurs branches AC et BC et permettent de délimiter clairement le secteur gelé et le secteur non gelé. Cette même observation peut être remarquée sur les traînés géoélectriques (branche W des traînés 1,2,3).

Du point de vue de la géomorphologie, des lobes laissent supposer l'existence de glace dans la partie amont.

Les loggers de température ne font pas apparaître cette distinction (nous voyons certainement ici les limites d'utilisation des loggers, développées au point 3.2).

Sondages géoélectriques



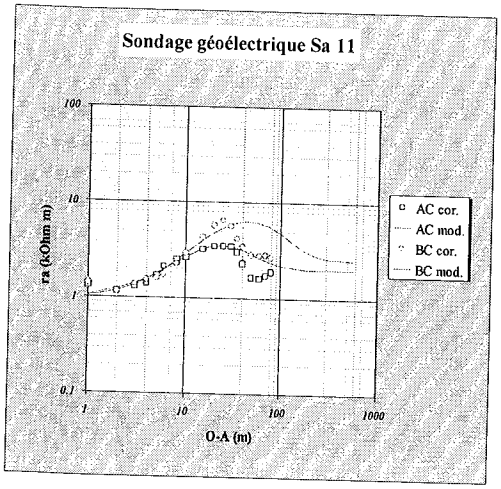
Sondage Sa 10	AC (amont)		BC (aval)	
	ép. (m)	*ra (kOhm m)*	*ép. (m)*	*ra (kOhm m)*
1ère couche	2.5 – 3	1	3 – 5	0.8 – 1
2ème couche	3 – 12	15 – 50	12 – 18	0.4 – 0.5
3ème couche		2		2 (2.5)

Interprétation :

1ère couche niveau peu résistant : matériel fin et humide
2ème couche AC: pergélisol. (présence de lobes avec front de 2-3 m de haut).
BC absence de pergélisol (morphologie relativement plane)
3ème couche roche en place / matériel meuble non gelé.

Figure 29 : sondage Sa 10 dans le vallon adjacent (bas)

Ce sondage montre une différenciation due à la topographie. La courbe de résistivité de la branche amont (dans le versant) indique clairement la présence de pergélisol peu profond (3 –12 m de profondeur), alors que la courbe de la branche aval ne révèle pas cette augmentation des résistivités.



Sondage Sa 11	AC (amont)		BC (aval)	
	ép. (m)	*ra (kOhm m)*	*ép. (m)*	*ra (kOhm m)*
1ère couche	2.5 - 3	1 - 1.2	2.5 - 3	1 - 1.2
2ème couche	3 - 6	8 - 12	3 - 8	30 - 80
3ème couche		(2 – 2.5)		(2 – 2.5)

Interprétation :

1ère couche niveau très peu résistant ~1000 Ω m : matériel fin et humide
3ème couche niveau plus résistant : pergélisol
4ème couche roche en place / matériel meuble non gelé

Figure 30 : sondage Sa 11 dans le vallon adjacent (haut)

Situé parallèlement au sondage Sa 10, le sondage Sa 11 est localisé plus haut dans la combe et ne montre pas des valeurs de résistivité apparente aussi contrastées entre ses branches amont et aval. Après environ 25 à 30 m d'écartement OA (aussi bien pour la courbe amont que pour la courbe aval), la chute brutale des résistivités indique un changement de terrain. Le courant sort du corps gelé. Il n'est donc plus possible d'interpréter les courbes au-delà.
Le pergélisol est plus résistant à l'aval qu'à l'amont. Cette affirmation peut être vérifiée dans le terrain par les lobes bien marqués au front de ces corps gelés (sursaturation de glace). (cf. photo 8 et carte géomorphologique, annexe1).

Traînés

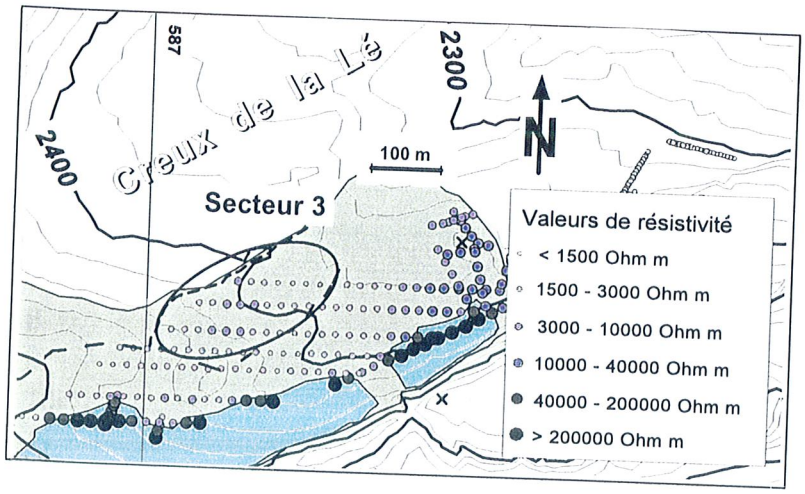


Figure 31 : cartographie des résistivités dans le vallon écartement [a] = 20 m

Dans la partie amont de ce vallon, les résistivités sont classées entre 3'000 et 10'000 Ohm m alors qu'elles se situent qu'entre 1'500 et 3'000 Ohm m à l'aval (E). Cette constatation reflète une différence de la nature du sol (sol gelé en amont).

Mesures de température

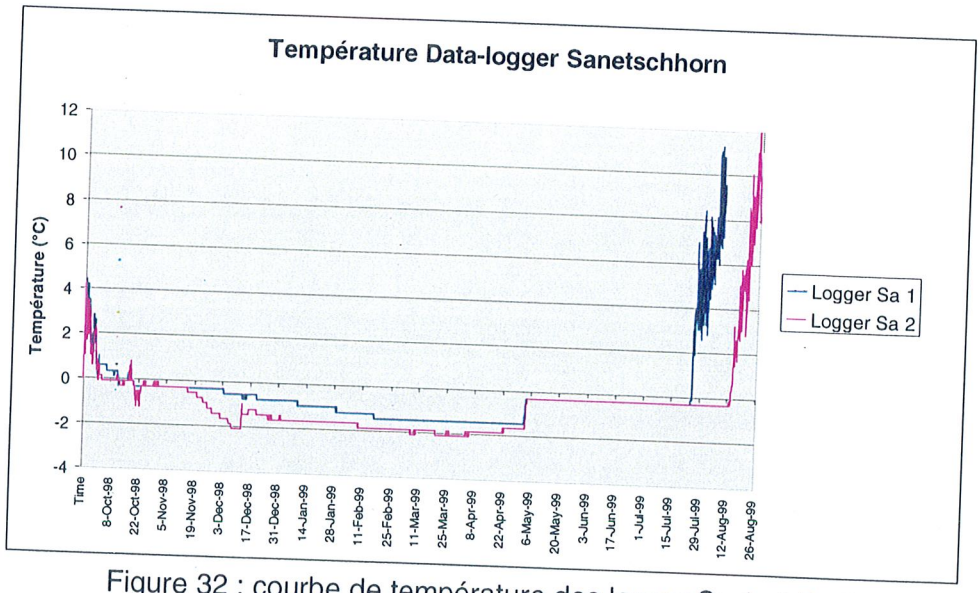


Figure 32 : courbe de température des logger Sa 1 et Sa 2

Les mesures de température n'indiquent pas cette différence de milieu entre l'aval et l'amont du secteur, détectée par la méthode géoélectrique.

Les courbes de températures semblent montrer dans les deux cas un sol gelé (stabilisation des températures à des valeurs proches du –1,5 / -2°C durant l'hiver.
Les courbes de température semblent révéler dans les deux cas un sol gelé, alors que les sondages et les traînés géoélectriques montrent clairement de faibles résistivités indicatives d'un sol non gelé.

Il est certain que le sol était gelé à l'emplacement du logger 2 au cours de l'hiver 1998-1999. Mais peut-on vraiment parler de pergélisol ou était-ce un gel superficiel qui a perduré tout au long de l'hiver ?
Si ce cas se vérifie, l'influence des neiges automnales sur l'évolution des températures du sol n'est pas à négliger. La faible quantité de neige tapissant le fond du vallon en automne 1998 a probablement induit un effet de refroidissement dans le sol. De plus, il est possible que ce refroidissement ait été amplifié par la topographie en cuvette, permettant des stagnations d'air froid.

3.2.4 Délimitation de l'étendue actuelle du glacier couvert

L'étendue actuelle du glacier couvert a été identifiée au moyen du sondage géoélectrique Sa 8 et des traînés SaW 1–7 et SaW 10-14.

Le sondage Sa 8 donne les résultats suivants :

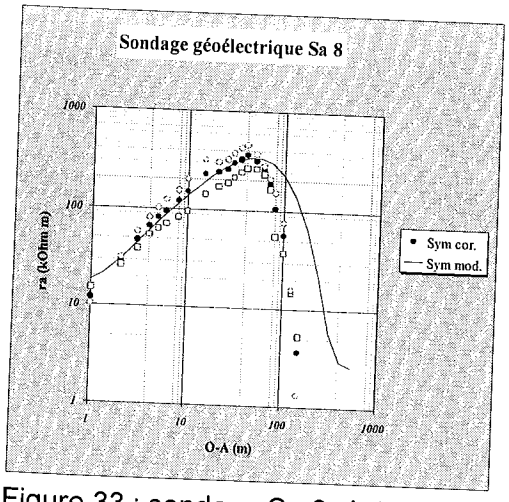


Figure 33 : sondage Sa 8 réalisé sur le glacier couvert

Sondage Sa 8	Symétrique	
	ép. (m)	*ra (kOhm m)*
1ère couche	0.5 – 1.2	6 – 15
2ème couche	2.5 – 15	1500 - 6500
3ème couche		(2.5)

Interprétation :

1ère couche : couche active / blocs (couverture du glacier)
2ème couche : glace massive
3ème couche : zone non gelée

Les valeurs modélisées en 2ème couche indiquent une épaisseur de l'ordre de 2,5 à 15 m pour une résistivité spécifique de 1'500'000 à 6'500'000 [Ωm]. Ces valeurs de résistivité, beaucoup plus élevées que les autres valeurs mesurées sur le site, révèlent très clairement la glace sédimentaire du glacier actuel.

Traînés

Nous avons regroupé les résultats des traînés en classes de résistivités. Les résistivités de la 6ème classe (résistivité > 200'000 Ωm) traduisent la glace sédimentaire du Sanetschhorn (cf. figure 34 ci-après).
Les traînés ont été effectués avec un écartement de 20 m, qui correspond à une profondeur de pénétration du courant d'environ 15 m. Seuls les traînés SaW 12 et SaW 13 ont été effectués avec un écartement plus restreint (10 m) dans le but d'identifier de la glace plus proche de la surface. Cet écartement de 10 m a été fixé après avoir relevé les valeurs de résistivités de SaW 7, plus faibles dans ce secteur.

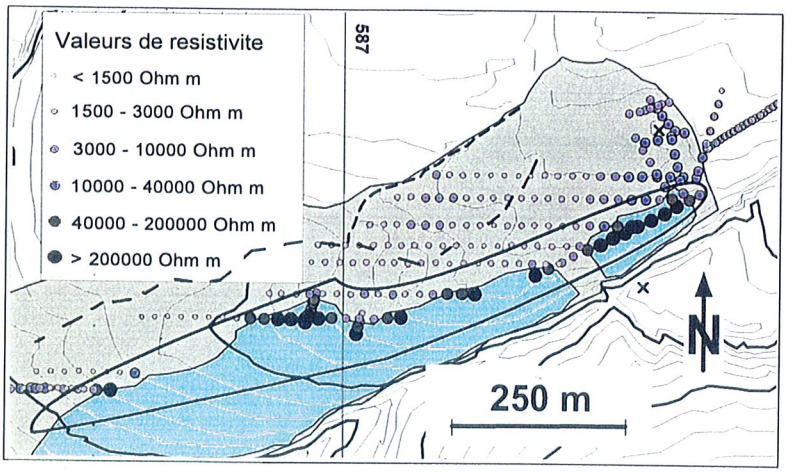


Figure 34 :
identification du glacier du Sanetschhorn au moyen des traînés

3.3 Synthèse : Interaction entre le glacier et le pergélisol

Compte tenu des résultats développés ci-dessus, nous pouvons proposer une explication de la distribution du pergélisol sur le site du Sanetschhorn en relation avec les fluctuations récentes du glacier.
Ces considérations ne sont bien entendu que des hypothèses.

Le bastion morainique reflète l'ensemble des fluctuations du glacier du Sanetschhorn au cours de l'Holocène.

1. Le glacier s'est avancé au Petit Age Glaciaire (stade maximal ; cf. figure 35) et a déplacé sur son flanc D un pergélisol préexistant (actuellement bosse et « moraine latérale »).
   (Ce pergélisol est formé de glace sédimentaire ou de glace morte : température hivernales du sol basses ~-5°C, résistivités de l'ordre de 100 [kΩm] voire plus élevées, tri des matériaux).
2. Le retrait s'est tout d'abord produit dans « le vallon adjacent » (cf. figure 36). Les conditions thermiques dans cette zone, probablement libérée de glace depuis environ 100 ans, permettent à nouveau la formation d'un pergélisol superficiel.
   (Pergélisol à faible contenu en glace : sol assez fin, avec volume de pores restreint, faibles résistivités de l'ordre de 10 [kΩm], températures du sol proches du 0°C).
3. Le retrait plus récent du glacier dans le lit principal (cf. figure 37), ainsi que la plus faible quantité de matériaux accumulés ne permettent pas (encore) la formation d'un pergélisol dans ce secteur. (Résistivités faibles de l'ordre de 1 – 3 [kΩm]).

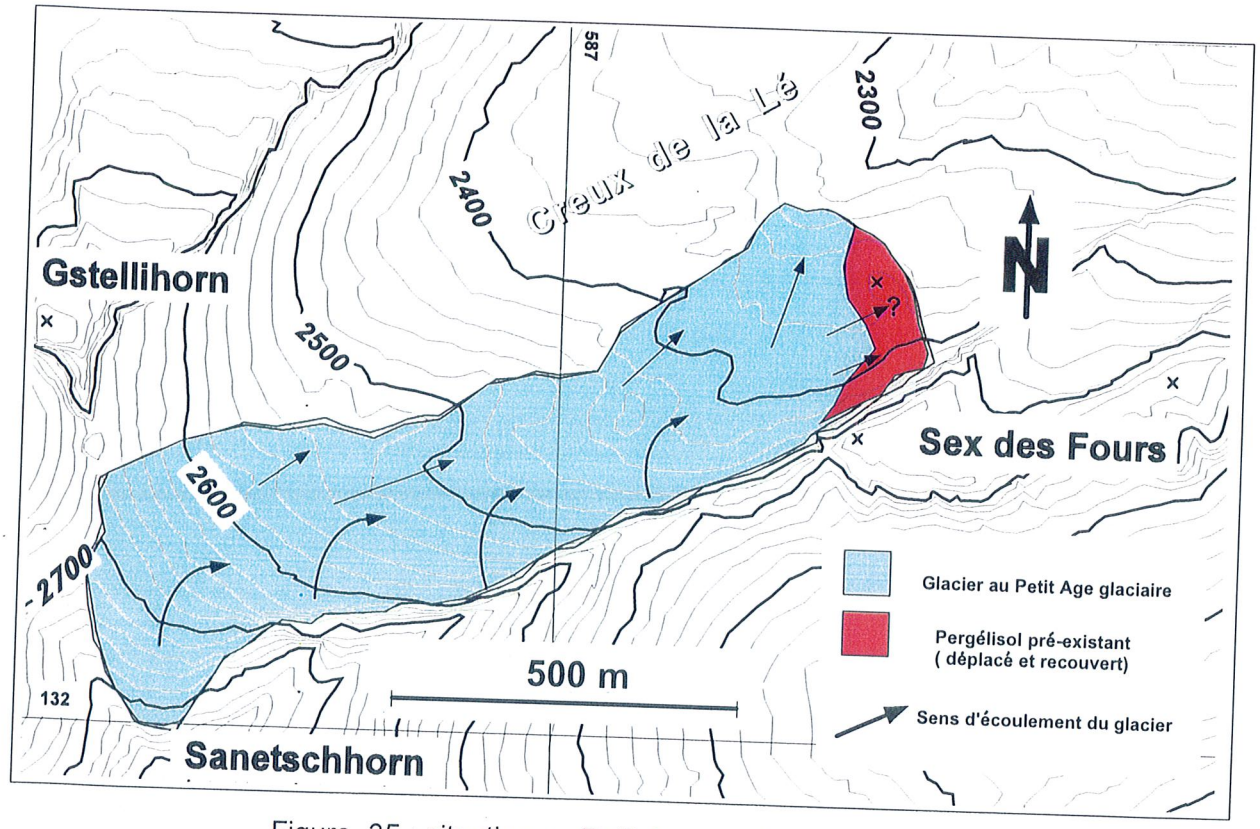


Figure 35 : situation au Petit Age glaciaire (maximum)

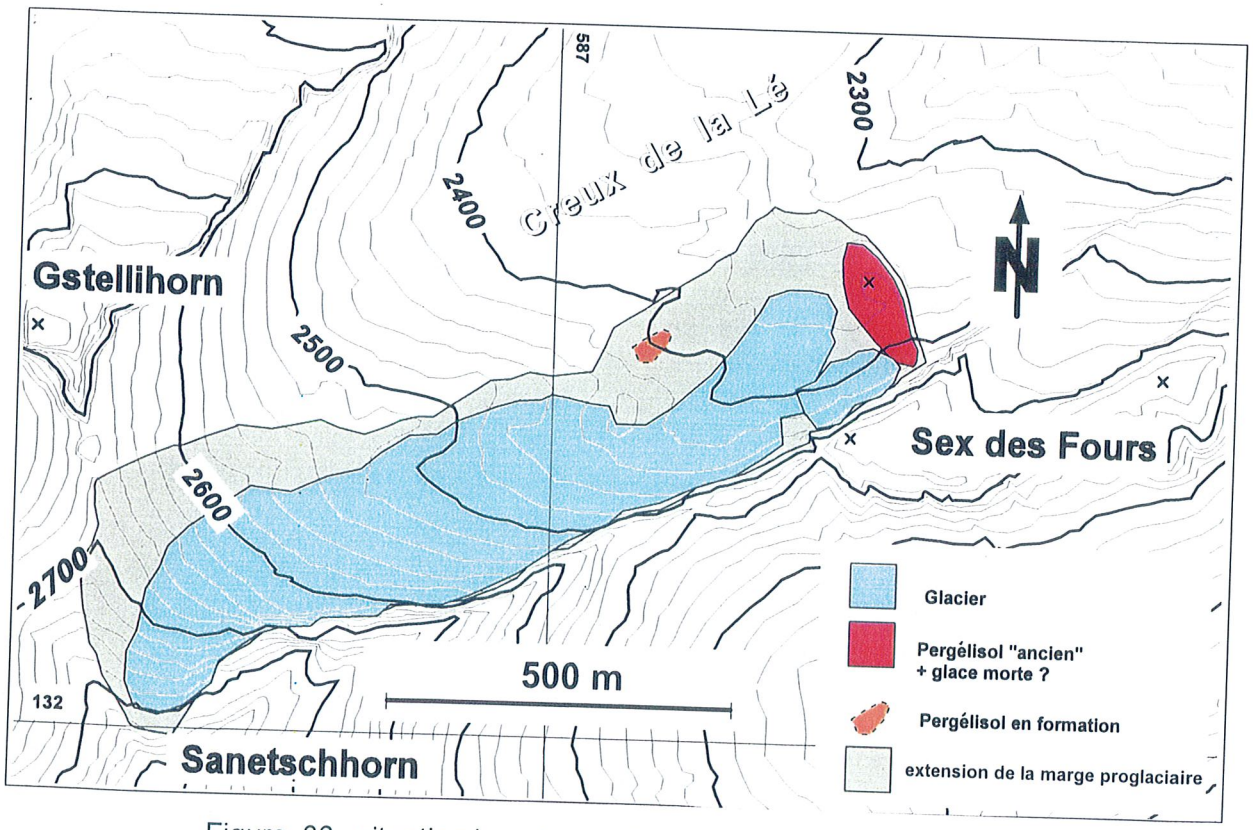


Figure 36 : situation lors du retrait (1ère partie du 20ème siècle)

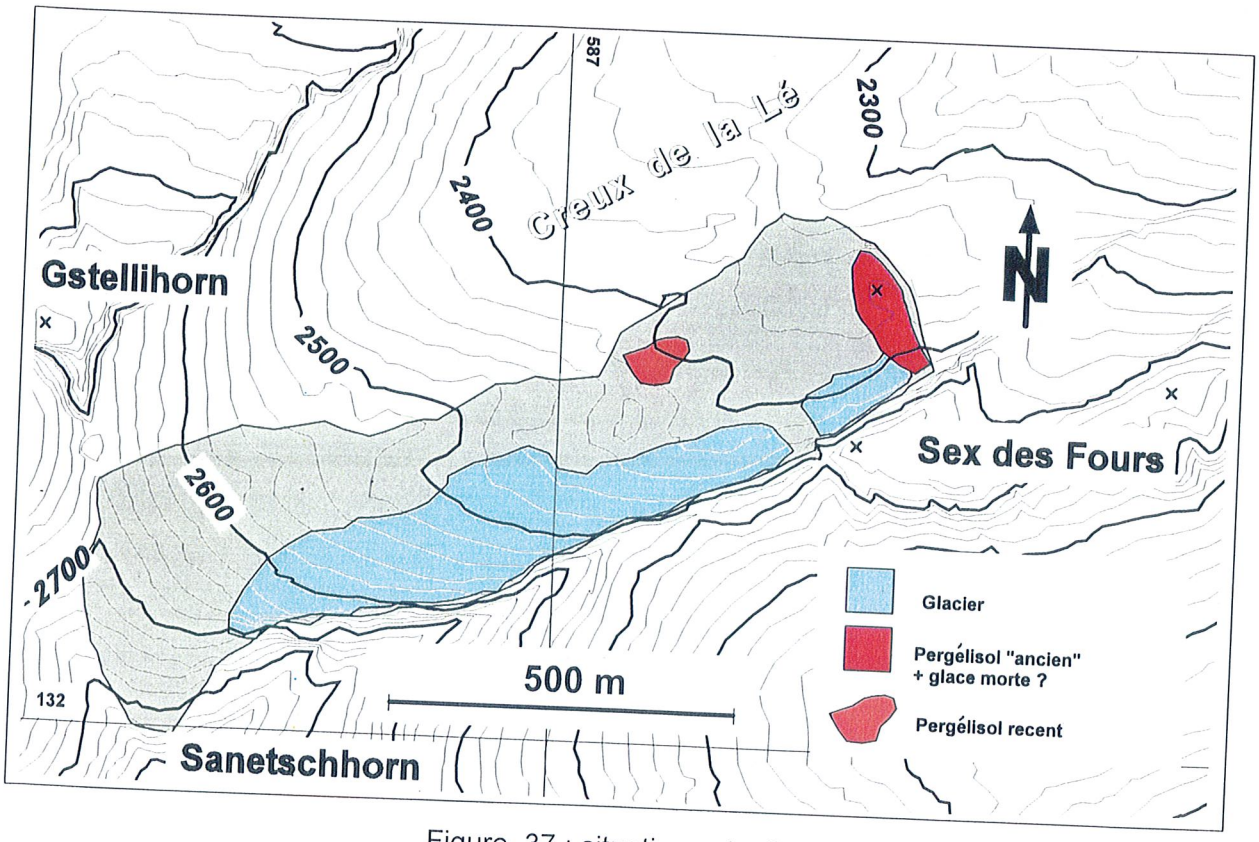


Figure 37 : situation actuelle

4 Distribution du pergélisol au Grand-Aget

Dans ce chapitre nous traitons en première partie une présentation générale du site (situation générale, cadre géologique et géomorphologique) et en seconde partie les différents résultats des méthodes employées dans le but de détecter un éventuel pergélisol dans la marge proglaciaire.

4.1 Présentation du site d'étude

4.1.1 Situation générale

La région du Grand-Aget est située en rive gauche du Val de Bagnes / Valais, au-dessus de la localité de Lourtier.
Le Grand-Aget et le Mont Rogneux sont les deux sommets principaux de ce secteur. Ils sont situés sur la ligne de crête délimitant le Val de Bagnes et le Val d'Entremont au nord du massif des Combins.

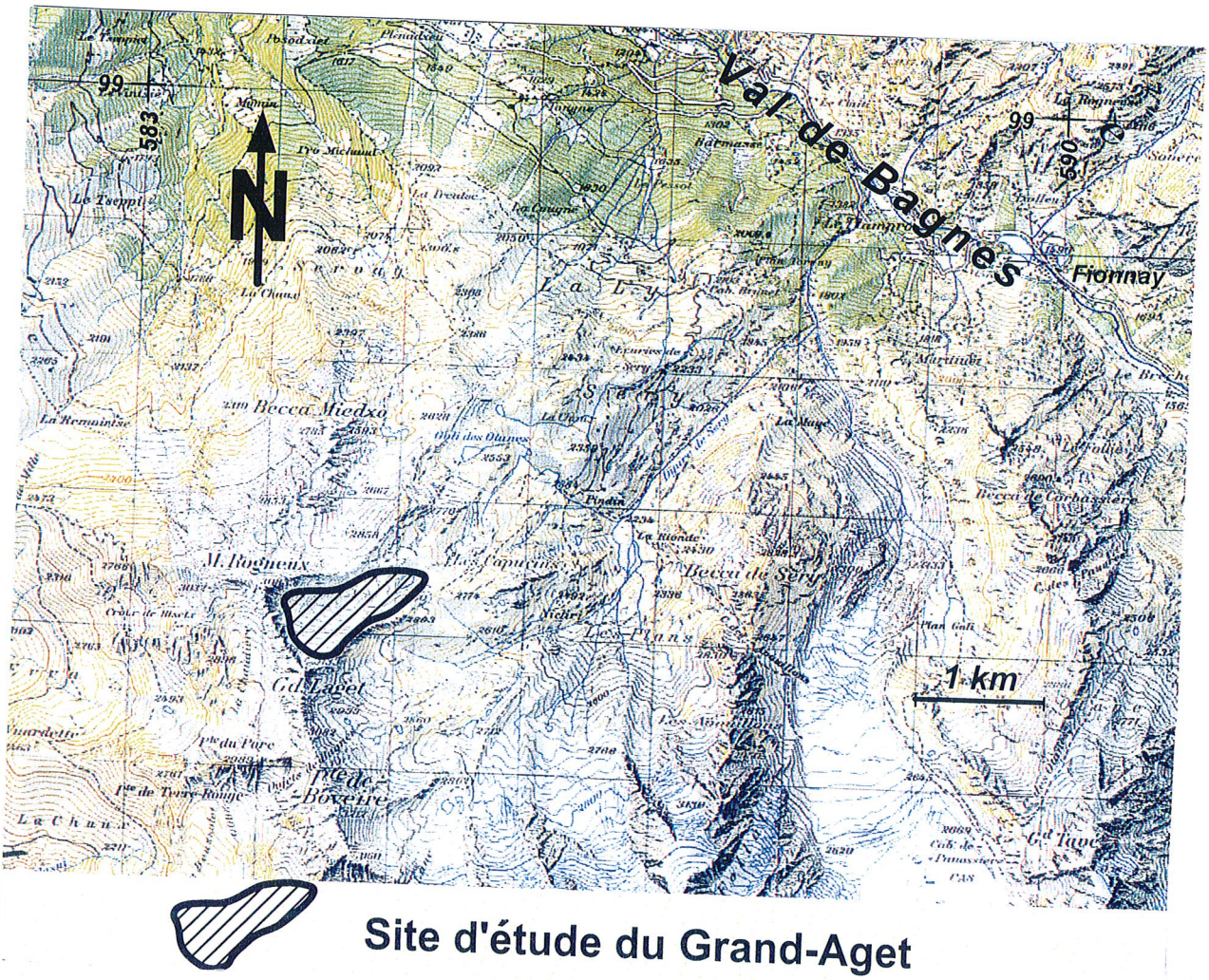


Figure 38 : situation topographique du site d'étude du Grand-Aget

4.1.2 Délimitation de la zone d'étude

La zone d'étude choisie dans ce travail de diplôme correspond au vallon délimité au SW par le Grand-Aget (alt. 3133 m)[10] et au NW par le Mt Rogneux (alt. 3083 m). Ces deux sommets ferment un cirque glaciaire présentant des arêtes bien marquées. A l'E (aval), le site s'étend jusque vers le Goli d'Aget, qui est un petit lac (alt. 2760 m) situé dans un ombilic à l'intérieur des moraines historiques du Glacier d'Aget.

Actuellement, au fond du vallon, dans le flanc N du Grand-Aget, le Glacier d'Aget subsiste encore (pour combien de temps ?). Ce glacier, aujourd'hui de dimension très restreinte (env. 7-8 ha) a occupé tout le vallon correspondant à notre zone d'étude jusqu'au Goli d'Aget lors du Petit Age Glaciaire, ce qui correspondait à une surface d'environ 90 ha. Les moraines frontales légèrement au-delà du Goli d'Aget attestent de cette extension récente du glacier.

Photo 9 : extension actuelle du Glacier d'Aget (septembre 1999)

4.1.3 Distribution du pergélisol dans la région

Les limites inférieures du pergélisol discontinu de la région d'Entremont pour les orientations E, SE et S (exposition du site d'étude) ont été établies à env. 2600 m, selon DELALOYE & MORAND (1997).
Le site étudié présente une extension altitudinale comprise entre 2756 mètres (Goli d'Aget) et 3183 m (Grand-Aget). Il est donc théoriquement situé à l'intérieur de la zone du pergélisol discontinu.

[10] Aussi appelé parfois Grand Laget

4.1.4 Cadre géologique

Situation

La région du Grand Aget située le long de la crête entre le Val de Bagnes et le Val d'Entremont est géologiquement parlant située dans l'unité du Pennique moyen.
Le terrain d'étude est exclusivement constitué de la nappe de Siviez – Michabel. Cette nappe a été définie en Valais Central entre autre par ESCHER (1988) ; elle est constituée d'un socle cristallin polycyclique (zone de Siviez) et d'une couverture carbonifère et permo-triasique. Ces couvertures forment les alentours des sommets du Mont Rogneux et du Grand Aget.

La nappe de Siviez – Mischabel présente dans la région d'Entremont un flanc inverse et un flanc normal.

Au sens strict, notre terrain se compose exclusivement du flanc normal de la nappe de Siviez-Michabel (zone de la Ly). Ces unités englobent le Vallon d' Aget (sans nom sur CN) et les sommets du Mont Rogneux et du Grand Aget.

BURRI (1993) indique différentes subdivisions dans ces roches permo-triasiques :

La série se compose de la manière suivante :
Les abréviations sont reprises de la feuille 1345 Orsières de l'atlas géologique de la Suisse.

P : Quartzites micacés et feuilletés
Pv : Quartzites à vulcanites acides
Pc : Quartzites conglomératiques
Po : Quartizites albitiques à ovardites et chloritoschistes

Nappe du Mont Fort :
Parallèlement à l'arête NE du Grand Aget, le long de son flanc S se trouve le contact entre la nappe de Siviez-Michabel et la Nappe du Mont Fort.
La nappe du Mont Fort est constituée de Gneiss albitiques et chloriteux, la lithologie change donc par rapport aux quartzites de la nappe de Siviez-Mischabel

Tectonique

La série de la Ly (correspondant probablement à la série du Laget mentionnée dans DELEZ, 1996) dans le haut du Vallon d'Aget forme un synclinal couché de direction E-W. Le flanc normal de ce synclinal est situé dans le versant SE du Mont Rogneux et présente un pendage de 60° vers le SE. Les couches formant le flanc inverse de ce synclinal se terminent par un pendage sub-vertical dans le Grand-Aget. Le coeur de ce synclinal est formé de quartzites micacées et feuilletée P[11].

[11] Notation correspondant au figuré de la carte géologique Orsières et de la notice explicative. (NB : une erreur dans la carte (inversion dans la légende des figurés Pc et Pv) cause des difficultés d'interprétation).

4.1.5 Cadre géomorphologique (cf. carte géomorphologique)

(Les numéros en caractère gras sont reportés sur la carte géomorphologique, annexe 2)

Le petit vallon où est situé le cirque du glacier d'Aget est en grande partie dominé par le processus glaciaire, à témoin les différentes moraines et placages morainiques laissés lors des avancées et reculs du glacier

Formes structurales

Au point de vue structural, le vallon s'étend parrallèlement le long de la série du Grand Laget (nappe de Siviez-Michabel). Le versant SE est en dip-slope alors que les têtes de banc affleurent en escalier dans le versant NE.
Vers la cote 2800 m, on peut distinguer un ombilic (où se trouve le Goli d'Aget) et un verrou peu en aval.

Formes glaciaires

Les arcs morainiques **(1)** formés au NE du Goli d'Aget représentent les moraines frontales du Glacier d'Aget lors de son extension au stade du Petit Age Glaciaire. En amont de ces arcs frontaux, les dépôts morainiques encore peu stables et l'absence de sol les recouvrant témoignent de la présence encore récente du glacier.
Des moraines flûtées (lignes de blocs) **(2)** traduisent le sens d'écoulement du glacier.
De manière générale les placages morainiques occupant tout le fond du vallon sont de faible épaisseur ; en de nombreux endroits, la roche en place affleure. Ceci s'explique par le fait que le glacier était plutôt un glacier blanc, comme maintenant d'ailleurs.

Photo 11 : moraines flûtées au front du Glacier d'Aget

Formes gravitaires

Dans le fond du vallon, notamment le long du versant SE du Mont Rogneux, les processus gravitaires sont plus actifs. Le glacier ne s'est pas élevé très haut le long du versant, ainsi les processus gravitaires ont pu se développer comme le témoignent les éboulis **(3)** tapissant le versant.
Quelques éboulis se trouvent aussi dans le versant le long de l'arête NE du Gd-Aget.

Formes périglaciaires

L'avancée du glacier jusqu'au Goli d'Aget au siècle dernier a gommé ou destructuré les formes périglaciaires (telles, par ex., les sols structurés, les lobes de gélifluxion, les glaciers rocheux) antérieures au Petit Age glaciaire qui auraient pu être localisées dans le haut du Vallon.
En revanche, il existe des sols structurés juste à l'extérieur des moraines historiques du Glacier d'Aget.

Deux formes caractéristiques méritent d'être signalées. Il s'agit de langues de matériel sédimentaire meuble susceptibles de contenir un pergélisol. Ces formes particulières situées au S le long de l'arête E du Mont Rogneux ont cependant retenu toute notre attention. La première langue **(4)** (cf. secteur 1, pp 65-68) d'apparence stable est dirigée en direction du Goli d'Aget alors que la deuxième langue **(5)** (cf. secteur 2, pp 69-75), plus en amont est en glissement vers le centre du vallon.

Hypothèse : ces formes résultent de la combinaison des processus périglaciaires (+ gravitaire) et glaciaires. (voir aussi synthèse chap : 4.3)

1. Au cours d'une période plus chaude et / ou plus sèche de l'Holocène, le Glacier d'Aget n'existait pas (ou était +/- comparable à sa taille actuelle). Du matériel gelé était accumulé au fond du vallon (ou du moins sur son versant G) et formait en quelque sorte un glacier rocheux.
2. L'avancée du Glacier d'Aget a recouvert et déplacé ce « glacier rocheux » contre l'arête E du Mt Rogneux (traces de stries glaciaires sur les blocs)
3. Actuellement, suite au retrait du glacier, il se produit un rééquilibrage de la partie amont de cette masse (deuxième langue) vers le centre du vallon (glissement).

C'est sur ces deux formes que se sont concentrées les diverses études relatives à la compréhension du pergélisol (cf. chap. 4.3).

Hydrologie

Aux altitudes rencontrées (2700-3000 m), la majorité des précipitations tombe sous forme neigeuse. La neige implique un effet de stockage des précipitations et donc une restitution par fonte durant l'été.
Cela se traduit par la présence de névés pérennes. Des sillons **(6)** dans le glacier rocheux sont alors formés suite aux lents écoulements d'eau.
La nature du terrain constitué en majeure partie de moraine de fond (matériel meuble, perméable) de faible épaisseur ne permet pas l'existence de cours d'eau de surface (permanents). La moraine de fond, perméable, favorise des ruissellements diffus en profondeurs. Ces écoulements souterrains sont collectés dans l'ombilic marqué par le Goli d'Aget.

Photo 10 : vue sur la marge proglaciaire du Glacier d'Aget

Mont Rogneux

4.2 Résultat des mesures au Grand-Aget

Les différentes méthode de prospection du pergélisol utilisées dans la marge proglaciaire du Glacier d'Aget et leurs résultats sont exposés dans ce chapitre.

4.2.1 Méthodes utilisées

Les données relatives à la distribution du pergélisol dans la marge proglaciaire du Glacier d'Aget résultent d'une série de mesures géoélectriques effectuées en septembre 1998. Dans le courant de l'automne 1998, des mini-loggers de température ont été posés afin de mesurer la température du sol en continu durant la période hivernale. A cela s'ajoute une série de mesures BTS réalisée en mars 1999 dans le but de compléter les résultats fournis par les loggers.

Sondages géoélectriques

9 sondages géoélectriques ont été réalisés les 17, 18 et 19 septembre 1998 (cf. figure 39). Les sondages Ag 1 et Ag 2 ont été effectués en dehors de la marge proglaciaire afin de connaître la résistivité spécifique de la roche en place (pour les résultats, seules les valeurs de Ag 2 sont utilisée car elles sont quasi identiques à Ag 1). Les 7 autres sondages ont été répartis dans la marge proglaciaire 1850 du Glacier d'Aget (cf. figure 39).

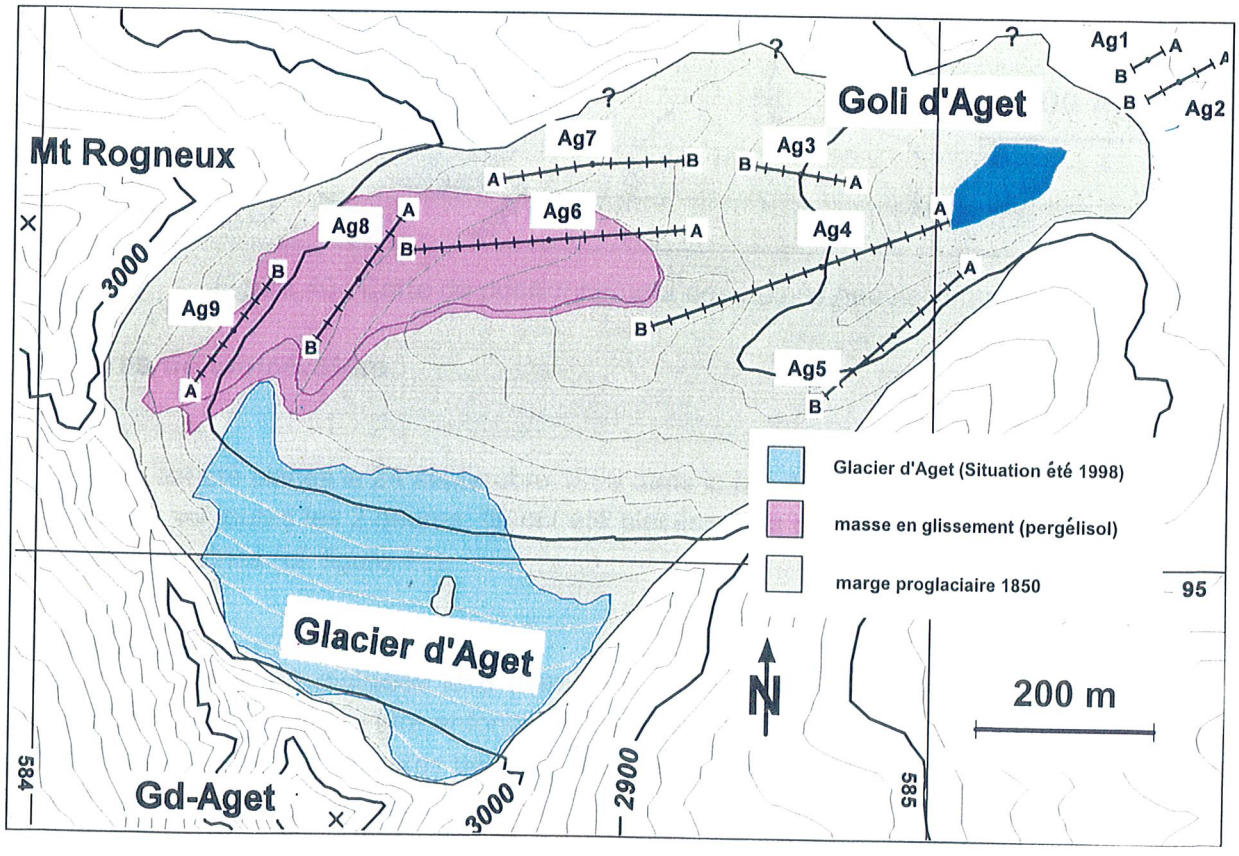


Figure 39 : carte de positionnement des sondages au Grand-Aget

- sur une « langue peu marquée » au NE de ce glissement (en rive G de la marge proglaciaire) en direction du Goli d'Aget (E).

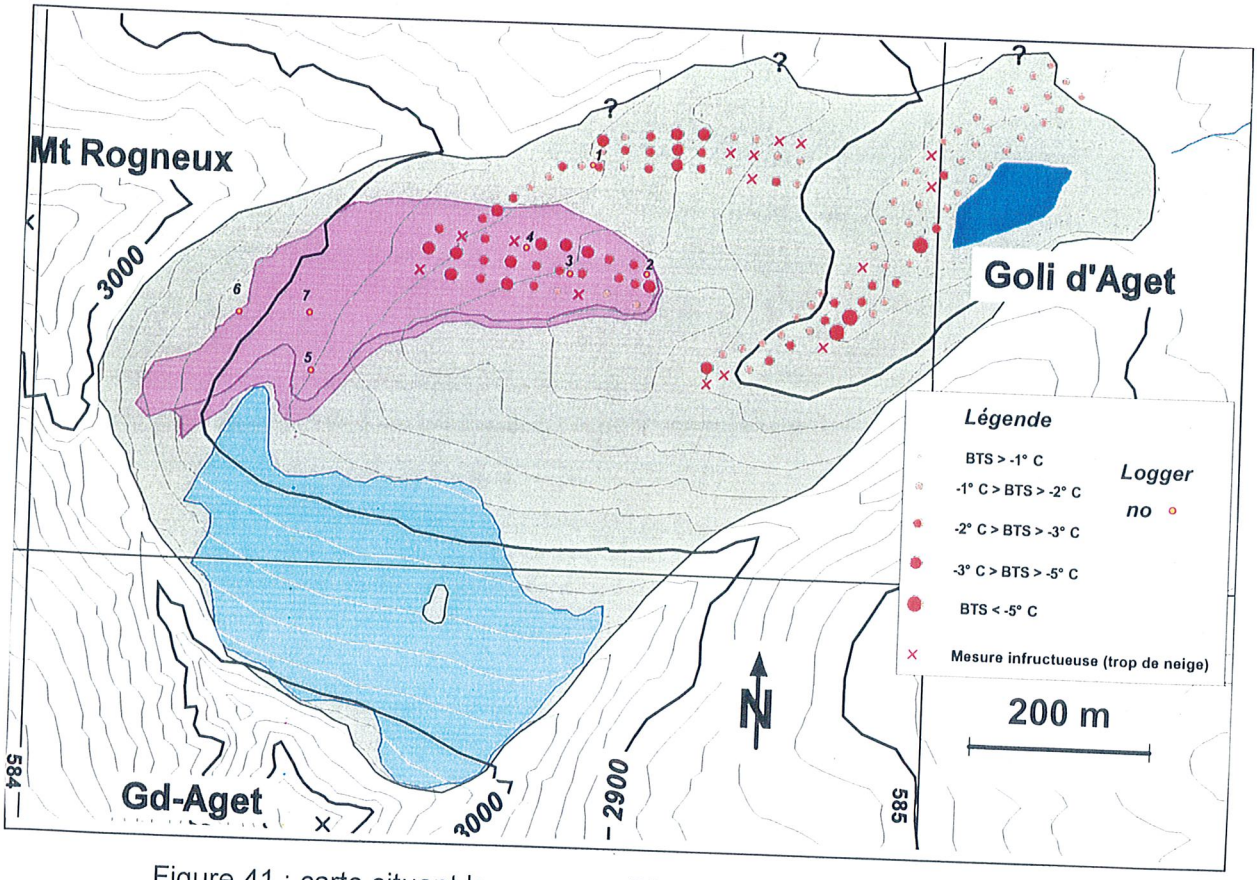
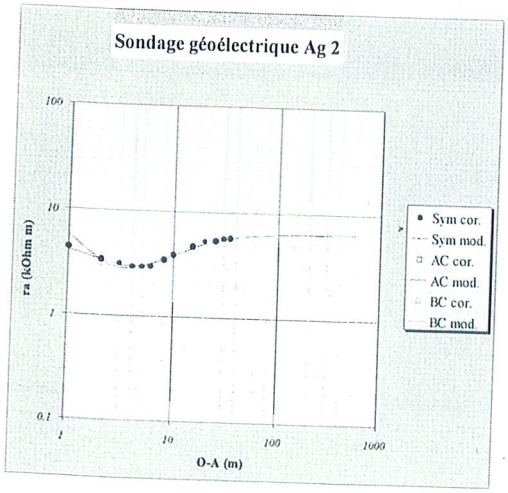


Figure 41 : carte situant les mesures BTS et les loggers de température

4.2.2 Résistivité de la roche en place

Le sondage Sa 2 situé en dehors de la marge proglaciaire est destiné à connaître les valeurs de résistivité de la roche en place.
Ces valeurs de résistivités sont ensuite comparées avec les valeurs obtenues dans la marge proglaciaire.



Sondage Ag 2	Symétrique	
	ép. (m)	*ra (kOhm m)*
1ère couche	0.5 - 1.5	3.5 - 5
2ème couche	2.5 - 4	2.5
3ème couche		6 - 7

Interprétation :

1ère couche : niveau supérieur peut-être gelé (roche en place +sol)
2ème couche : roche en place fracturée et humide
3ème couche : roche en place plus compacte

Figure 42 : Sondage Sa 2 sur la roche en place

Ce sondage indique, pour les quartzites, des résistivités spécifiques de l'ordre de 6'000 à 7'000 [Ωm].

4.2.3 Distribution du pergélisol sur le site du Grand Aget
Résultat des mesures

La combinaison des diverses mesures précitées laisse apparaître que divers « secteurs » de la marge proglaciaire du Glacier d'Aget contiennent un pergélisol. Dans certains endroits (tel le secteur 1 en aval) le pergélisol n'est que supposé car les différentes mesures n'offrent pas de valeurs irréfutables.
Les différents secteurs gelés identifiés sont présentés ci-après :

Secteur 1 : bord G de la marge proglaciaire (« langue fossile »)

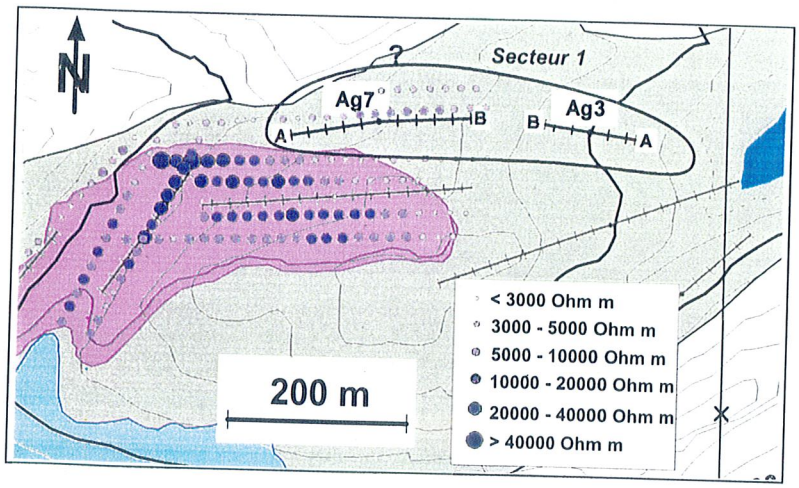


Figure 43 :
Secteur 1 de la «langue fossile»,
sondages et traînés

Un faible pergélisol (12'000 à 20'000 [Ωm] à 5 – 10 m de profondeur) existe probablement dans la partie haute de ce secteur. Dans la partie aval, les mesures BTS et sondages géoélectriques ne permettent pas une interprétation claire

Ces affirmations peuvent être étayées à partir des résultats des sondages Ag 3 et Ag 7, des traînés AgW 8 et AgW 9 et du Logger 1 et de quelques mesures BTS.

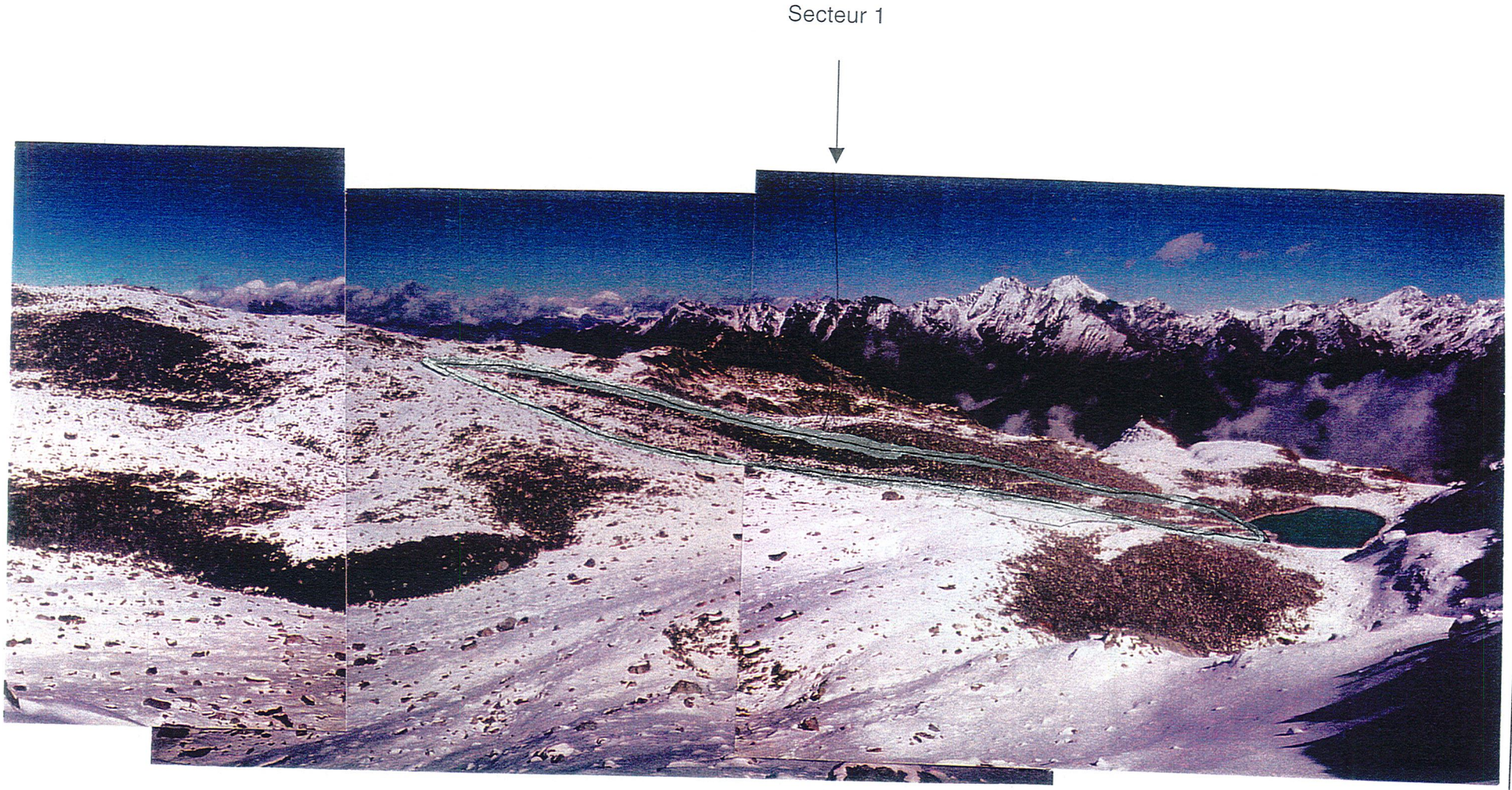
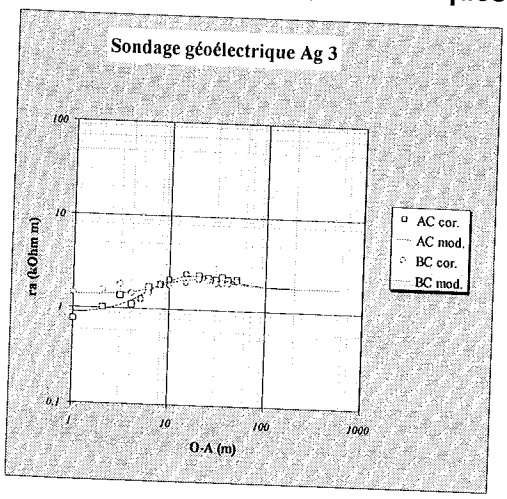


Photo 12 : vue sur le secteur I « langue fossile » dans la partie aval de la marge proglaciaire

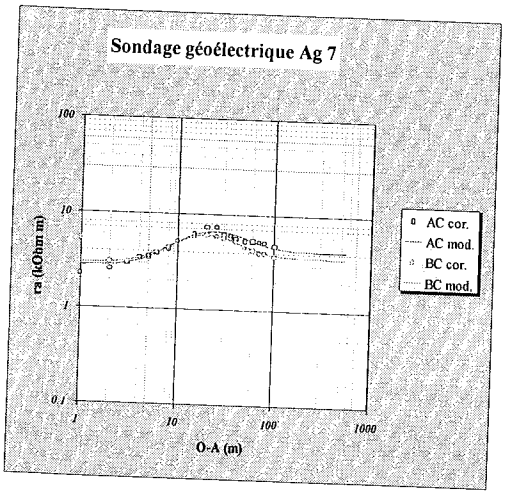
Sondages et traînés géoélectriques



Sondage Ag 3	AC		BC	
	ép. (m)	*ra (kOhm m)*	*ép. (m)*	*ra (kOhm m)*
1ère couche	2.5 - 3	0.9 - 1	3 - 5	1.3 - 1.5
2ème couche	3 - 7	4 - 8	3 - 7	2.8 - 4
3ème couche		1.8		1.8

Interprétation :
1ère couche : niveau supérieur humide et peu résistant
2ème couche : pergélisol (?) en AC, valeurs plus élevées mais les résistivités restent tout de même faibles
3ème couche : mat. morainique non gelé et humide, ou roche en place.

Figure 44 : Sondage Ag 3 sur la « langue fossile » (aval)



Sondage Ag 7	AC		BC	
	ép. (m)	*ra (kOhm m)*	*ép. (m)*	*ra (kOhm m)*
1ère couche	3.5 - 4	2.7 - 2.8	3.5 - 4	2.8 - 3
2ème couche	5 - 10	11 - 21	4 - 10	10 - 20
3ème couche		4 - 4.5		3.5 - 4

Interprétation :
1ère couche : matériel morainique non gelé
2ème couche : pergélisol ?
3ème couche : mat. morainique non gelé / roche en place

Figure 45 : Sondage Ag 7 sur la « langue fossile » (amont)

Commentaire à propos des sondages :

Le sondage **Ag 3** est situé dans le centre de cette langue fossile bien marquée (cf. chap géomorphologie) La courbe suggère une faible augmentation des résistivités, vers 10 m d'écartement OA. Ces valeurs restent cependant très faibles (<8'000 [Ωm]) et ne permettent pas de confirmer la présence de pergélisol.

La courbe du sondage **Ag 7** montre une forme de cloche, mais le maximum des résistivités est peu marqué. Bien que les résistivités restent faibles, l'allure de la courbe permet de supposer l'existence de pergélisol. Il s'agit là vraisemblablement d'un pergélisol relativement profond (5-10 m de profondeur, pour une résistivité spécifique de 10'000 à 20'000 Ohm m).

Commentaire relatif aux traînés :
Écartement [a] = 17,5 m ; la profondeur de pénétration du courant est donc d'environ 12 m.

A environ 12m de profondeur, les résistivités mesurées sont de l'ordre de 5'000 à 10'000 [Ωm] pour la branche aval du traîné AgW8. La branche amont de ce traîné ainsi que le traîné AgW9, indiquent des résistivités plus faibles de l'ordre de 3'000 à 5'000 [Ωm].

Les résistivités mesurées dans la branche aval de AgW8 laissent supposer l'existence d'un sol gelé en profondeur. Le peu de valeurs mesurées ne permet cependant pas de délimiter clairement le secteur gelé.

Mesures de températures

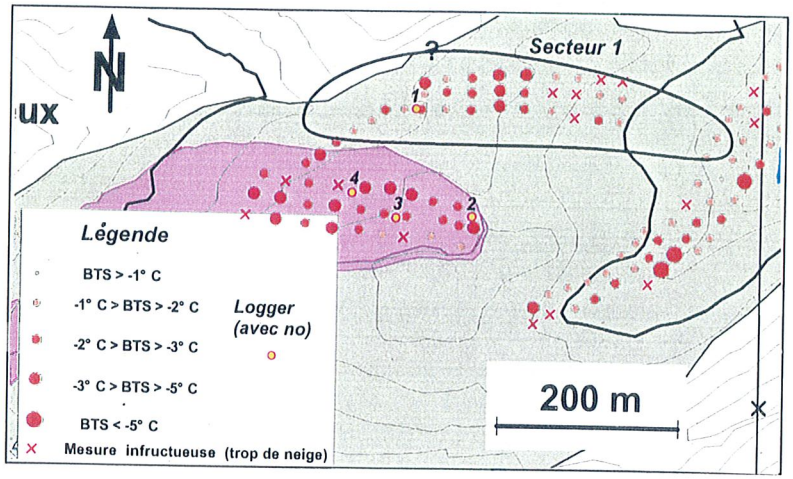


Figure 46 : carte de positionnement des mesures BTS et du logger de température dans le secteur 1

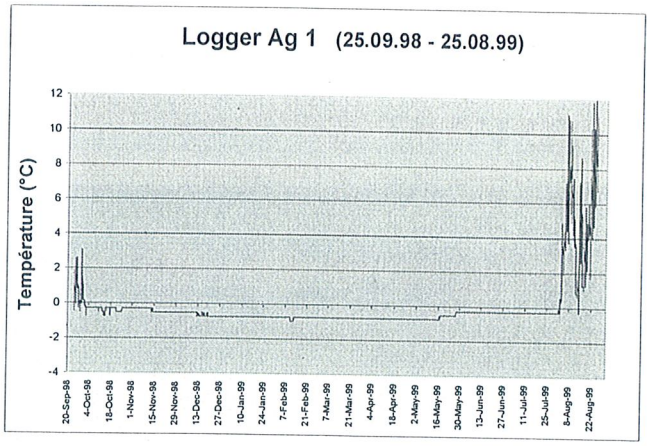


Figure 47 : courbe de température du logger 1

Les valeurs de certaines mesures BTS manquent du fait de la trop grande épaisseur de neige existant en certains endroits. (Hauteur de neige > 3 m). Les quelques mesures restantes ne permettent qu'une interprétation hasardeuse, car elles présentent de fortes variations de température (de –1 à -3 °C). Selon la classification d'Haeberli (1973) de telles valeurs peuvent aussi bien indiquer un pergélisol probable (pour –3°C) ou un pergélisol improbable (pour –1°C).

Les températures stables enregistrées par le logger 1 (cf. figure 47) laissent tout de même penser que le sol est gelé (pergélisol), bien que les températures ne soient que de l'ordre de –0,8°C.

Secteur II : « glissement de terrain »

Photo 13 : vue du secteur II « glissement de terrain »

Un pergélisol est localisé sur cette forme en glissement (cf. géomorphologie). Des valeurs de résistivités différentes correspondant à 3 entités géomorphologiques peuvent être distinguées (cf. carte de situation, figure 48) :

- Dans les racines, selon le sondage Ag 9 (cf. figure 51), un pergélisol peu épais d'une résistivité de 10'000 à 12'000 [Ωm] à une profondeur de 3-5 m a été identifié.

- En zone intermédiaire le sondage Ag 8 (cf. figure 50), selon la configuration de Hummel, indique un niveau gelé plus épais, résistant, de 20'000 à 40'000 [Ωm] au SW et de 150'000 à 350'000 [Ωm] au NE.

- Dans la langue, le pergélisol est profond (à 6-8 m de profondeur) et présente des valeurs de l'ordre de 50'000 à 100'000 [Ωm] (sondage Ag 6, cf. figure 49).

Les trainés AgW 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 (cf. figure 52), les mesures BTS 65 à 94 (seulement pour la langue) et les loggers 1 à 7 complètent ces résultats (cf. figures 53, 54, 55).

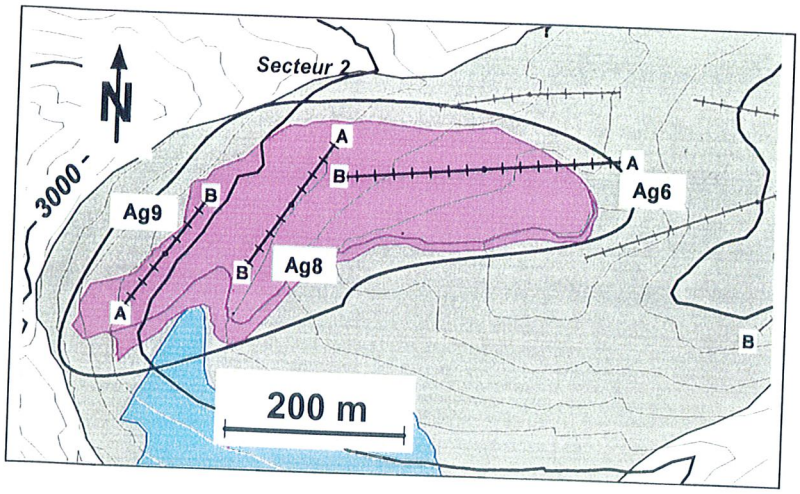
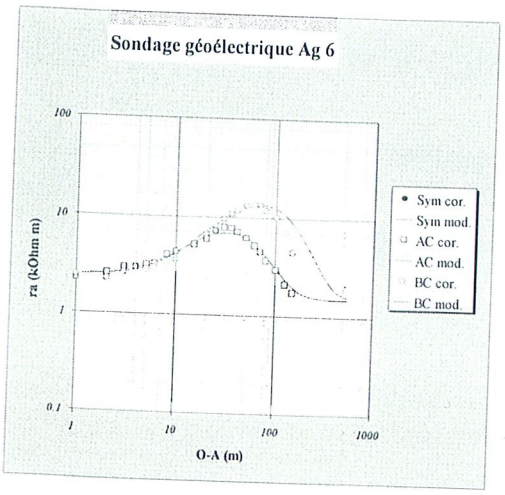


Figure 48 :
carte de positionnement des sondages géoélectriques.

Sondages



Sondage Ag 6	AC		BC	
	ép. (m)	*ra (kOhm m)*	*ép. (m)*	*ra (kOhm m)*
1ère couche	2	2.5	2.5	2.5
2ème couche	4 - 7	3 - 4	4.5 - 6.5	3 - 3.5
3ème couche	5 - 8	30 - 80	10 - 15	80 - 140
4ème couche		1.5 - 2		1.5 - 2

Interprétation :
1ère couche : matériel morainique non gelé (humide) = ~couche active
2ème couche : matériel morainique non gelé (+sec)
3ème couche : pergélisol profond
4 ème couche : moraine non gelée

Figure 49 : Sondage Ag 6 sur la forme en glissement (langue)

Commentaire à propos des sondages :

Zone langue :

Le pergélisol identifié se situe à une profondeur de 6-8 m ; la partie amont, plus résistante possède probablement un contenu en glace plus important. Comme le niveau gelé est relativement profond, il n'a probablement plus de contact avec la couche active pluriannuelle. Il s'agit donc d'un pergélisol inactif.

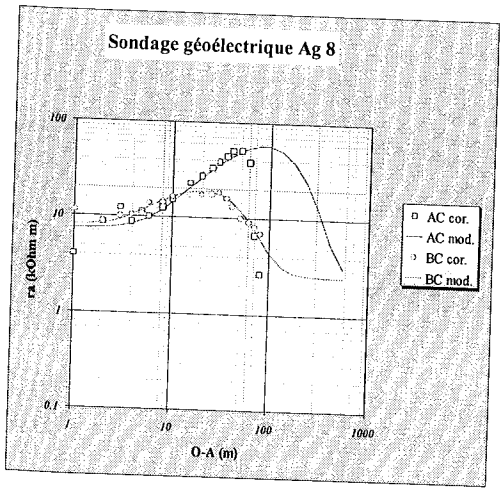


Figure 50 : Sondage Ag 8 sur la forme en glissement (zone intermédiaire)

Sondage Ag 8	AC		BC	
	ép. (m)	*ra (kOhm m)*	*ép. (m)*	*ra (kOhm m)*
1ère couche	4 - 6	7.5 - 9	2.5 - 3.5	7.5 - 9
2ème couche	8 - 25	150 - 350	10 - 25	20 - 40
3ème couche		1 - 2.5		1 - 2.5

Interprétation :
1ère couche : niveau supérieur à gros blocs et vides d'air
2ème couche : pergélisol
3ème couche : roche en place

Zone intermédiaire :

Le sondage Ag 8 indique un niveau gelé situé à une profondeur de 3-6 m pour une épaisseur possible de 8-25 m. Ce pergélisol est plus épais et plus proche de la surface que le pergélisol détecté par Ag6. En AC, le pergélisol est beaucoup plus résistant. De telles résistivités (150'000 à 350'000 Ωm) pourraient aussi indiquer de la glace morte de glacier.

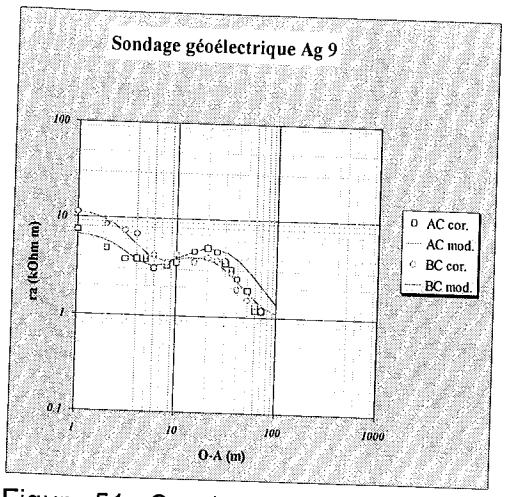


Figure 51 : Sondage Ag 9 sur la forme en glissement (racine)

Sondage Ag 9	AC		BC	
	ép. (m)	*ra (kOhm m)*	*ép. (m)*	*ra (kOhm m)*
1ère couche	0.8 - 1.5	6 - 8	1.5	10 - 12
2ème couche	3 - 4.5	1.8 - 2.8	3 - 5	2 - 2.5
3ème couche	6.5 - 9	10 - 15	6 - 10	12 - 8
4ème couche		1		1 - 1.5

Interprétation :
1ère couche : niveau à gros blocs
2ème couche : niveau plus fin humide et peu résistant
3ème couche : pergélisol
4ème couche : roche en place

Zone des racines :

Le sondage Ag 9 présente une courbe typique d'un glacier rocheux inactif. Ici aussi le corps gelé est relativement profond (4-5 m de profondeur) et n'est probablement plus en contact avec la couche active. Le pergélisol est moins résistant, de l'ordre de 10'000 à 12'000 [Ωm].

Traînés

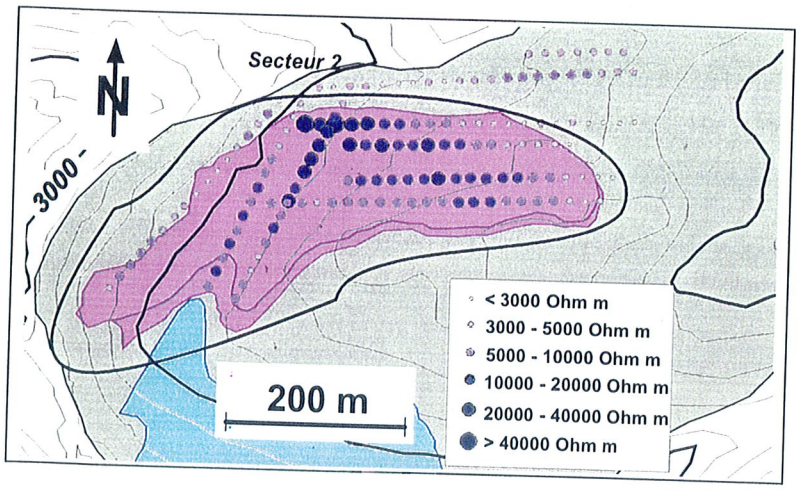


Figure 52 :
carte des traînés du secteur II

Commentaire relatif aux traînés :

L'écartement [a] est fixé à 17,5 m donc la profondeur de pénétration du courant est proche de 12 m.
Ces traînés montrent les variations latérales de résistivité sur l'ensemble de ce corps en glissement. Les résistivités sont plus élevées dans la zone intermédiaire et dans la langue que dans la zone des racines. Elles sont aussi plus élevées à l'intérieur de la langue qu'au front (signe de dégradation du pergélisol ?).

Mesures de températures

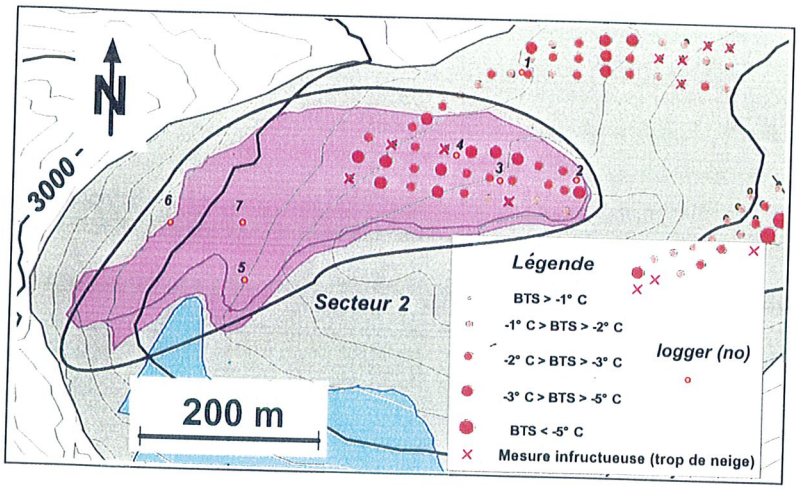


Figure 53 :
Carte des mesures BTS et des loggers du secteur II

Commentaire relatif aux mesures de température (BTS + loggers) :

Les mesures BTS ont seulement été effectuées sur la langue (à cause des mauvaises conditions météorologiques et des hauteurs de neige très élevées). Les mesures BTS sont pour la plupart situées dans la classe –2 à-3 °C (pergélisol possible) et pour quelques-unes situées dans la classe –3 à –5°C (pergélisol probable).
Ces valeurs sont donc en général plus froides que les autres mesures effectuées dans la marge proglaciaire du Glacier d'Aget (voir notamment mesures 1 à 64, en annexe 3).

Les mesures effectuées à quelques dizaines de m de distance indiquent parfois des résultats variant de 2 à 3°C ! Il semble que la nature du sol (blocs) puisse causer ces variations.

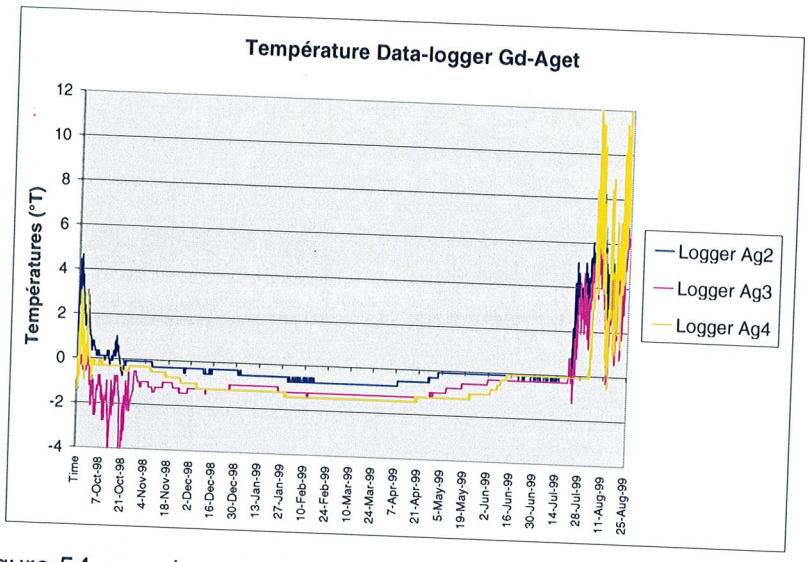


Figure 54 : courbes de températures des loggers Ag 2, Ag 3, Ag 4

Les températures à la surface du sol mesurées au front du glissement (logger Ag2) sont stabilisées en cours d'hiver à environ –0,8°C, alors que les valeurs enregistrées par les loggers Ag 3 et 4 sont de l'ordre de –1,3 °C (cf. figure 54). Les températures sont donc plus élevées au front qu'au centre du glissement. Les traînés géoélectriques indiquent aussi de plus faibles résistivités en ces endroits.

Bien que les températures ne soient pas très basses, le fait que les courbes soient stables au coeur de l'hiver semble indiquer que nous sommes en présence de pergélisol.
Le réchauffement relativement rapide du sol au printemps (env. 2 semaines, entre fin avril et début juin selon les loggers) confirme aussi cette affirmation.

N.B. Les oscillations mesurées par le logger Ag3 en début de saison sont dues au fait que ce logger est situé sous un gros bloc et, par conséquent, n'est pas recouvert par les neiges automnales.

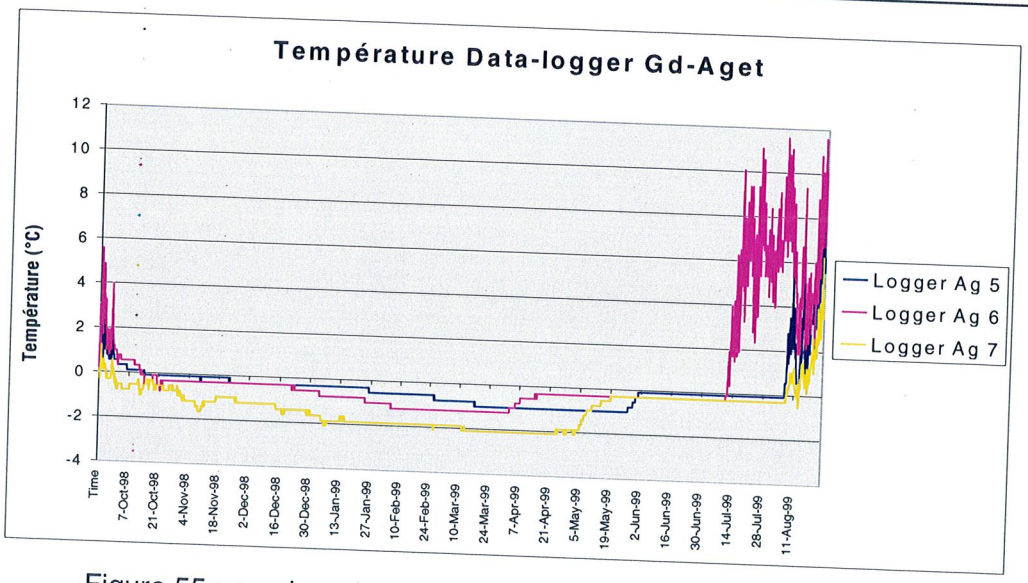


Figure 55 : courbes de température des loggers Ag 5, Ag 6, Ag 7

Les loggers 5,6,7 situé plus en amont sur cette forme en glissement présentent aussi une courbe stable au coeur de l'hiver (durant les mois de février et de mars). Les températures mesurées s'établissent à environ –1,2°C pour les logger 5 et 6. Le logger 7 se stabilise à des valeurs proches de –2 °C, donc un peu plus basses, mais cela est probablement dû à la nature du sol (gros blocs avec vides qui permettent une stagnation d'air froid).

L'ensemble des résultats fournis par les loggers de températures ne nous permettent pas de distinguer des différences significatives entre la partie amont et aval du glissement. Les valeurs de température et l'allure des courbes sont relativement identiques. Ces différentes courbes provenant des loggers situés sur cette forme en glissement traduisent donc un sol gelé où la température hivernale de surface est de l'ordre de –1 à –2 °C.

Conclusion : interactions Logger-BTS

Les loggers de température sont d'une grande utilité quant à la validation des mesures BTS. En effet, ils permettent de vérifier si les mesures BTS ont été effectuées lorsque le sol est complètement isolé des conditions atmosphériques extérieures (cf. point 2.2.3).
Les différentes courbes de température obtenues au Grand-Aget, toutes très stables à partir de la fin février et durant le mois de mars, nous indiquent donc que les mesures BTS réalisées le 6 mars 1999 sont valables.
Les températures mesurées par les BTS sont cependant en moyenne inférieures de quelques 1 à 2°C par rapports à celles enregistrées par les loggers (loggers 2, 3, 4 et mesures BTS sur la langue).

Cependant de manière très grossière, il semble que les résultats des BTS concordent avec les résultats des traînés dans les différents secteurs identifiés.
Les valeurs BTS mesurée peuvent donc être admises comme valeurs indicatives par rapport aux valeurs absolues fournies par les loggers.

4.3 Synthèse :

Interactions entre le glacier et le pergélisol

Les résultats développés ci-dessus permettent de formuler une courte synthèse (élaboration d'hypothèses) quant aux interactions entre les fluctuations et la distribution du pergélisol.

1. A une certaine période de l'Holocène, un glacier rocheux occupait le flanc G du vallon d'Aget au SE du Mt Rogneux (cf. figure 56). Les racines devaient se situer entre le Mt Rogneux et le Gd Aget (présence de roche plus gélive permettant un grand apport de matériaux).

2. Lors de l'avancée du Glacier d'Aget jusqu'au Goli d'Aget (moraines frontales) au Petit Age glaciaire (cf. figure 57), ce glacier rocheux a été destructuré et déplacé vers le NE contre l'arête E du Mt Rogneux. (présence de stries sur les blocs attestant cette action du glacier) (cf. figure 58).

3. Suite au recouvrement et au déplacement de cette masse gelée par le glacier, celle-ci s'est différentiée en deux parties bien distinctes (cf. figure 59).

   a) A l'aval (secteur 1) le glacier a totalement (?) dégradé le pergélisol. Le matériel sédimentaire déplacé et recouvert n'est probablement pas très épais (5-10 m). Nous observons actuellement une « langue fossile ». Cependant, les valeurs de résistivité et de températures mesurées semblent indiquer l'existence d'un sol encore gelé dans la partie amont de cette langue.
   b) Plus en amont (secteur 2) le glacier n'a que partiellement dégradé le pergélisol en provoquant une fonte du niveau gelé supérieur (les sondages indiquent un niveau gelé situé à plus de 6-8 m de profondeur). Il reste donc un pergélisol profond dans la partie basse (langue) de cette forme en glissement.

   Le glacier a poursuivi son retrait pour être actuellement en phase de disparition. Cette déglaciation récente semble indiquer qu'on ne trouve pas de pergélisol dans le lit du glacier (marge proglaciaire). Le retrait, récent, n'a pas permis la formation de pergélisol (apport d'eau dans la zone de drainage du glacier, libération de chaleur latente).

Il est pour le moment très difficile d'estimer si, dans les prochaines décennies, la dégradation du pergélisol va se poursuivre, ou, au contraire, si la disparition du Glacier d'Aget va permettre une nouvelle formation de pergélisol dans sa marge proglaciaire.

Les figures 56, 57, 58, 59 ci-après, retracent l'évolution supposée du Glacier d'Aget et du pergélisol depuis un stade situé avant la crue du Petit Age glaciaire jusqu'à aujourd'hui.

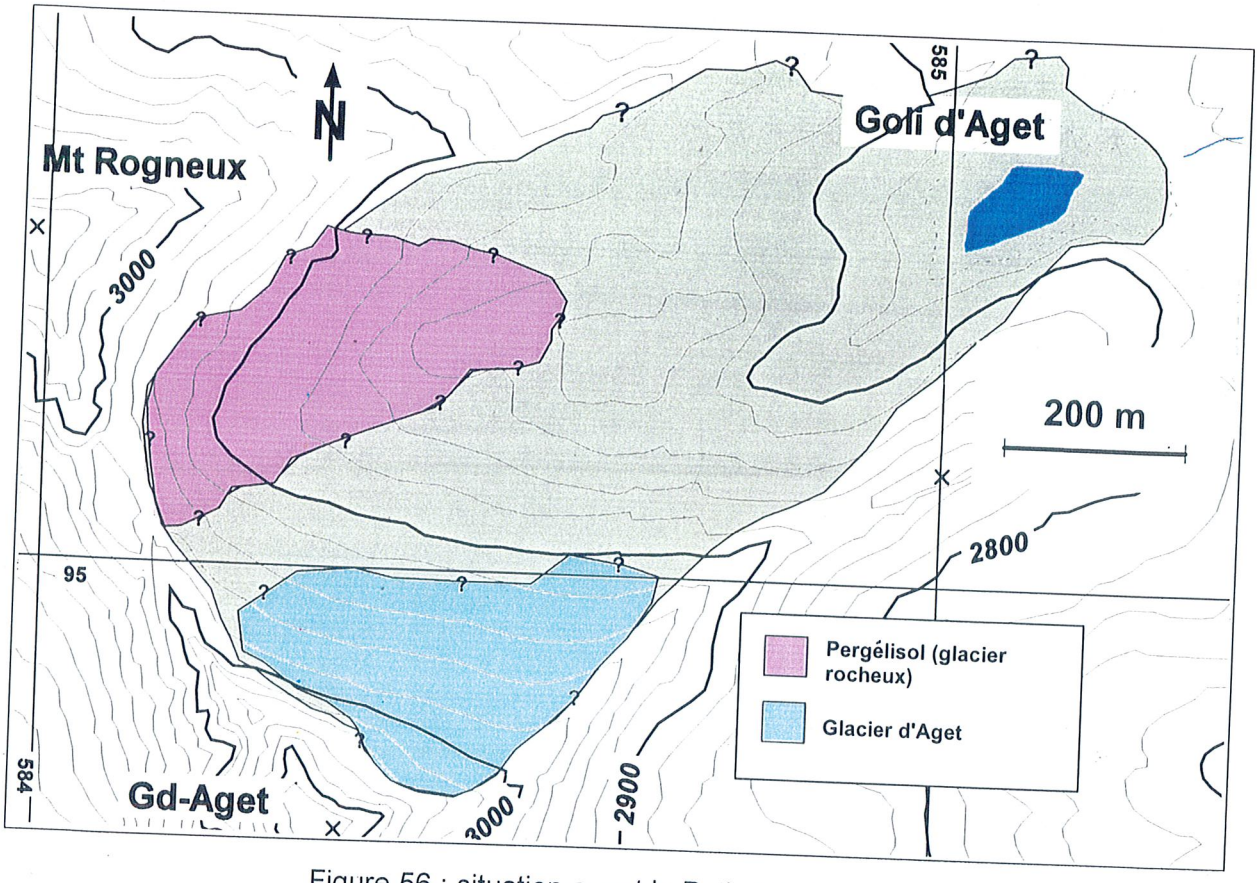


Figure 56 : situation avant le Petit Age glaciaire

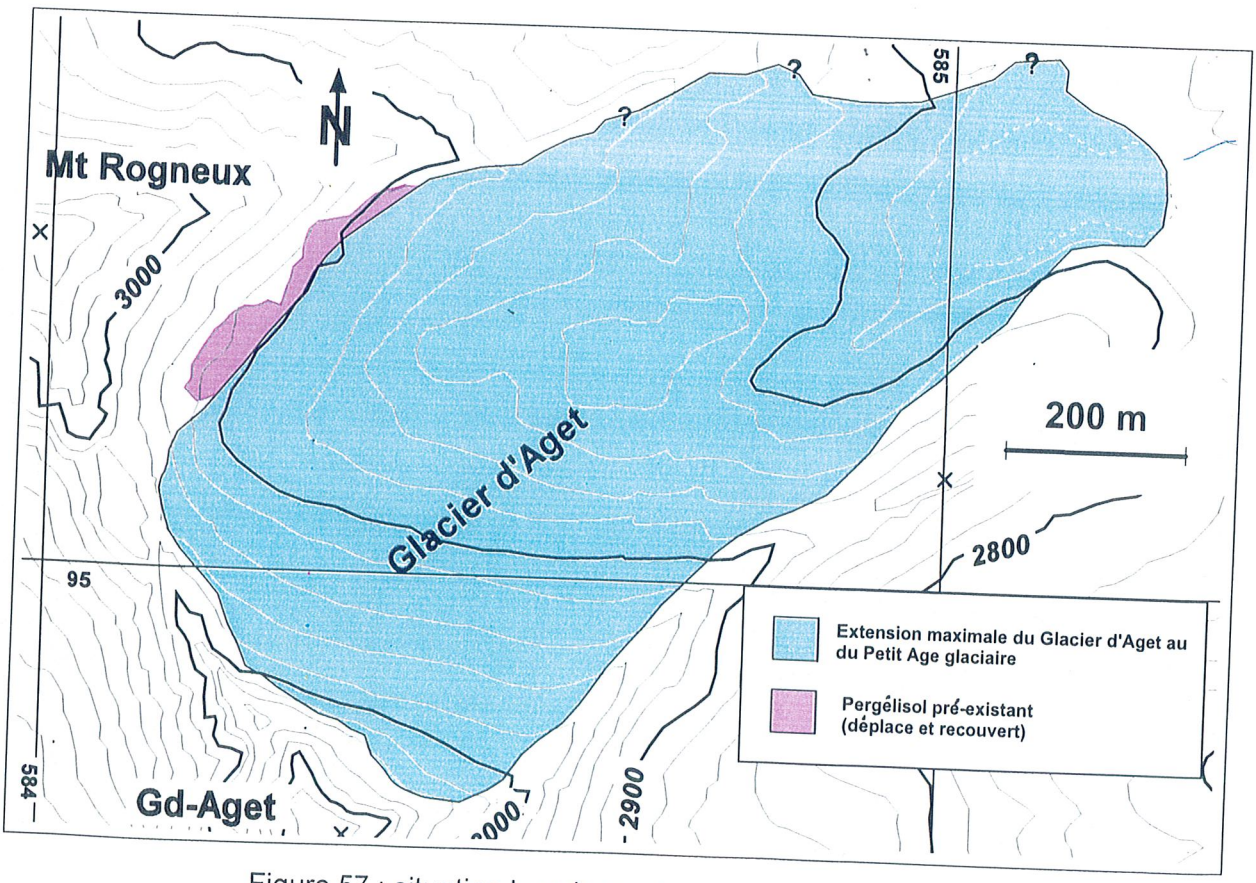


Figure 57 : situation lors du maximum glaciaire vers 1850

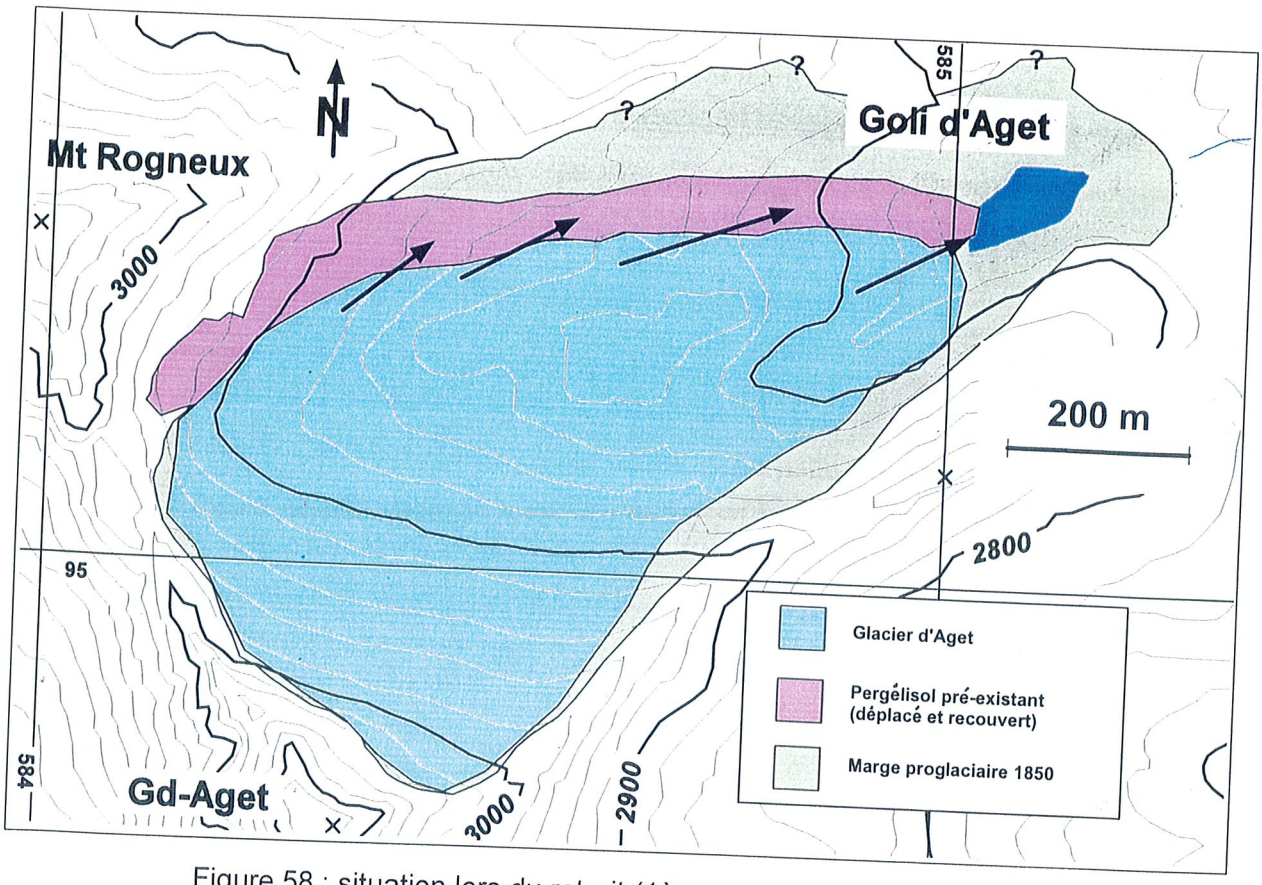


Figure 58 : situation lors du retrait (1ère partie du 20ème siècle ?)

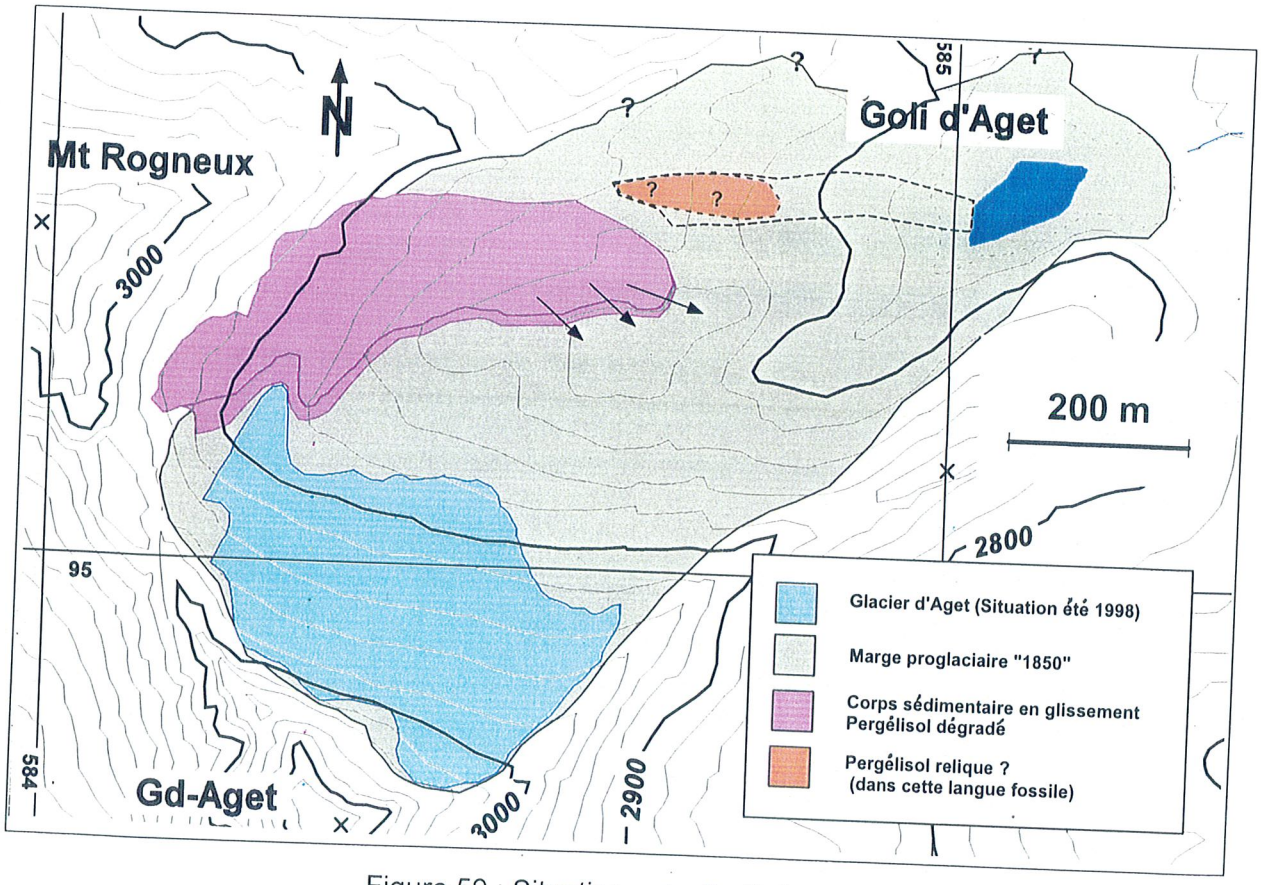


Figure 59 : Situation actuelle (été1998)

Conclusion

Au terme de notre travail, il convient de tirer les conclusions de nos constatations. Elles s'articulent en deux volets, à savoir : les conclusions relatives aux méthodes utilisées, puis celles concernant les résultats obtenus.

Conclusions relatives aux méthodes utilisées

Les différentes méthodes ont révélé d'intéressants résultats quant à la distribution du pergélisol dans les marges proglaciaires du Glacier d'Aget et du Glacier du Sanetschhorn.
Il eût été intéressant de pouvoir disposer d'autres méthodes, entre autres de la sismique réfraction, qui permet de déterminer avec plus d'assurance l'épaisseur de la couche active. En raison des coûts qu'elle engendre et des moyens qu'elle nécessite, il n'a pas été possible d'en faire usage.
Les différentes méthodes utilisées révèlent parfois des résultats contradictoires ou impossibles à interpréter. L'affinement des méthodes devrait contribuer à améliorer de manière déterminante l'interprétation des données recueillies, et partant, permettre une meilleure connaissance de la distribution et de la composition du pergélisol dans les zones proglaciaires.

Nous consignons les remarques suivantes relatives aux deux méthodes de travail utilisées.

A. La méthode de mesure des températures

Les données des méthodes loggers et BTS ne concordent pas nécessairement avec les résultats obtenus par la méthode géoélectrique, ce qui rend leur interprétation difficile, voire impossible dans les cas où ces méthodes nous livrent des données qui aboutissent à des résultats contradictoires. Nous avons rencontré cette situation dans un secteur particulier du Sanetschhorn, où la méthode géoélectrique nous livre des valeurs de faible résistivité alors que les loggers nous indiquent des températures hivernales de –2°C, ce qui traduit un sol gelé.
Il convient de poursuivre l'emploi des loggers sur des sols dont nous connaissons déjà certaines caractéristiques (gelé / non gelé), et cela durant plusieurs années, pour déterminer si l'allure de la courbe de température reste la même et pour vérifier l'homogénéité des résultats.

B. La méthode géoélectrique

En matière de méthode géoélectrique, nous ne connaissons pas encore avec suffisamment de précision les résistivités spécifiques de différents matériaux composites (matériaux sédimentaires meubles - gelés / non gelés - et roches en place de différentes natures), pour déterminer avec rigueur la nature et l'origine des corps sédimentaires que nous entendons étudier. Ce fut notamment le cas de la « bosse-moraine » au Sanetschhorn. Les résistivités élevées observées - de l'ordre de 100'000 [Ωm] - ne permettent pas de définir avec certitude la nature de ce corps sédimentaire.

Dès lors, il convient de poursuivre la prospection géoélectrique dans les différents types de terrains rencontrés en milieu périglaciaire alpin.

Conclusions concernant les résultats obtenus

Les mesures géoélectriques et les mesures de températures, effectuées lors de ce travail, ont permis de constater que les marges proglaciaires étudiées ne présentent pas de pergélisol, hormis dans les deux cas suivants :

- Lorsqu'un pergélisol préexistant a été recouvert ou déplacé lors de l'avancée récente d'un glacier, par ex. au Petit Age glaciaire, il arrive que le pergélisol persiste à une grande profondeur sous une forme dégradée (fonte du niveau gelé supérieur). C'est la situation que nous avons rencontrée au Grand-Aget.
- En de rares endroits libérés de glace depuis un certain temps (~80-100 ans ?), il semble que l'on assiste à la néoformation d'un pergélisol superficiel. Nous avons pu le vérifier au Sanetschhorn ; cela paraît être aussi le cas au Grand-Aget, mais de façon moins évidente.

Il semble toutefois délicat de formuler des conclusions péremptoires concernant la distribution du pergélisol dans les marges proglaciaires, au vu des seules études effectuées sur les sites du Grand-Aget et du Sanetschhorn.

Les résultats relatifs à l'éventuelle existence de pergélisol dans les marges proglaciaires diffèrent selon les situations. En effet, la topographie, la morphologie, l'orientation, la nature du sol, le type de glacier, l'altitude... sont autant de paramètres dont on ne connaît pas les influences respectives et qu'il convient de prendre en compte dans la formulation de règles générales quant à la distribution du pergélisol dans ce type de terrain.

La présente étude reflète l'état de la distribution du pergélisol sur les deux sites considérés pour les années 1998-99. Comme le climat n'est pas statique, il est difficile de se prononcer sur l'évolution du pergélisol sur les sites étudiés pour les 10, 50 ou 100 prochaines années.

On peut se poser légitimement les questions suivantes :

- Dans les marges proglaciaires contenant un pergélisol (ancien), le réchauffement climatique annoncé va-t-il poursuivre la dégradation du pergélisol déjà amorcée ?
- Ou le retour à de conditions climatiques plus froides (suite au retrait du glacier tempéré) va–t-il permettre une nouvelle formation de pergélisol, comme cela semble être le cas en de rares endroits ?

Selon toute vraisemblance, le réchauffement climatique annoncé pour les prochaines décennies modifiera l'environnement alpin.
L'évolution du pergélisol dans les marges proglaciaires reste toutefois encore incertaine. C'est pourquoi les recherches sur le pergélisol alpin, spécialement sous son aspect dynamique, aussi bien au niveau local que régional, revêtent une importance croissante et méritent d'être poursuivies.

Bibliographie

Badoux, Héli et al. (1957) : Atlas géologique de la Suisse, Feuille St Léonard + notice explicative, *Service hydrologique et géologique national.*

Burri, Marcel (1974) : "Histoire et préhistoire glaciaires des vallées des Drances (Valais)", *Eclogae geol. Helv.* Vol. 67/1 p. 135-154.

Burri, Marcel et al. (1992) : Atlas géologique de la Suisse, Feuille 1345 Orsière + notice explicative, *Service hydrologique et géologique national.*

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, IGUF*, (non publié).

Delaloye, R., Reynard E., Lambiel, C. (1999, en préparation) : Prospection du pergélisol alpin par la géoélectrique : résultats d'une campagne de mesures dans le massif des Diablerets et au Mont-Gelé (Nendaz), *Bulletin de la Muritienne, Sion.*

Délez, Pascale (1996) : Géomorphologie de la région du Petit Combin, *Mémoire de licence, IGUL*, (non publié).

Derron, M.H., Jacquod J. (1993-94) : Etude géologique et minéralogique de la région du Mont Rogneux, rive gauche du Val de Bagnes (Valais), *Diplôme de géologie et minéralogie, section des sciences de la Terre, Lausanne* (non publié).

Dysli, M. (1991) : Le gel et son action sur les sols et fondations, *Presses polytechniques et universitaires romandes,* Lausanne.

Evin, Fabre, Johnsen (1997) : Electrical Resistivity mesurements on The Rock glacier Grizzli Creek, *Permafrost and Periglacial Processes*, vol.2.

Frauenfelder, R. (1997) : Permafrostuntersuchungen mit GIS. Eine Studie im Fletschhorngebiet, *Beiträge aus der Gebirgs-Geomorphologie' Jahresversammlung 1997 der Schweizeirischen Geomorphologischen Gesellschaft der SANW, Mittleilung der VAW – ETH Zürich,* no 158.

Gardaz, J.-M., Lugon R., Monbaron, M. (1995) : Prospection du pergélisol de montagne à l'aide de la méthode BTS (Alpes valaisannes, Suisse), *Cahier de l'Institut de Géographie UKPIK, 10*, Fribourg.

Gardaz, Jean-Michel (1997) : Distribution of Mountain Permafrost Fontanesse Basin Valaisian Alps Switzerland, *Permafrost and Periglacial Processes 8 101-105.*

Gerber, Emanuel (1994) : Geomorphologie und Geomorphodynamik de Region Lona-Sasseneire. *Thèse de doctorat, Faculté des Sciences, IGUF,* Fribourg.

Guglemin et al. (1994) : Permafrost Distribution and Rock Glaciers in the Livigno Area (Northern Italy), *Permafrost and Periglacial Processes,* vol. 5.

Haeberli, W. (1973) : Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke alsmöglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Band 9.

Haeberli, W. (1976) : Eis temperaturen in den Alpen, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Band 11.

Haeberli W. & Patzelt P. (1982) : Permafrostkartierung im Gebiet der Hochebenkar-Blockgletscher , Obergurgl, Oeztaler Alpen, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Band 18, Heft 2.

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.

Haeberli, W (1994) : Accelerated Glacier and permafrost Changes in the Alps, Mountain Environnements in Changing Climates, *(M. Beniston ; Ed.)*, Routledge,London & New-York.

Haeberli W. (1995) : Creep of Mountain Permafrost : Internal Structure an flow of Alpine Rock Glaciers, *Mitteilung der VAW ETH Zürich*, no 77.

Haeberli, W. Vonder Mühll, D. (1996) : On the caracteristics and possible origins of ice in rock glacier permafrost, *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F. Suppl.-Band* 104.

Haeberli, W. et al. (1996) : Simulation der Permafrost Verbreitung en den Alpen mit geographischen Informationssystemen, *Arbeitsbericht NFP 31, Vdf Hochschulverlag, ETH Zürich.*

Harris, S.A., Corte, A.E. (1992) : Interactions and relations between mountain permafrost, glaciers, snow and water, Permafrost and Periglacial Processes, 3.

Hölzle M., Haeberli,W., Keller, F. Application of BTS mesurements for modelling mountain permafrost distribution. *Permafrost Sixth International Conference*, Beijing, Proceedings,vol.1.

Hölzle, Martin (1994) : Permafrost und Gletscher im Oberengadin, VAW Mitteilungen 132, Zürich, 1994.

Imhof, Markus (1996) : Modelling and Verification of The Permafrost Distribution in the Bernese Alps (Western Switzerland), Permafrost and Periglacial Processes no 7.

IPCC (1990) : Climate change. The IPCC Scientific Assessment. Cambridge University Press, Cambridge.

Jegerlehner, J. (1902) : Die Schnee grenze in den Gletschergebieten der Schweiz, Sonderabdruck aus Gerland's Beiträgen zur Geophysik, Bd. V, Heft 3.

Keller, F. (1994) : Interactionen Zwischen Schnee und Permafrost. Eine Grundlagen Studie im Oberengadin VAW, Mitteilungen 127, Zürich.

Kneisel, Christof (1997) : Vergesellschaftung und Charakteristiken von Oberflächen- und Untergrundeis bzw. Permafrost in jüngst eisfrei gewordenen Gletschervorfeldern : eine Grundlagenstudie mit ersten Ergebnissen aus dem Ooberengadin, Mitteilung der VAW - ETH Zürich, 158 : Beiträge aus der Gebirgs-Geomorphologie' Jahresversammlung 1997 der Schweizeirischen Geomorphologischen Gesellschaft der SANW.

Kneisel, Christoph (1998) : Occurence of surface ice and ground ice / permafrost in recently deglaciated glacier forefields, 7th International Permafrost Conference Yelloknife.

Krummenacher B. et al. (1998) : Periglaziale Prozesse und Formen im Furggentälti, Gemmipass, *Mitteilungen Nr 56, Eidg. Institut für Schnee und Lawinen Forschung*, Davos.

Lambiel, C. (1999) : Inventaire des glaciers rocheux entre le Valde Bagnes et le val Hérémence (Valais), *Mémoire de licence, IGUL, (non publié)*

Lugon, R., Monbaron, M. (1998) : Stabilité des terrains meubles en zone de pergélisol et changements climatiques. Deux études de cas en Valais : Le Ritigraben (Mattertal) et la moraine du Dolent (Val Ferret), *Rapport final du PNR 31, vdf Hochschulverlag der ETH Zürich.*

Meyer de Sadeelhofen, C. (1991) : Applications de la géophysique aux recherches d'eau, *Technique et documentation – Lavoisier*, Paris.

Milsom J. (1996) : Field geophysics, *John Wiley & Sons Ltd, 2nd edition*, Chichester UK.

Mittaz, Catherine (1997) : Energiebilanz über Alpinem Permafrost. Mitteilung der VAW - ETH Zürich, 158: Beiträge aus der Gebirgs-Geomorphologie' Jahresversammlung 1997 der Schweizeirischen Geomorphologischen Gesellschaft der SANW.

Müller, F., Caflisch, T., Müller, G. (1976) : Firn und Eis der Schweizer Alpen - Gletscherinventar *Geogr. Inst. der Uni. ZH, Zürich*,

Parasnis, D.S. (1997) : Principles of applied geophysics, *Chapman & Hall, 5th edition*, London,

Paterson, W.S.B. (1994) :The Physics of Glaciers, 3rd edition, Pergamon, Elsevier Science Ltd,

Phillips, Marcia, Reynard, Emmanuel Influence régionale du climat et de la morphologie sur la distribution du permafrost : L'exemple des hautes Alpes Calcaires, Beiträge aus der Gebirgs-Geomorphologie'Jahresversammlung 1997 der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft der SANW ; Mitteilung der VAW, 158.

Suter Stephan (1997) : Firn- und Eistemperaturen in den Alpen, Mitteilung der VAW - ETH Zürich, 158: Beiträge aus der Gebirgs-Geomorphologie' Jahresversammlung 1997 der Schweizeirischen Geomorphologischen Gesellschaft der SANW.

Tenthorey G.(1993) : Paysage géomorphologique du Haut – Val de Réchy (Valais, Suisse) et hydrologie liée aux glaciers rocheux, *Thèse de doctorat, Faculté des Sciences, Université de Fribourg.*

Vonder Mühll, Daniel (1993) : Geophysikalische Untersuchungen im Permafrost des Oberengadins, *Mitteilung der VAW*, 122, Zürich.

Wenker, Laurent (1997) : Prévision de la répartition spatiale du permafrost dans les Alpes suisses du Sud-ouest : Comparaison entre les Diablerets / VD et le Mont Gelé / VS, *Mémoire de licence, IGUL.*

Annexes

Annexe 1 : carte géomorphologique
Sanetschhorn – Creux de la Lé

Annexe 2 : carte géomorphologique
Grand-Aget - Mont Rogneux

Annexe 3 : résultats des mesures BTS au Grand-Aget

Légende

Les formes d'accumulation sont dessinées sur fond coloré

Les formes d'érosion sont dessinées sur fond blanc

Formes structurales

falaises

failles

escarpements rocheux

gradins rocheux

Formes liées à la gravité

éboulis

éboulements

Formes périglaciaires

glacier rocheux

lobes de gélifluxion

éboulis géliflués

Formes glaciaires

bastion morainique du Glacier du Sanetschhorn

cordons morainiques

arcs morainiques

"push moraine" récente

esker

Hydrographie

cours d'eau

cours d'eau temporaires

glacier (en gde partie couvert)

névés pérennes

Formes fluviatiles

ravinements

coulées torrentielles

plaines d'épendage

Formes karstiques

lapiez nus

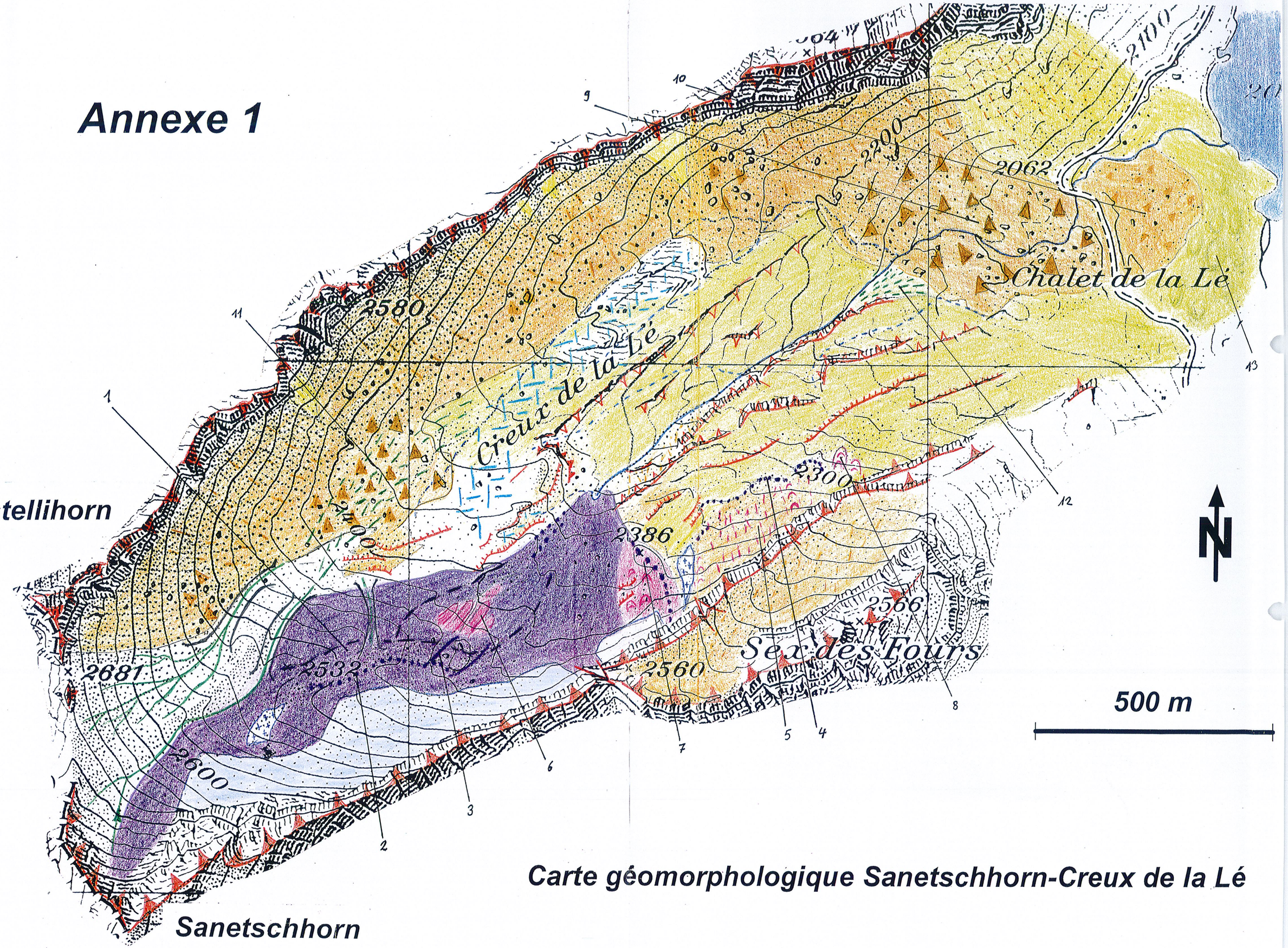
lapiez couverts

Formes organogènes

sol sur roche en place

sol sur éboulis

Annexe 1



Carte géomorphologique Sanetschhorn-Creux de la Lé

Légende

Les formes d'accumulation sont dessinées sur fond coloré

Formes structurales

- falaises
- failles
- escarpements rocheux

Formes liées à la gravité

- éboulis

Formes périglaciaires

- glacier rocheux
- lobes de gélifluxion
- langue fossile
- langue en glissement
- éboulis géliflués
- sols structurés

Les formes d'érosion sont dessinées sur fond blanc

Hydrographie

- cours d'eau
- cours d'eau temporaires
- Glacier d'Aget
- névés pérennes

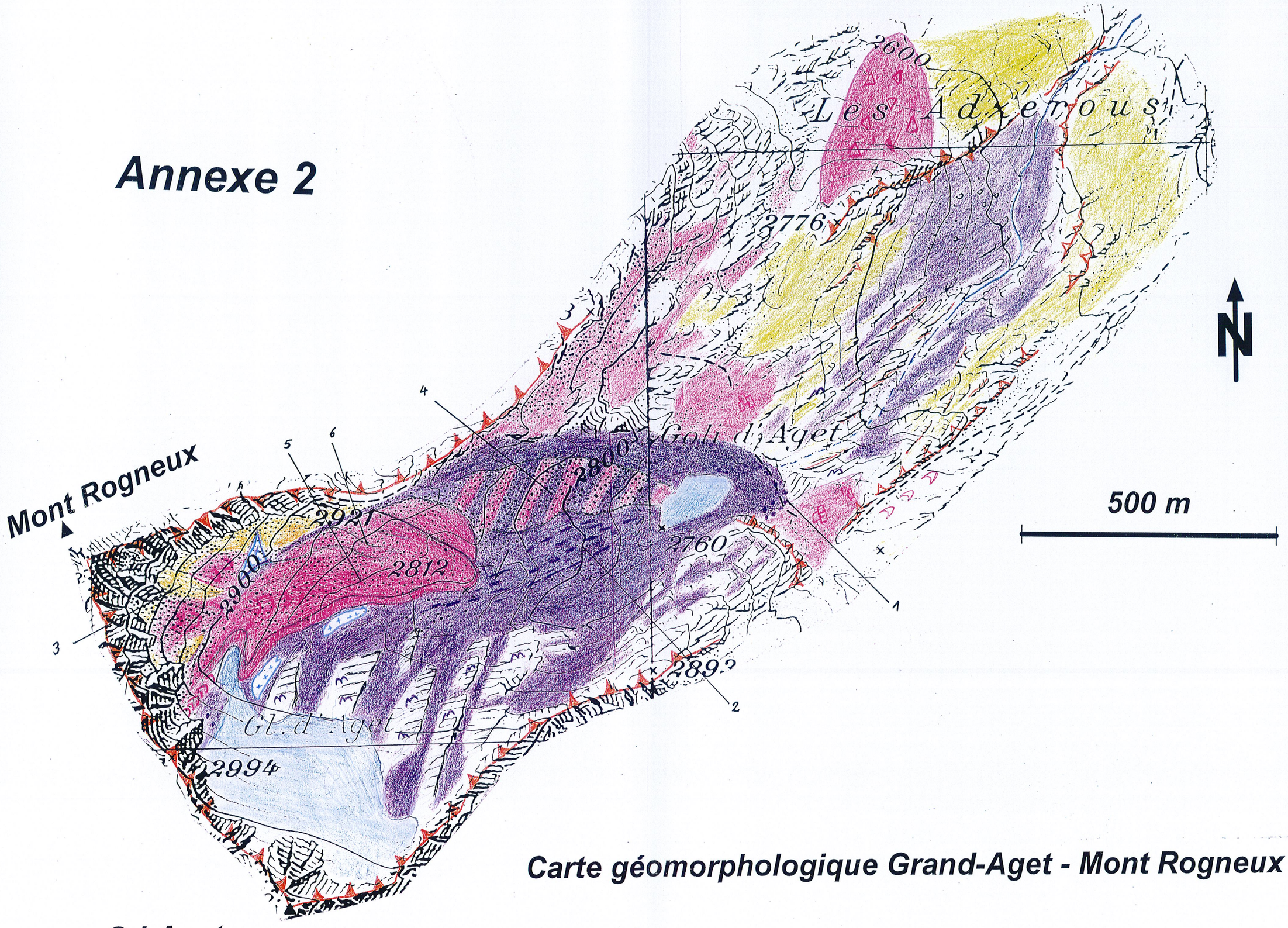
Formes organogènes

- sol sur roche en place
- sol sur éboulis

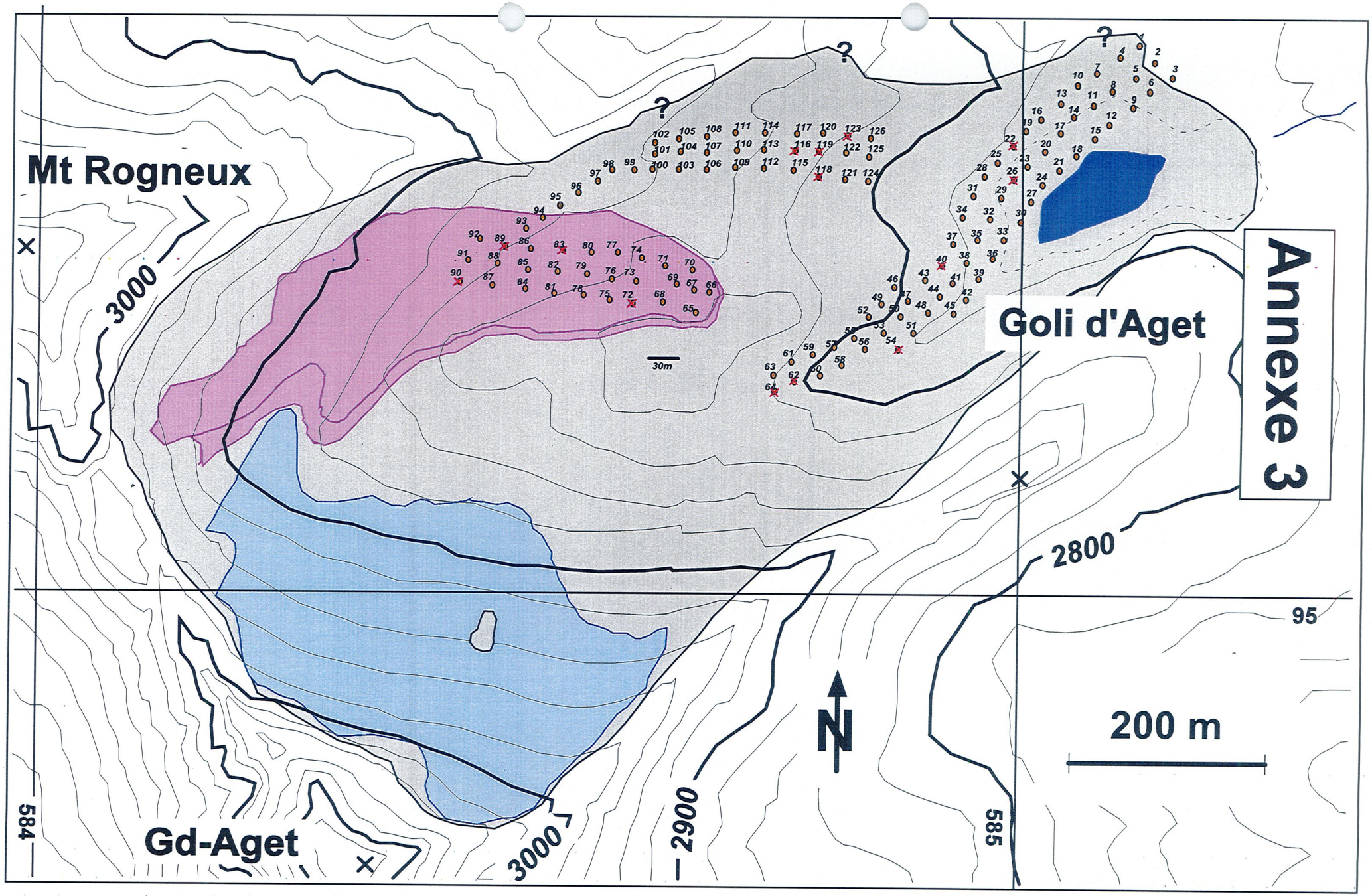
Formes glaciaires

- marge proglaciaire du Glacier d'Aget
- cordons morainiques
- moraines flûtées
- roches moutonnées

Annexe 2



Carte géomorphologique Grand-Aget - Mont Rogneux


Mt Rogneux
Goli d'Aget
Gd-Aget
Annexe 3
3000
2800
2900
3000
584
585
95
30m
200 m
N

Annexe 3 : Mesures BTS au Gd-Aget, 6 mars 1999					
No	**Résí. mes**	**Hauteur neige**	**Hn corr.**	**Temp. °C**	**BTSc °C**
	Ohm/m	**cm.**			boqué 2m
1	31.6	120	120	-1.75	-2.02
2	31.8	80	80	-1.88	-1.52
3	30.9	165	165	-1.27	-1.99
4	31.9	220	200	-1.95	-2.92
5	31	120	120	-1.34	-1.61
6	30.7	205	200	-1.13	-2.11
7	31.9	350	200	-1.95	-2.92
8	31	320	200	-1.34	-2.31
9	31.2	300	200	-1.48	-2.45
10	31.1	280	200	-1.41	-2.38
11	30.5	250	200	-0.99	-1.97
12	31.4	340	200	-1.61	-2.59
13	31.2	180	180	-1.48	-2.32
14	30.9	300	200	-1.27	-2.24
15	31	250	200	-1.34	-2.31
16	30.8	280	200	-1.20	-2.18
17	30.5	320	200	-0.99	-1.97
18	31.8	200	200	-1.88	-2.86
19	31.2	240	200	-1.48	-2.45
20	32.2	350	200	-2.15	-3.12
21	30.9	295	200	-1.27	-2.24
22	0	0	0		
23	34.2	320	200	-3.42	-4.40
24	31.1	320	200	-1.41	-2.38
25	30.6	320	200	-1.06	-2.04
26	0	0	0		
27	30.6	310	200	-1.06	-2.04
28	30.7	320	200	-1.13	-2.11
29	31.8	370	200	-1.88	-2.86
30	32.1	320	200	-2.08	-3.06
31	30.7	310	200	-1.13	-2.11
32	31.8	350	200	-1.88	-2.86
33	**37.2**	300	200	-5.18	-6.16
34	30.8	320	200	-1.20	-2.18
35	30.5	310	200	-0.99	-1.97
36	31.4	300	200	-1.61	-2.59
37	31.4	350	200	-1.61	-2.59
38	30.6	270	200	-1.06	-2.04
39	33.3	320	200	-2.86	-3.83
40	0	0	0		
41	32.2	330	200	-2.15	-3.12
42	31.4	310	200	-1.61	-2.59
43	30.9	350	200	-1.27	-2.24
44	33	350	200	-2.67	-3.64
45	31.1	250	200	-1.41	-2.38
46	31	300	200	-1.34	-2.31
47	32.8	350	200	-2.54	-3.51
48	41	350	200	-7.18	-8.16
49	31.1	310	200	-1.41	-2.38
50	33	400	200	-2.67	-3.64
51	41	300	200	-7.18	-8.16

No	Résí. mes	Hauteur neige	Hn corr.	Temp. °C	BTSc °C
	Ohm/m	cm.			boqué 2m
52	30.9	300	200	-1.27	-2.24
53	31.3	320	200	-1.54	-2.52
54	0	0	0		
55	30.9	260	200	-1.27	-2.24
56	33.5	350	200	-2.99	-3.96
57	30.8	270	200	-1.20	-2.18
58	32.1	320	200	-2.08	-3.06
59	30.8	180	180	-1.20	-2.04
60	31.2	320	200	-1.48	-2.45
61	30.8	200	200	-1.20	-2.18
62	0	0	0		
63	33.9	320	200	-3.24	-4.21
64	0	0	0	0.00	
65	31.5	270	200	-1.68	-2.66
66	33.9	350	200	-3.24	-4.21
67	32.5	320	200	-2.34	-3.32
68	31.7	270	200	-1.81	-2.79
69	32.8	300	200	-2.54	-3.51
70	33.3	260	200	-2.86	-3.83
71	33	275	200	-2.67	-3.64
72	0	0	0		
73	32.7	300	200	-2.47	-3.45
74	34.4	350	200	-3.54	-4.52
75	31.7	280	200	-1.81	-2.79
76	32.5	320	200	-2.34	-3.32
77	34	400	200	-3.30	-4.27
78	33.5	300	200	-2.99	-3.96
79	32.2	300	200	-2.15	-3.12
80	35.3	300	200	-4.09	-5.06
81	34.5	320	200	-3.60	-4.58
82	34.6	350	200	-3.67	-4.64
83	0	0	0		
84	33.4	300	200	-2.92	-3.90
85	32.4	320	200	-2.28	-3.25
86	33.4	330	200	-2.92	-3.90
87	34.6	270	200	-3.67	-4.64
88	34	350	200	-3.30	-4.27
89	0	0	0		
90	0	0	0		
91	35.3	350	200	-4.09	-5.06
92	34	320	200	-3.30	-4.27
93	33.4	350	200	-2.92	-3.90
94	36.8	300	200	-4.95	-5.93
95	32.6	300	200	-2.41	-3.39
96	31.4	260	200	-1.61	-2.59
97	30.7	250	200	-1.13	-2.11
98	32.5	240	200	-2.34	-3.32
99	31.7	300	200	-1.81	-2.79
100	33.4	350	200	-2.92	-3.90
101	31.9	280	200	-1.95	-2.92
102	33.8	270	200	-3.17	-4.15
103	31.4	240	200	-1.61	-2.59
104	32.9	240	200	-2.60	-3.58
105	31.9	300	200	-1.95	-2.92

No	Résí. mes	Hauteur neige	Hn corr.	Temp. °C	BTSc °C
	Ohm/m	cm.			boqué 2m
106	32.2	320	200	-2.15	-3.12
107	32	240	200	-2.01	-2.99
108	32.1	270	200	-2.08	-3.06
109	34.3	340	200	-3.48	-4.46
110	34.3	250	200	-3.48	-4.46
111	34.7	320	200	-3.73	-4.70
112	32.7	270	200	-2.47	-3.45
113	32.2	230	200	-2.15	-3.12
114	34	220	200	-3.30	-4.27
115	30.9	275	200	-1.27	-2.24
116	0	0	0		
117	31.6	140	140	-1.75	-2.25
118	0	0	0		
119	0	0	0		
120	31.4	300	200	-1.61	-2.59
121	33.4	300	200	-2.92	-3.90
122	31.4	270	200	-1.61	-2.59
123	0	0	0		
124	30.8	210	200	-1.20	-2.18
125	31	230	200	-1.34	-2.31