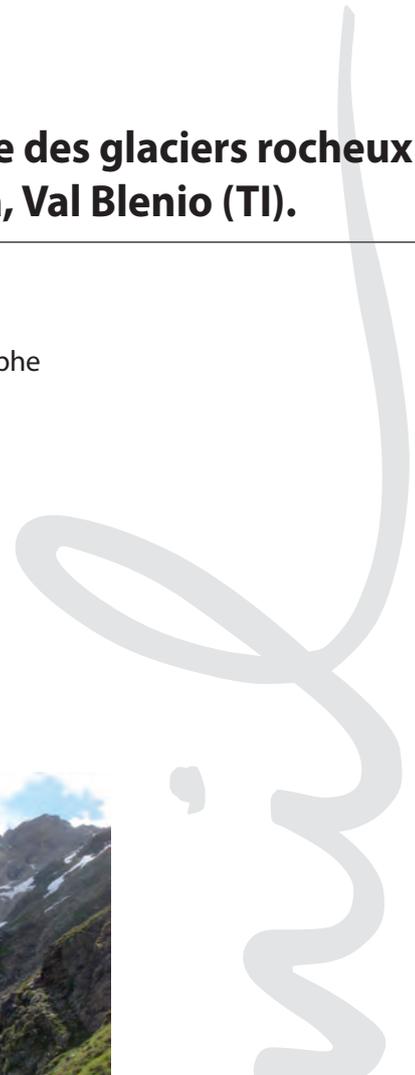


Structure interne, dynamique et âge des glaciers rocheux du Massif de la Cima di Gana Bianca, Val Blenio (TI).

RAMELLI Giulia

Sous la direction du Dr. LAMBIEL Christophe
Expert: SCAPOZZA Cristian



Photos de couverture :

De gauche à droite : le glacier rocheux de Pièi, le glacier rocheux de Stabbio di Largario et le glacier rocheux de Piancabella. Photos : G. Ramelli.

TABLE DES MATIÈRES

Remerciements	5
Résumé	6
1. Introduction et problématique	7
1.1 Introduction	8
1.1.1 Cadre général	8
1.1.2 Contexte d'étude	10
1.1.3 Etat des connaissances.....	10
1.2 Problématique de travail	12
1.3 Questions de départ et objectifs	14
2. Cadre théorique	15
2.1 Les environnements périglaciaires	16
2.1.1 Définition et répartition	16
2.1.2 Facteurs de contrôle, processus et formes typiques.....	18
2.2 Le pergélisol	20
2.2.1 Définition et terminologie	20
2.2.2 Répartition.....	22
2.2.3 Facteurs de contrôle et échelle d'analyse	25
2.2.4 Les principaux réseaux de monitoring du pergélisol.....	27
2.2.4.1 Echelle mondiale : le réseau GNT-P.....	27
2.2.4.2 Echelle européenne : Le réseau PACE.....	28
2.2.4.3 Echelle Suisse : le réseau PERMOS	29
2.3 Les glaciers rocheux	32
2.3.1 Définition et terminologie	32
2.3.2 Types de glaciers rocheux et classification	33
2.3.3 Formation et facteurs déterminants.....	35
2.3.4 Vitesses de déplacement et dynamique	35
2.3.5 Glaciers rocheux et reconstructions paléoclimatiques.....	37
3. Méthodes	43
3.1 Cartographie et analyse géomorphologique	44
3.1.1 Notions théoriques	44
3.1.2 Réalisation des cartes et analyses effectuées	45
3.2 Monitoring thermique de surface	47
3.2.1 Notions théoriques	47
3.2.2 Appareils utilisés et mise en place.....	48
3.2.3 Traitement et lecture des données.....	49

3.3 La géoélectricité	51
3.3.1 Notions théoriques	51
3.3.2 Le sondage géoélectrique	53
3.3.2.1 Appareil utilisé et mise en place	53
3.3.2.2 Traitement et lecture des données	54
3.3.3 La tomographie électrique.....	55
3.3.3.1 Appareil utilisé et mise en place	55
3.3.3.2 Traitement et lecture des données	56
3.4 Le GPS différentiel	57
3.4.1 Notions théoriques	57
3.4.2 Appareil utilisé et démarche.....	59
3.4.3 Traitement et lecture des données.....	60
3.5 Le Marteau de Schmidt	62
3.5.1 Notions théoriques	62
3.5.2 Appareil utilisé et échantillonnage	63
3.5.3 Traitement et lecture des données.....	64
4. Présentation de la zone d'étude.....	66
4.1 Situation géographique.....	67
4.2 Topographie et géomorphologie	68
4.3 Cadre tectonique et géologique.....	69
4.4 Cadre climatique	71
4.5 Distribution du pergélisol et inventaire des glaciers rocheux	73
5. Présentation des résultats et interprétations.....	76
5.1 Le glacier rocheux de Pièi.....	77
5.1.1 Description générale du site	77
5.1.2 Analyse géomorphologique.....	79
5.1.3 Régime thermique.....	82
5.1.4 Structure interne.....	84
5.1.5 Mouvement et vitesse de déplacement	87
5.2 Le glacier rocheux de Stabbio di Largario	90
5.2.1 Description générale du site	90
5.2.2 Analyse géomorphologique.....	91
5.2.3 Régime thermique.....	94
5.2.4 Structure interne.....	96
5.2.5 Mouvement et vitesse de déplacement	97
5.3 Le glacier rocheux de Piancabella.....	101
5.3.1 Description générale du site	101
5.3.2 Analyse géomorphologique.....	103
5.3.3 Régime thermique.....	105
5.3.4 Structure interne.....	108
5.3.5 Mouvement et vitesse de déplacement	109

5.4 Âge des glaciers rocheux: datation relative et calibration	112
5.4.1 Datation relative : chronologies	112
5.4.2 Datation absolue : propositions de calibration	118
6. Discussion	122
6.1 Structure interne et vitesse de déplacement des glaciers rocheux étudiés.....	123
6.2 Âge des glaciers rocheux étudiés	127
7. Conclusion et perspectives.....	129
8. Bibliographie.....	133

Remerciements

La réalisation de ce mémoire n'aurait pas été possible sans l'aide, le soutien et l'encouragement d'un grand nombre de personnes. Je tiens à remercier chaleureusement toutes les personnes qui, de loin ou de près, m'ont aidée pendant la réalisation de ce travail.

Je remercie tout particulièrement :

-Dr. Christophe Lambiel, directeur de ce mémoire, pour sa disponibilité et pour m'avoir suivie tout au long du travail.

-Prof. Emmanuel Reynard, directeur de l'Institut de Géographie de l'Université de Lausanne, pour ses enseignements dont j'ai pu profiter pendant les cours du Master en géographie et pendant ma période de travail auprès de l'Institut comme assistante-étudiante.

-Cristian Scapozza, expert de ce mémoire mais aussi collègue et ami, pour sa passion, sa disponibilité et pour les enseignements dont j'ai profité pendant les nombreuses journées de travail sur le terrain. Je remercie aussi Georgia Fontana pour son amitié et son soutien.

-Stefano Mari, de l'Université de Fribourg, pour les journées de terrain et pour sa disponibilité, ainsi que pour la collaboration et pour les nombreuses rencontres.

-Giorgio Valenti, géologue de la Section Forestière Cantonale du Tessin, pour la collaboration et pour les données des capteurs de température placés sur le site de Stabbio di Largario.

-Tous ceux qui m'ont aidée sur le terrain, en particulier: Franco, Lino, Fabio, Sandra, Emiliano e Valentina Ramelli, Cornelia Soldati, Matteo Tomasetti, Giona Matasci et Martin Brunati.

-Myriam et Cecilia Soldati et Flavia Ramelli pour la correction et la relecture de ce mémoire.

-Tous mes collègues, amis et parents qui m'ont soutenue et encouragée pendant mes études et que j'ai oublié de citer. Un merci particulier à ma famille.

Résumé

Ce travail s'inscrit dans la thématique du monitoring du pergélisol alpin des Alpes orientales Tessinoises, où les études et par conséquent les connaissances relatives aux environnements périglaciaires sont encore très sommaires. Cette étude veut contribuer à combler cette lacune de connaissances, en étudiant trois glaciers rocheux situés dans le Massif de la Cima di Gana Bianca (Val Blenio): le glacier rocheux de Pièi, celui de Stabbio di Largario et celui de Piancabella. Ces trois glaciers rocheux se situent à une altitude comprise entre 2300 et 2400 m, près de la limite inférieure du pergélisol discontinu. Leur morphologie est très différente, ce qui laisserait penser que leur structure interne et leur dynamique, aussi que leur origine sont aussi différentes. Le glacier rocheux de Pièi est de type *polymorphique*, celui de Stabbio di Largario est probablement d'origine glaciaire (*Ice-cored*) et celui de Piancabella, beaucoup plus homogène, est une formation *monomorphique* (cf. Frauenfelder et Käab, 20000 ; Monnier, 2007). Les méthodes utilisées sont l'analyse géomorphologique, le monitoring thermique de surface, la géoélectrique, le GPS différentiel et le marteau de Schmidt.

Les résultats ont permis de montrer qu'à l'intérieur des trois glaciers rocheux la présence de pergélisol est probable. Les mouvements des trois formations sont de l'ordre de 12-20 cm a^{-1} pour le glacier rocheux de Pièi, de 38-61 cm a^{-1} pour celui de Stabbio di Largario et de 22 cm a^{-1} pour celui de Piancabella. Le glacier rocheux de Stabbio di Largario présente des signes clairs d'instabilité (crevasses, niches d'arrachement, partie éboulées), ce qui laisserait penser que cette formation se trouve en état de déstabilisation à cause de la dégradation du pergélisol. Les mesures au marteau de Schmidt ont permis de relever que les glaciers rocheux de Pièi et de Stabbio di Largario se sont formés pendant l'Holocène, tandis que le glacier rocheux de Piancabella s'est formé pendant le Tardiglaciaire (après une phase d'inactivation ce glacier rocheux s'est réactivé après le Petit Âge Glaciaire).

L'entrée du site Largario/Sceru dans le réseau suisse de monitoring du pergélisol PERMOS, qui a eu lieu en automne 2009, représente une grande opportunité pour le Tessin. Cette entrée dans le réseau garantit la poursuite des mesures sur les glaciers rocheux du Massif de la Cima di Gana Bianca où les informations sur le pergélisol alpin pourront être complétées. Le monitoring du glacier rocheux de Stabbio di Largario est prioritaire, puisque le risque de déclenchement de laves torrentielles est élevé.

1. Introduction et problématique

1.1 Introduction

Le pergélisol est un phénomène qui en Suisse recouvre environ le 5% de la surface totale du pays. Le pergélisol alpin répond de manière très sensible au réchauffement climatique, sa dégradation peut causer des mouvements de terrain et des problèmes de stabilité des versants. C'est dans ce contexte que la compréhension de la réaction du pergélisol face au réchauffement climatique s'avère importante.

1.1.1 Cadre général

Le pergélisol est un phénomène très répandu. On estime qu'il recouvre environ un quart de la surface de l'hémisphère nord, dont une grande partie se trouve en haute latitude au Canada, en Russie et en Alaska (Harris et Haeberli, 2003). Le pergélisol est également présent dans les zones plus méridionales, en Europe et dans les Alpes en haute altitude. En Suisse, il recouvre approximativement 5% de la surface totale du pays, ce qui correspond au double de l'aire recouverte par les glaciers (Nötzli et Gruber, 2005 ; Frauenfelder, 2004).

Tout comme d'autres éléments de la cryosphère (neige et glace), le pergélisol alpin dépend fortement du climat et de ses variations. Le réchauffement global de l'atmosphère durant le dernier siècle a profondément marqué les zones glaciaires et périglaciaires des Alpes, ainsi le pergélisol européen s'est réchauffé d'approximativement 0,5-1°C (Harris et Haeberli, 2003 ; Haeberli *et al.*, 1999).

Le pergélisol alpin réagit de manière très sensible au réchauffement climatique en variant son extension et sa profondeur. Le réchauffement climatique engendre principalement une augmentation de l'épaisseur de la couche active (*active layer*) et la fonte du corps du pergélisol.

La réponse du pergélisol aux conditions thermiques peut être divisée en trois phases distinctes, en fonction du temps et de la profondeur d'impact le long du profil thermique (Harris et Haeberli, 2003 ; Haeberli et Burn, 2002) :

- Phase 1 : la couche active augmente d'épaisseur. Temps nécessaire : une à plusieurs années.
- Phase 2 : développement d'un profil thermique courbé (non linéaire) à une profondeur comprise entre 10 et 100 m. Temps nécessaire : une à plusieurs décennies.

- Phase 3 : diminution de l'épaisseur du pergélisol à partir de sa base. Temps nécessaire : de quelques décennies à des centaines, voire plusieurs milliers d'années, en fonction de sa profondeur initiale.

De plus, tandis que la température de l'atmosphère se réchauffe, la limite inférieure du pergélisol (répartition spatiale mesurée en mètres sur le niveau de la mer) se déplace en altitude à la recherche d'une nouvelle condition d'équilibre. La répartition spatiale du pergélisol est ainsi un indicateur des conditions climatiques visibles sur le terrain (Kääb *et al.*, 2005 ; Frauenfelder, 2004 ; Davis, 2000 ; Häberli *et al.*, 1999 ; Haerberli et Burn, 2002) qui plus est, les informations climatiques relatives aux dernières décennies peuvent être reconstruite à partir des corps de pergélisol actuel (Nötzli et Gruber, 2005).

En haute montagne particulièrement, la répartition du pergélisol alpin ne dépend pas seulement du climat. Plusieurs facteurs, comme par exemple la topographie et l'exposition des versants, en l'occurrence peuvent varier sur une très petite échelle en influencent l'extension spatiale. De ce fait, les études sur le pergélisol demandent la combinaison de plusieurs méthodes, modèles et ainsi que des études de cas dans différentes zones avec des caractéristiques différentes (Nötzli et Gruber, 2005 ; Vonder Mühl *et al.*, 2007).

Actuellement, le terme pergélisol, apparaît souvent dans les medias dans les thématiques relatives aux catastrophes naturelles de haute montagne, en relation avec le réchauffement climatique. En effet, l'augmentation des risques naturels des dernières années, semble être en relation avec la dégradation du pergélisol (Nötzli et Gruber, 2005 ; Kääb *et al.*, 2005 ; Haerberli et Burn, 2002; Slaymaker et Owens, 2004 ; Haerberli *et al.*, 1999).

Dans un pays alpin à grande densité de population comme la Suisse, les recherches sur le pergélisol s'avèrent donc indispensables pour l'évaluation et la prévention des dangers naturels y relatifs. Il est indispensable de connaître les conditions actuelles et les processus actifs dominants, pour pouvoir anticiper et quantifier les impacts de la fonte du pergélisol alpin dans les zones de montagne. Dans ce contexte, des études approfondies, notamment sur les glaciers rocheux actifs, inactifs et fossiles, peuvent aider à mieux comprendre les conditions actuelles et passées du pergélisol alpin

L'intérêt pour les études du domaine périglaciaire s'est intensifié pendant les dernières décennies. Toutefois, l'étude du pergélisol de haute montagne reste un domaine de recherche relativement jeune et présente encore de nombreuses lacunes. Les premières études systématiques datent seulement d'après la seconde guerre mondiale et les premiers réseaux de monitoring à long terme ont été développés autour de l'an 2000 (Vonder Mühl *et al.*, 2007).

1.1.2 Contexte d'étude

Afin de mieux comprendre le développement futur des zones de haute montagne, les effets du changement climatique global sur les environnements périglaciaires restent parmi les phénomènes à prendre en considération. Comme cité plus haut, le pergélisol alpin est, entre autres, un facteur qui influence la stabilité et l'hydrologie des dépôts sédimentaires. Sa dégradation peut donc causer des mouvements de terrain avec des conséquences catastrophiques, tels que les laves torrentielles, les chutes de pierres et les éboulements. Par ailleurs, la dégradation du pergélisol peut causer des situations de déséquilibre pour le cycle de l'eau, le flux des sédiments et la croissance de la végétation (Haeberli et Burn, 2002). Pour mieux comprendre ces phénomènes, il est essentiel de définir les formes géomorphologiques qui contiennent les informations manquantes sur les environnements périglaciaires. Il est essentiel de surveiller les possibles changements climatiques dans ces zones (Barsch, 1996).

Le réchauffement de l'atmosphère pendant le siècle dernier, a concerné aussi le pergélisol. Les conséquences elles sont plus marquées dans les zones situées à la limite inférieure du pergélisol (Haeberli *et al.*, 1999), où le sol gelé n'a qu'une épaisseur modérée (moins de 50 m) et où les températures sont proches du point de fusion. Les glaciers rocheux actifs et inactifs sont des indicateurs du pergélisol discontinu actuel ; leur importance pour l'étude des environnements périglaciaires est donc élevée, car ils sont l'expression visible des sols gelés parfois difficiles à détecter. Les glaciers rocheux fossiles contiennent les informations du paléoclimat et indiquent généralement la répartition du pergélisol au Tardiglaciaire (Barsch, 1996 ; Scapozza et Reynard, 2007).

1.1.3 Etat des connaissances

Les premières études sur le pergélisol sont apparues déjà en 1700, période à laquelle une première explication du phénomène a été élaborée. Entre le XVIIIème et le XIXème siècle, plusieurs recherches sur les environnements périglaciaires ont été menées dans les pays du Nord. C'est aussi pendant cette période que le premier forage de 120 m a été fait pour relever la profondeur du pergélisol. A partir du XXème siècle, les publications relatives au pergélisol ont augmenté considérablement et plusieurs institutions et universités se sont intéressées à ce phénomène. Les méthodes géophysiques et géoélectriques développées à partir des années '70 grâce à la découverte de nouvelles technologies et d'instruments performants, permettent d'effectuer des mesures toujours plus précises et soignées (Valenti, 2006).

Au Tessin, la première carte de répartition spatiale du pergélisol effectuée par *L'Accademia Engadina* à la demande du canton, à l'aide du programme *Permakart*, date seulement de 2002. À l'origine La Section Forestière Cantonale a mené les mesures et les études dans le cadre du pergélisol. À partir des années 2002 et 2004, des mesures de BTS (*Basis Temperature of the Snow Cover*) ont été effectuées et des capteurs de température de type UTL (*Universal Temperature Logger*) ont été placés au Val Blenio, sur le site de Stabbio di Largario. 4 capteurs de température de type UTL ont été placés aussi en Val Cavagnoli (Val Bedretto). Des études concentrées surtout sur la répartition et sur le régime thermique des glaciers rocheux du Massif de la Cima di Gana Bianca ont été menées depuis 2006 (voire par exemples Scapozza, 2008 ; Scapozza *et al.*, 2008 ; Scapozza et Reynard, 2007 ; Scapozza *et al.*, sous presse). Récemment Scapozza et Fontana (2009) ont publié un ouvrage complet sur l'étude périglaciaire et géomorphologique des Alpes Tessinoises orientales.

1.2 Problématique de travail

Le but principal de cette recherche est de contribuer aux connaissances, encore sommaires, sur le pergélisol au Tessin, en s'intéressant à des études de cas dans le massif de la Cima di Gana Bianca, au Val Blenio.

Le pergélisol est un phénomène naturel, il influence les processus de haute montagne et a des conséquences sur les activités humaines ainsi que sur le développement de la végétation et des écosystèmes (Haeberli et Burn, 2002). Dans les pays du Nord, le pergélisol influence la vie humaine de manière beaucoup plus directe par rapport aux zones situées aux latitudes mineures. L'agriculture est par exemple limitée par les sols gelés. De plus l'accès aux sources d'eau souterraine est souvent difficile voire empêché. La construction des routes et des bâtiments nécessite d'une planification stricte, car le pergélisol peut engendrer des complications importantes (Péwé, 1970). Dans les régions polaires, le pergélisol joue un rôle écologique très important : outre l'influence sur la répartition spatiale de la végétation (le sol gelé étant le facteur limitant), il contrôle aussi nombreux processus microbiotiques ayant lieu à l'intérieur de la couche active (Haeberli et Burn, 2002).

Dans les Alpes, le pergélisol est traité et étudié en particulier en relation avec la gestion et la compréhension des dangers naturels. Des constructions sont également touchées par le sol gelé, les infrastructures à très haute altitude nécessitent alors des ancrages adaptés et des systèmes de circulation d'air particuliers, afin d'en garantir la stabilité.

Du fait qu'au Tessin aucune infrastructure ne se trouve directement construite sur une zone de pergélisol, ce canton a toujours été une région marginale pour ce qui concerne les études sur les environnements périglaciaires (Scapozza et Reynard, 2007). Néanmoins, pendant les dernières années, plusieurs mouvements de terrain ont eu lieu dans des zones où le pergélisol est possible, ou là où les glaciers ont reculé récemment. En 2005 par exemple, une lave torrentielle s'est déclenchée au dessus de Fontana (Val Bedretto), apparemment en zone de fonte du pergélisol. Dans le Val Soï (Val Blenio), des mesures de BTS faites sur le glacier rocheux de Stabbio di Largarario, confirment la limite inférieure du pergélisol, qui correspond avec les premiers signes d'instabilité de matériel détritique (Valenti, 2006). Dans ce contexte la compréhension de l'état et des processus qui caractérisent le pergélisol alpin au Tessin s'avère importante. Au Tessin il y a un manque d'études et par conséquent de connaissances sur le pergélisol alpin.

Mis à part le site de mesure de la dynamique de Largario/Sceru, (voir chap. 2.2.4.3) aucun autre site du réseau suisse PERMOS (*Permafrost Monitoring Switzerland*) ne se trouve au Tessin. Toutefois le massif de la Cima di Gana Bianca (Val Blenio, Alpes Tessinoises orientales), est particulièrement intéressant pour les études sur le pergélisol alpin du sud des Alpes et offre l'environnement idéal. On y trouve en effet plusieurs glaciers rocheux actifs et inactifs (cf. Scapozza et Reynard, 2007).

1.3 Questions de départ et objectifs

Cette étude veut contribuer aux recherches sur le pergélisol alpin au Tessin en s'intéressant à des études de cas dans sur trois glaciers rocheux du massif de la Cima di Gana Bianca.

Les questions de recherche et les objectifs suivants sont mises en exergue :

I. Quelle est la structure interne des glaciers rocheux de la Cima di Gana Bianca ?

→ Cette étude veut représenter la stratigraphie des différents glaciers rocheux pris en étude. Il est particulièrement souhaité de détecter la glace et d'en représenter la distribution spatiale à l'intérieur des glaciers rocheux (distribution horizontale et verticale).

II. Quel est le régime thermique des glaciers rocheux étudiés ?

→ Cette étude veut comprendre le régime thermique des glaciers rocheux. Le régime thermique pourra donner aussi des informations à mettre en relation avec la présence du pergélisol dans les glaciers rocheux et la répartition spatiale du pergélisol dans le massif.

III. a) Les glaciers rocheux étudiés sont-ils actifs ou inactifs ?

b) Quelle est la vitesse de déplacement des glaciers rocheux étudiés ?

Il est très difficile de distinguer les glaciers rocheux actifs des inactifs sans disposer d'informations relatives à leur mouvement. Les paramètres du mouvement sont donc nécessaires pour distinguer les deux formes et quantifier les vitesses de déplacement.

→ Cette étude veut distinguer les glaciers rocheux actifs des inactifs et en quantifier l'activité. Il est en outre souhaité de relever les mouvements des glaciers rocheux importants, voire dangereux et les signes d'instabilité liés à la dégradation du pergélisol.

IV. Quel est l'âge des glaciers rocheux étudiés ?

→ Cette étude veut reconstruire l'âge des glaciers rocheux étudiés, leur origine et la date de leur activation/inactivation.

→ Cette étude veut fournir une série de mesures préliminaires nécessaires à la désignation de sites permanents du réseau PERMOS dans le massif de la Cima di Gana Bianca.

2. Cadre théorique

2.1 Les environnements périglaciaires

Les environnements périglaciaires sont délimités sur la base de l'association spatiale de certaines microformes et de seuils climatiques. Le terme périglaciaire fait référence à un grand nombre de processus liés au gel et aux phases de gel-dégel.

Les facteurs principaux influençant ces zones et les processus sont le climat, la topographie, le type de matériel et le temps.

2.1.1 Définition et répartition

Le mot périglaciaire (*periglacial* en anglais) a été introduit par le géologue Walery Von Lozinski en 1909, dans le cadre de ses recherches dans les montagnes des Carpates. Lozinski a ensuite utilisé le terme de *periglacial zone* pour désigner le climat et les formes géomorphiques des calottes glaciaires du Pleistocène. Cette zone périglaciaire définie par Lozinski comprenait la région de la Tundra jusqu'à la limite de la forêt et les zones de montagne comprises entre la limite supérieure de la forêt et la limite de la neige (French, 2007 ; Washburn, 1973). Ensuite, plusieurs chercheurs ont utilisé le terme périglaciaire au sens large, pour désigner les processus non glaciaires et les caractéristiques des climats froids en proximité des glaciers. Le résultat est que le mot périglaciaire a été utilisé de manière très différente et qu'il reste un concept très imprécis à la signification très large (Washburn, 1973).

Actuellement, le terme périglaciaire fait référence à un grand nombre de processus liés au gel (glace dans le sol, phases de gel-dégel, neige) et la délimitation des environnements périglaciaires se fait sur la base de l'association spatiale de certaines microformes et de seuils climatiques. Les deux critères de base pour diagnostiquer des environnements périglaciaires sont :

- Le sol qui gèle et qui dégèle.
- La présence de sols gelés en permanence (pergélisol).

La présence du pergélisol comme caractéristique principale des environnements périglaciaires a été longtemps objet de discussion. Tricart (1967 in : Washburn, 1973), par exemple, a remarqué que certaines formes typiques du domaine périglaciaire se trouvent en dehors des zones de pergélisol. Il ne considère donc pas le pergélisol un facteur nécessaire à la définition du domaine périglaciaire, au contraire de Pévé (1970), qui considère le pergélisol un critère nécessaire pour la définition du périglaciaire. Toutefois, encore aujourd'hui le terme périglaciaire est soumis à un problème de terminologie, car une définition universelle n'existe

pas. De plus, l'impossibilité de définir d'une manière précise la forêt et les sols gelés rend difficile la délimitation des environnements périglaciaires (French, 2007).

Le terme périglaciaire est aujourd'hui utilisé pour désigner toute une série de processus liés au froid mais non glaciaires (French, 2007). Dans les environnements froids, la distinction entre ce qui est glaciaire et ce qui est périglaciaire est très importante : les deux domaines sont complémentaires. Washburn (1973) propose la définition suivante : «*..the term periglacial designate cold-climate, primarily terrestrial, nonglacial processes and features regardless of date or proximity to glaciers* ».

En synthèse, le domaine périglaciaire comprend l'extension globale des zones périglaciaires, dont les principales sont (French, 2007 ; Washburn, 1973):

- Les déserts polaires et les semi déserts de l'Arctique, les régions de la Toundra.
- Le subarctique et la forêt Boréale .
- Les zones de haute latitudes des deux hémisphères.
- Les zones alpines de haute altitude.
- Le plateau du Qinghai-Xizang au Tibet.

French (2007) propose un digramme pour la délimitation des environnements périglaciaires à des hautes altitudes. La zone périglaciaire est limitée en haut par la présence des glaciers et en bas par l'absence de glace dans le sol et par la limite de la forêt (figure 1).

Cette étude traite d'un environnement périglaciaire de haute altitude, qui dans ce cas, peut être appelé simplement environnement périglaciaire alpin.

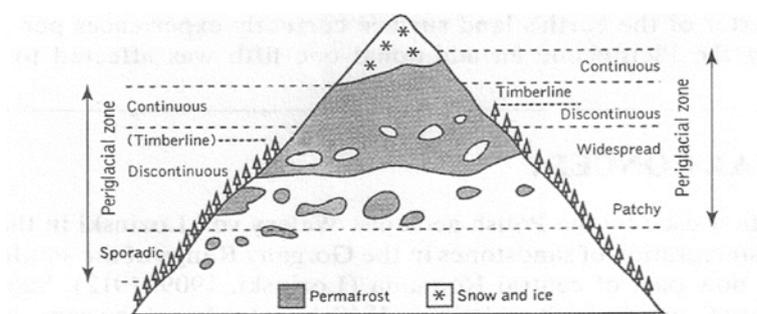


Figure 1: Distribution du domaine périglaciaire à haute altitude.
Source : French, 2007.

2.1.2 Facteurs de contrôle, processus et formes typiques

Les environnements périglaciaires sont contrôlés et influencés par différents facteurs environnementaux indépendants et dépendants (tableau 1).

*Tableau 1: Facteurs environnementaux qui influencent les environnements périglaciaires.
Source: élaboration personnelle d'après Washburn, 1973.*

Facteurs indépendants	Facteurs dépendants
Climat	Couche neigeuse
Topographie	Humidité
Type de matériel	Végétation
Temps	

Facteurs indépendants

- Climat : les paramètres principaux qui agissent et contrôlent les processus liés aux environnements périglaciaires sont la température, les précipitations, le vent et leur distribution saisonnière. En général, une combinaison de températures basses et d'humidité sont nécessaires pour certaines actions du gel.
- Topographie : elle influence d'une manière directe les processus du relief. La pente détermine par exemple la répartition de l'humidité, les formes du fluage et les mouvements de masse.
- Matériel rocheux : la structure (matériel consolidé ou non consolidé), la composition minérale et la texture (granulométrie) peuvent influencer les processus du domaine périglaciaire. Des matériaux très clairs à cause d'une haute teneur en minéraux calcaires, par exemple, absorbent moins de chaleur que les matériaux plus foncés. Par conséquent la température du sol est altérée.
- Temps : les formes et les processus évoluent dans le temps, à des échelles temporelles très variables.

Facteurs dépendants

- Couche neigeuse : la distribution de la couche neigeuse est une fonction du climat, de la topographie et du vent. Elle influence surtout le régime thermique du sol : une couche

précoce très épaisse protège le sol du gel ; une couche peu épaisse et tardive reflète l'ensoleillement (effet de l'Albedo) et ne permet pas à la chaleur de pénétrer dans le sol. La couche de neige influence en outre la croissance de la végétation.

- Humidité : l'humidité du sol est une fonction du climat, de la topographie et du matériel rocheux. La quantité et la distribution de liquides dans le sol déterminent les processus qui peuvent se produire dans une certaine zone.
- Végétation : elle influence le domaine périglaciaire surtout pour ce qui concerne l'insolation et l'ancrage au sol. Elle limite les actions du gel et de l'érosion.

Les processus principaux qui ont lieu dans les environnements périglaciaires sont liés au gel du sol. Ils comprennent entre autres la formation de glace de ségrégation associée au soulèvement gélival, la formation de pergélisol, le développement de cryostructures et de cryotextures, la gélifraction, la solifluction, la cryoturbation (French, 2007). Les formes typiques des environnements périglaciaires alpins, comme par exemple les sols structurés polygonaux, les loupes et les coulées de solifluxion et les *pipkrakes* sont principalement la conséquence du gel et des cycles de gel-dégel,

2.2 Le pergélisol

Le pergélisol est principalement un sol dont la température reste au dessous de 0°C pendant au moins un an, indépendamment de la présence de glace.

Le pergélisol peut être continu, discontinu ou sporadique selon son extension. On peut également le classer selon son état thermique.

Le MAAT est l'un des principaux facteurs de contrôle du pergélisol à l'échelle régionale.

2.2.1 Définition et terminologie

Le pergélisol (*permafrost* en anglais) est une partie de la lithosphère qui a une température négative pendant une période d'au moins un an (French, 2007 ; Haeberli *et al.*, 2006). Davis (2001) définit le pergélisol de la manière suivante : « ...*ground that has a temperature lower than 0°C (32°F) continuously, for at least two consecutive years* ».

Il est important de souligner le fait que le mot « glace » n'apparaît pas dans la définition de pergélisol et que la définition est basée essentiellement sur l'état thermique du sol (Haeberli *et al.*, 2006). Il faut donc être prudents à ne pas confondre le pergélisol avec la présence de glace. On peut par exemple parler de pergélisol dans une parois rocheuse même s'il n'y pas de la glace. L'important est que les conditions de température respectent la définition susmentionnée.

La stratigraphie d'un pergélisol se compose des couches suivantes (French, 2007 ; Davis, 2001 ; Keller, 1994 ; Haeberli *et al.*, 2006):

- Une couche active qui dégèle en été (*active layer*), épaisseur 2-5 m.
- Le toit du pergélisol qui sépare le corps du pergélisol de la couche active.
- Une couche dont la température est inférieure à 0°C en permanence (corps du pergélisol).
- La base du pergélisol qui sépare le corps du pergélisol du sol avec une température positive. Au dessous de ce seuil, en raison du flux géothermique, le pergélisol ne peut plus se maintenir (les températures passent au dessus de 0°C).
- Des zones non gelées qui peuvent se trouver à l'intérieur du corps du pergélisol (*taliks*).

Un schéma de la stratigraphie et du profil thermique du pergélisol sont reportés sur la figure 2.

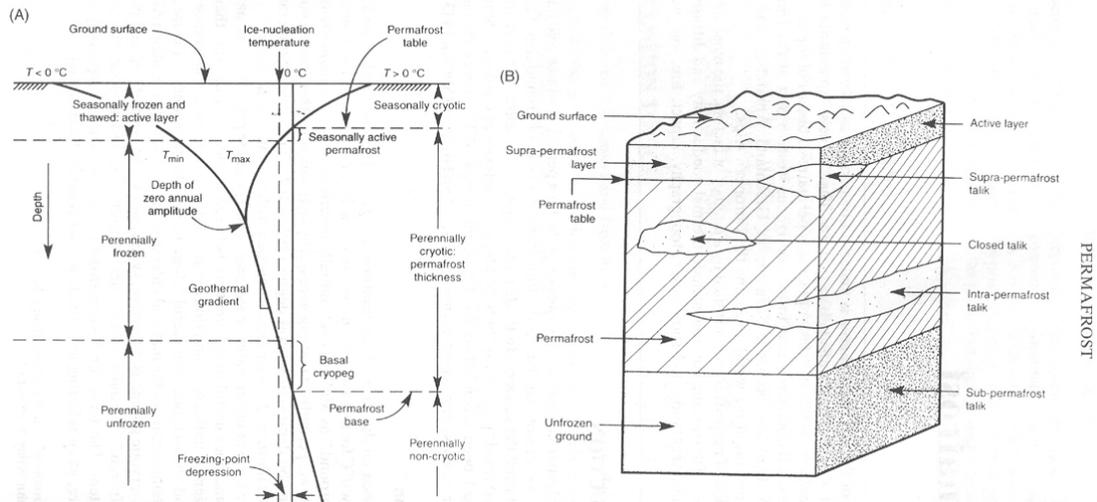


Figure 2: Profil thermique (A) et stratigraphie (B) d'un pergélisol. Source : French, 2007.

Le profil thermique représenté dans la figure 2, montre un pergélisol en équilibre avec les conditions climatiques. Dans la réalité le pergélisol n'est jamais en équilibre avec les conditions climatiques actuelles. Suite au réchauffement de l'atmosphère, la chaleur se propage en profondeur. La majorité des profils thermiques du pergélisol relevés dans le Alpes, présentent une incurvation. Jusqu'à une profondeur qui peut arriver à 50 m, le gradient thermique (qui normalement est d'environ $3^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$) est plus faible qu'au dessous, voire négatif (Delaloye, 2004).

L'épaisseur du pergélisol et de la couche active sont très variables. Dans des zones situées à haute latitude, où la température moyenne de l'air est très au dessous de 0°C , comme par exemple en Sibérie, la couche active a une épaisseur de seulement quelques centimètres et le corps du pergélisol de plusieurs centaines de mètres. A plus basse latitude, où la température moyenne annuelle (MAAT, *Mean Annual Air Temperature*) est proches de 0°C , comme par exemple dans les Alpes, la couche active a une épaisseur comprise entre 1 et 5 mètres et le corps du pergélisol de quelque dizaine de mètres (figure 3). À des altitudes très élevées, néanmoins, le corps du pergélisol peut aussi faire plusieurs centaines de mètres d'épaisseur. Le pergélisol le plus profond, a été mesuré en Sibérie et il arrive à une profondeur de 1'450 m.

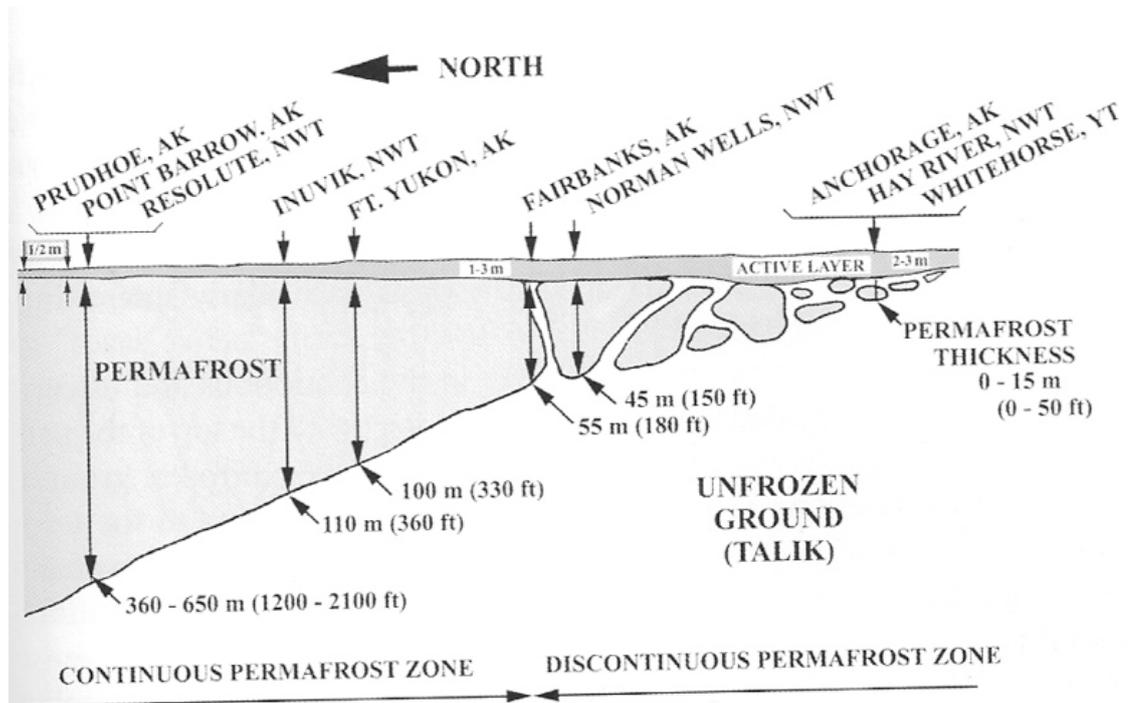


Figure 3: Epaisseur du pergélisol et de la couche active en fonction de la latitude. Source: Davis, 2000.

Le pergélisol peut être classifié selon sa teneur en glace ou selon son état thermique.

Selon la teneur en glace, Barsch (1996) distingue le pergélisol **sous-saturé** (le volume occupé par la glace est plus petit que le volume des pores du matériel), **saturé** (le volume occupé par la glace est égal au volume des pores du matériel) ou **sursaturé** (le volume occupé par la glace est plus grand que le volume des pores du matériel).

En fonction de son état thermique, Delaloye (2004) distingue le pergélisol **froid** (température annuelle moyenne inférieure à -0.5°C), **tempéré** (température invariable près de 0°C) et **semi-tempéré** (température annuelle moyenne entre 0° et -0.5°C).

2.2.2 Répartition

Le pergélisol recouvre environ 22% des terres émergées de l'hémisphère Nord (Davis, 2001 ; French, 2007 ; Harris, 1986) et approximativement 5% de la surface totale de la Suisse (Nötzli & Gruber, 2005 ; Frauenfelder, 2004).

Globalement, le pergélisol existe (Davis, 2001) :

- Dans les régions polaires à partir d'une latitude d'environ 60°, (calottes glaciaires du Groenland et de l'Antarctique, Alaska et Canada).
- En haute montagne (principalement dans les Alpes, en Chine, dans les Rocky Mountains et dans les Andes et en Patagonie).
- Dans les océans arctiques (comme l'eau marine salée gèle à partir de -2°C environ, d'après la définition fournie, le pergélisol existe sous les océans arctiques).
- Dans le cosmos (sur Mars par exemple, voir Haerberli *et al.*, 2006).

Généralement, on peut s'attendre à trouver du pergélisol, là où la température moyenne annuelle de l'air MAAT (*Mean Annual Air Temperature*) est inférieure à 0°C (Davis, 2001 ; Keller, 1994). Il se trouve que la température annuelle moyenne du pergélisol MAPT (*Mean Annual Permafrost Temperature*) $MAPT \approx MAAT + 3-4^{\circ}C \pm 3-4^{\circ}C$ (Haerberli, 1975 ; Haerberli, 1985 ; Harris, 1986).

En fonction de la MAAT, le pergélisol peut être:

- **Continu** : $MAAT = (-6) - (-8)^{\circ}C$; son extension occupe plus que 70% de la surface ;
- **Discontinu** : $MAAT = 0 - (-1)^{\circ}C$; son extension occupe entre 30 et 70% de la surface.
- **Sporadique** : $MAAT = > 0^{\circ}C$; son extension occupe moins du 30% de la surface.

La répartition du pergélisol peut être estimée au moyen de la combinaison de différentes méthodes et modèles, qui peuvent être empiriques ou numériques et plus ou moins complexes.

Haerberli (1996 ; 1975), par exemple, a élaboré une série de règles empiriques (*10 Faustregeln*) qui peuvent être utilisées pour estimer l'extension du pergélisol en Suisse et dans les Alpes (tableaux 2 et 3). Les valeurs de certaines règles peuvent être élaborées dans un SIG (*Système d'Information géographique*), la modélisation du pergélisol peut ensuite se faire au moyen de différents programmes, comme par exemple PERMAKART et PERMAMAP. Ces deux programmes sont basés sur différents modèles du terrain (Keller et Hoelzle, 1996). La figure 4 représente une modélisation de l'extension du pergélisol en Suisse faite avec PERMAKART.

Tableau 2: Les 10 règles pour estimer l'occurrence du pergélisol en Suisse. Source: modifié d'après Haerberli, 1975 ; 1996.

Nr.	Description
1	Au dessous de la limite de la forêt, le pergélisol existe seulement dans des cas exceptionnels, au dessus le pergélisol peut potentiellement exister.
2	Dans les zones recouvertes par la pelouse alpine, le pergélisol existe avec une probabilité de 25%, dans des dépôts sédimentaires, avec une probabilité de 75%.
3	La topographie influence l'occurrence du pergélisol. Pour estimer la présence du pergélisol en fonction de la topographie, se référer au tableau 3.
4	Les photos aériennes peuvent aider à la cartographie du pergélisol.
5	Les mesures de BTS (<i>Bottom Temperature of the Snow Cover</i>) réduisent les erreurs d'estimation. BTS <-3°C = pergélisol probable ; BTS entre -2°C et -3°C = pergélisol possible ; BTS >-2°C = pergélisol improbable.
6	Pour les études de détail, l'application de méthodes géophysiques est nécessaire.
7	Les mesures de température dans les forages doivent être corrigées.
8	Constructions et infrastructures, comme par exemple un barrage, peuvent influencer le climat local.
9	Les éboulis, les moraines et autres accumulations de débris rocheux sont souvent sursaturés en glace.
10	Le pergélisol alpin, riche en glace, présente un fluage similaire aux glaciers, mais beaucoup plus lent. Dépressions et bombements sont fréquents dans les matériaux qui gèlent et dégèlent continuellement.

Tableau 3: Estimation de la présence du pergélisol en fonction de la topographie. Source: modifié d'après Haberli, 1975 ; 1996.

Orientation	Pergélisol possible au dessus de (msm)		Pergélisol probable au dessus de (msm)	
	Pente raide	Pied de versant	Pente raide	Pied de versant
N	2400	2100	2600	2550
NE	2450	2300	2600	2700
E	2600	2400	3000	2700
SE	2850	2300	3000	2700
S	3000	2250	?	2600
SW	2700	2150	2900	2550
W	2500	2100	2600	2450
NW	2350	2050	2400	2400

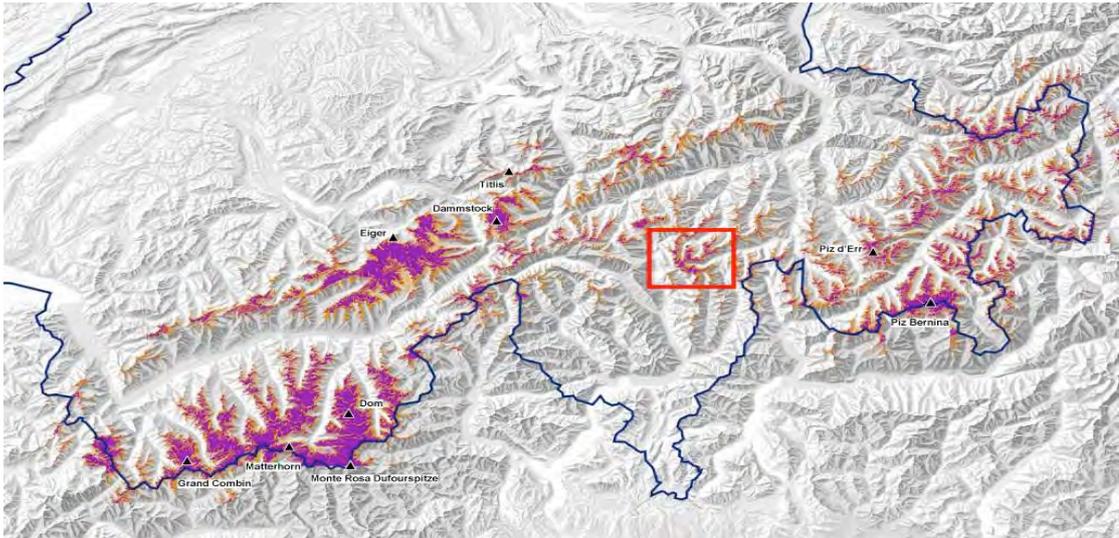


Figure 4: Répartition du pergélisol en Suisse. En orange: pergélisol possible, en violet: pergélisol probable. Carré en rouge : Massif de la Cima di Gana Bianca. Source: modifié d'après OFEV, 2006.

Barsch (1996), propose d'utiliser l'altitude des fronts des glaciers rocheux actifs/inactifs pour représenter la limite inférieure du pergélisol alpin. Au dessous de cette limite, le pergélisol est généralement absent, tandis qu'au dessus sa présence est possible. Cette méthode a été utilisée avec succès dans le cadre de plusieurs études (voir par exemple Lambiel et Reynard, 2003 ; Schoeneich, 1992; Imhof, 1996).

Enfin, la modélisation du pergélisol est souvent complétée par l'analyse d'images satellitaires et par l'intégration de modèles physiques dans la modélisation.

2.2.3 Facteurs de contrôle et échelle d'analyse

Les principaux facteurs de contrôle qui influencent l'extension du pergélisol sont (Lambiel, 2006 ; Gruber, 2005 ; Delaloye, 2004):

- **Latitude et altitude** : comme on a vu avant, le pergélisol existe dans des zones de haute latitude (à partir de 60°) et de haute altitude, en fonction des zones bioclimatiques.
- **MAAT et rayonnement solaire** : la MAAT est principalement une fonction de l'altitude et du temps (Lambiel, 2006). La MAAT et le rayonnement solaire sont les deux facteurs principaux qui agissent sur la température du sol MAGST (*Mean Annual Ground Surface Temperature*).

- Les **caractéristiques du terrain** : topographie, orientation, lithologie et porosité influencent le rayonnement solaire, les flux énergétiques et la chaleur absorbée par le sol (Haeberli *et al.*, 2006). Les caractéristiques topographiques déterminent en outre la répartition et la durée de la couche neigeuse. L'humidité détermine la conduction de la chaleur et la température du sol (Haeberli, 1985). En fonction des caractéristiques du terrain, on assiste donc à un **décalage thermique**, qui est essentiellement la différence de température entre MAAT et MAPT (Lambiel, 2006).
- Les **caractéristiques de la couche active** : le transfert de chaleur entre air et pergélisol se fait à travers la couche active. Epaisseur, granulométrie et lithologie de la couche active influent sur les flux énergétiques et donc les conditions thermiques du pergélisol (Haeberli *et al.*, 2006).
- La **durée et l'épaisseur de la couche de neige** : la neige, en hiver, a un effet isolant et ne permet pas au froid de pénétrer dans le sol. Dans les Alpes on estime que la différence entre la température de l'air et la température du pergélisol est de 2°C pour chaque mètre de neige (Haberli, 1985). Une couche de neige peu épaisse en automne ou au printemps, réduit le réchauffement du sol à cause de la réflexion du rayonnement solaire (Albedo).
- La **végétation** : elle modifie l'ensoleillement et donc la température du sol. Généralement, dans des zones boisées, le sol est plus froid et la couverture neigeuse est réduite.

Ces facteurs sont à considérer différemment selon l'échelle d'analyse choisie. Si à l'échelle régionale la MAAT est le principal facteur de contrôle sur le pergélisol, à plus petite échelle (locale, voire de l'objet) d'autres facteurs comme par exemple la topographie ou les caractéristiques du terrain s'avèrent importants (tableau 4).

Tableau 4: Principaux facteurs de contrôle selon l'échelle d'analyse. Source: élaboration personnelle d'après Lambiel, 2006; Gruber, 2005.

Echelle	Facteurs de contrôle principaux
Régionale	MAAT
Locale	Topographie ; rayonnement solaire ; MAGST
De l'objet	Caractéristiques du terrain ; Caractéristiques de la couche active ; durée et épaisseur de la neige ; végétation

Delaloye (2004) propose enfin les termes de **distribution typique** (en fonction des facteurs climatiques MAAT et rayonnement et des échanges thermiques verticaux) et **distribution atypique** du pergélisol (en fonction des échanges thermiques advectifs).

2.2.4 Les principaux réseaux de monitoring du pergélisol

Dans les Alpes, comme dans le reste du monde, la thématique dominante dans le cadre des études sur le pergélisol, relate du changement climatique et de la réaction au réchauffement de l'atmosphère de ce système sensible. Les principaux instruments de monitoring du pergélisol à l'échelle mondiale, européenne et suisse sont présentés par la suite.

2.2.4.1 Echelle mondiale : le réseau GNT-P

A l'échelle mondiale, c'est le GTN-P (*Global Terrestrial Network for Permafrost*) qui s'occupe du monitoring du pergélisol. Ce réseau, créé par l'IPA (*International Permafrost Association*) en 1999, a été approuvé par le SMOC¹ (*Système Mondial d'Observation du Climat*) et par l'OMM (Organisation Mondiale de Météorologie). L'IPA s'occupe de la gestion et de la coordination du réseau. Le GTN-P est un réseau mondial qui s'occupe principalement de surveiller et déceler les variations spatiales et temporelles observées dans la couche active et dans le pergélisol. Les principales variables de surveillance de la cryosphère sont les conditions thermiques du pergélisol et les caractéristiques de la couche active, qui représentent en outre un indicateur très utile du changement climatique (Smith et Burgees, 2003 ; Harris et Haerberli, 2003). Comme indicateurs du changement climatique, le SMOC et le SGOT (*Système Global d'Observation Terrestre*) ont défini les six variables suivantes de la cryosphère, :

- Températures dans les carottages des glaciers froids.
- Changements de masse et de géométrie des glaciers et des calottes glaciaires.
- Régime hydrique et thermique des lacs et des rivières.
- Extension et équivalent en eau de la couche de neige.
- Conditions thermique du pergélisol et régime thermique.

¹ En Suisse le bureau responsable du SMOC se situe auprès de MétéoSuisse.

- Epaisseur de la couche active.

Les deux dernières variables montrent l'importance du monitoring du pergélisol dans le contexte du changement climatique global. Actuellement, le GNT-P dispose d'un réseau d'environ 80 sites d'observation et de plus de 200 forages, répartis dans 12 pays (figure 5).

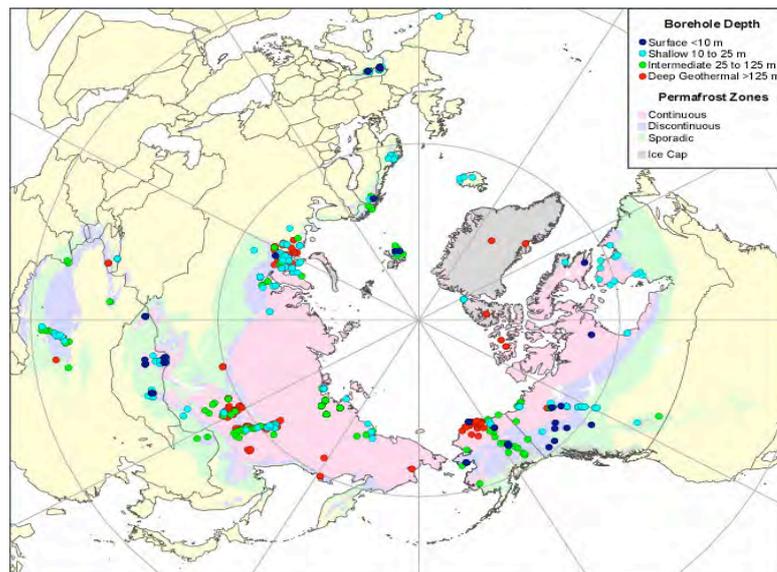


Figure 5: Les sites des forages du réseau global GTN-P.
Source: Smith et Burgees, 2003.

2.2.4.2 Echelle européenne : Le réseau PACE

Le réseau PACE (*Permafrost and Climate Europa*) a été créé entre 1997 et 2001 dans le cadre du programme européen de recherche. Le but principal du réseau PACE fut de développer une série de forages d'au moins 100 m de profondeur pour l'observation à long terme des températures du pergélisol. Le réseau comprend 7 stations (voir figure 6) réparties sur la trajectoire nord-sud des Spitsbergen (Norvège) à la Sierra Nevada (Espagne). L'élévation du pergélisol alpin augmente lorsque la latitude diminue. Tous les forages, mis à part le site de Murtel-Corvatsch (qui a été mis en place avant), ont été effectués entre 1998 et 2001.

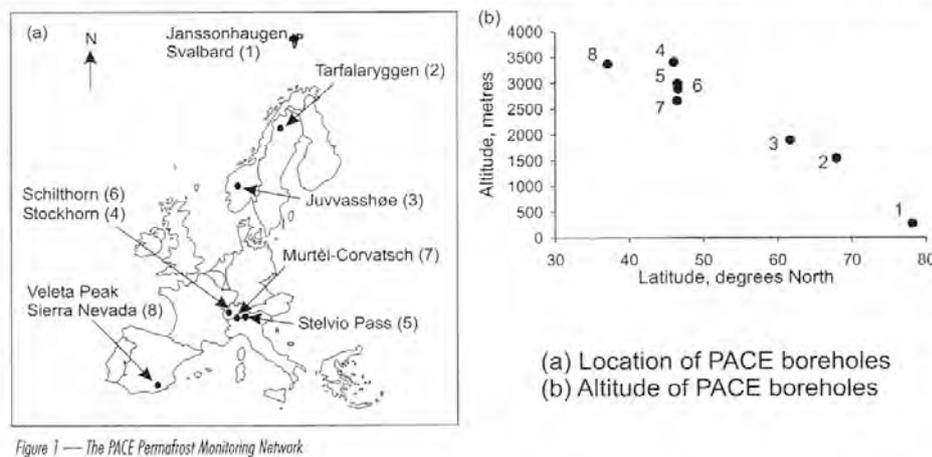


Figure 6: Les 7 stations du réseau PACE. Source: Harris et Haerberli, 2003.

En plus des mesures de température, les recherches du programme PACE comprennent des recherches géophysiques, des stratégies de cartographie et de systèmes d'information géographique, des modèles de distribution numérique, des modèles physiques sur les processus qui affectent les versants en situations de dégel et enfin des estimations des risques liés au pergélisol de montagne (Harris *et al.*, 2001 ; Harris et Haerberli, 2003).

2.2.4.3 Echelle Suisse : le réseau PERMOS

Le réseau PERMOS (*Permafrost Monitoring in Switzerland*) a comme but principal de contrôler l'état et les variations temporelles du pergélisol des Alpes Suisses à long terme. Actuellement il se concentre principalement sur les régions de la Haute Engadine (GR), de l'Oberland Bernois (BE), du Valais central et sur la Vallée de Zermatt (VS).

Le réseau est géré et financé conjointement par l'OFEV (*Office Fédéral de l'Environnement*), la SCNAT (*Académie des Sciences Naturelles*) et par Météo Suisse.

La récolte des données et la gestion des sites d'observation est répartie parmi six Institutions universitaires. Le réseau PERMOS s'inscrit dans le cadre des programmes de PACE et du GTN-P. Il est également le complément du réseau suisse de monitoring des glaciers créé à la fin du XIX siècle.

Le réseau PERMOS a été mis en place dans les années 1990. Une phase d'implémentation a démarré en 2007 après une phase pilote (2000-2006). Elle va se prolonger jusqu'en 2010.

Les outils de monitoring du pergélisol dont dispose le réseau sont les forages, les mesures de la température du sol (à la surface et à l'intérieur des forages) et les mesures des mouvements dynamiques des sites (photos aériennes, photogrammétrie, mesures sur place) (Vonder Mühll *et al.*, 2007). Les sites du réseau se divisent entre (voir figures 7 et 8) :

- Site de mesure de la température.
- Sites de mesures de la cinématique.

Les Grisons et le Valais ont été les premiers cantons à s'intéresser au pergélisol. Comme on peut le voir sur les figures 7 et 8, la plupart des sites de mesure se concentrent dans ces deux cantons. Depuis l'automne 2009, le site de Largario/Sceru, au Tessin, participe au réseau (figure 8). La demande de désignation de ce site a été déposée après toute une série de mesures, qui ont été faites, en grande partie, dans le cadre de ce travail.

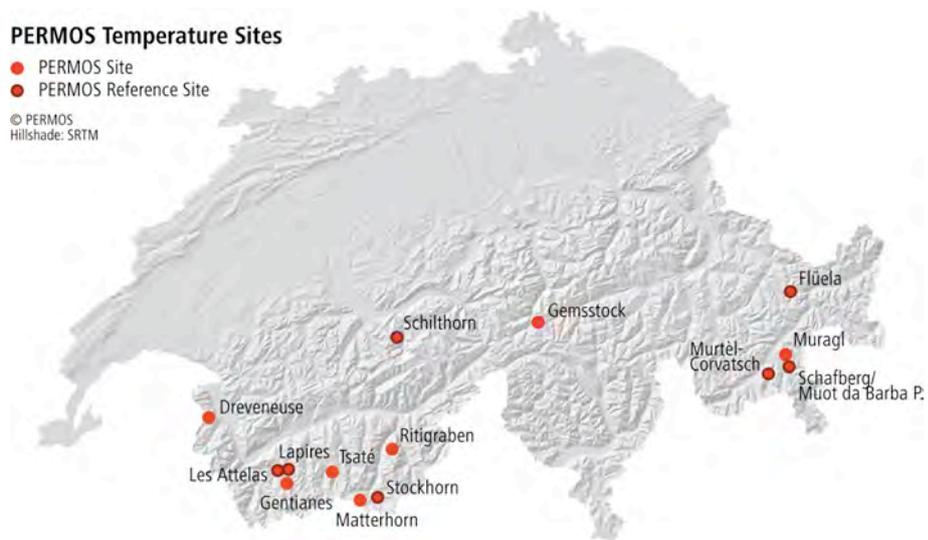


Figure 7: Les sites de mesure des température du réseau PERMOS.
Source: PERMOS, 2010 consulté le 8.05.2010.



*Figure 8: Les sites de mesure de la dynamique du réseau PERMOS.
Source: PERMOS, 2010 consulté le 8.05.2010.*

2.3 Les glaciers rocheux

Les glaciers rocheux sont des langues de débris rocheux, contenant de la glace, soumis à des mouvements causés par la déformation de la glace qu'ils contiennent. On peut distinguer plusieurs types de glaciers rocheux : généralement on les classe selon leur activité. Les glaciers rocheux indiquent les conditions environnementales passées et présentes ; leur importance pour les études sur les environnements périglaciaires et sur le paléoclimat est très grande.

2.3.1 Définition et terminologie

Le terme de glacier rocheux (*rock glacier* en anglais) a fait son apparition il y a plus d'un siècle. Ce terme a été modifié plusieurs fois par les différents auteurs et souvent d'autres termes ont été utilisés pour décrire la même forme (*Blockstrom*, *Kriechmoräne*) : cela crée confusion. La variabilité dans la nomenclature des glaciers rocheux, a été souvent la cause de malentendus ; Hamilton et Whalley (1995) ont ainsi essayé de mettre de l'ordre dans les définitions et les classifications les plus fréquentes.

Les glaciers rocheux sont une forme d'accumulation typique des environnements périglaciaires, ils sont l'expression morphologique visible du pergélisol alpin (Haeberli, 1985) dont la présence reflète des conditions climatiques et géomorphologiques caractéristiques. Barsch (1996), définit les glaciers rocheux de la manière suivante: «...*rockglaciers are lobate or tongue-shaped bodies of perennially frozen unconsolidated material supersaturated with interstitial ice and ice lenses that move downslope or downvalley by creep as a consequence of the deformation of ice contained them and which are, thus, features of cohesive flow*».

Il faut être prudents et ne pas confondre les glaciers rocheux avec les glaciers. Dans la notion de glacier rocheux, le terme de glacier est utilisé principalement pour souligner la similitude morphologique des deux formes. Néanmoins, dans certains cas, il a été observé que des glaciers couverts se transforment en glacier rocheux (Monnier, 2007 ; LLiboutry, 1953 in : Evin, 1987). La signification génétique des glaciers rocheux a été la cause de nombreux débats et polémiques. Si d'un côté les *périglacialistes* prétendent que les glaciers rocheux sont une forme absolument périglaciaire, les *glacialistes* soutiennent que les glaciers rocheux peuvent se développer à partir d'un noyau de glace provenant d'un glacier qui a été recouvert par les débris rocheux. Aujourd'hui, en acceptant le fait que la glace enterrée des glaciers fait bien partie du pergélisol, les débats sur l'origine des glaciers rocheux ont été minimisés. On fait ainsi la distinction entre glaciers rocheux à glace interstitielle (*ice-cemented rock glaciers*) d'origine périglaciaire et glaciers rocheux à noyau de glace (*ice-cored-rock glaciers*) d'origine glaciaire. (Monnier, 2007 ; Potter, 1972 in : Evin, 1987 ; Roer et Nyhenhuis, 2007). Pendant les dernières

années, un autre débat en relation avec le thème des glaciers rocheux à noyau de glace s'est ouvert. Certains auteurs soutiennent que les glaciers rocheux se sont formés à partir de langues glaciaires recouvertes, d'autres envisagent un recouvrement glaciaire de glaciers rocheux déjà existants (Monnier, 2007).

2.3.2 Types de glaciers rocheux et classification

Le défi principal d'une bonne classification est celui l'exhaustivité. La qualité d'une classification dépend aussi de la définition de l'objet et du choix des critères de classification. Kemeny (1959 in : Hamilton et Whalley, 1995) affirmait : « *without a good classification most sciences would be unable to progress* ». Cette affirmation montre l'importance de définir et de classer. Le tableau 5 montre un exemple de classification des glaciers rocheux.

Tableau 5: Classification et nomenclature des glaciers rocheux. Source: modifié d'après Hamilton et Whalley, 1995.

Critère	Nomenclature	Auteur
Morphologie	Tongue-shaped rock glaciers Lobate rock glaciers	Wahrhafting et Cox, 1959 ; White, 1971 ; Humlum ; 1982 ; Parson, 1987 ; Luckman, 1977 ; Luckman and Crockett, 1978 ; André, 1992 ; Zhu Cheng <i>et al.</i> , 1992 ; Barsch, 1996
Genèse	Monomorphic/polymorphic rock glaciers Debris rock glaciers Talus rock glaciers Ice cored rock glaciers Cemented rock glaciers	Frauenfelder et Kääb, 2000 Barsch, 1996 et 1988 ; Monnier, 2007 ; Potter, 1972
Position topographique	Protalus rock glaciers Morainic rock glaciers	Lindner et Marks, 1985
Dynamique	Active rock glaciers Inactive rock glaciers Fossile rock glaciers Protalus remparts	Brown, 1929 ; Blagbrough, 1984 ; Haeberli, 1985 ; Roer et Nyhenhuis, 2007 Reynard <i>et al.</i> , 2006

On peut noter que la nomenclature très diversifiée et que les principaux critères de classification sont : la morphologie, la genèse, la position topographique et la dynamique.

Classification selon la dynamique (Barsch, 1996 ; Roer et Nyhenhuis, 2007) :

- Glaciers rocheux **actifs** : ils présentent des mouvements de l'ordre de 0.1-2 m/a, sont sursaturés en glace et ont un front très raide ($>30^\circ$). La végétation et les lichens sont absents.
- Glaciers rocheux **inactifs** : ils ne présentent plus de mouvement, mais ils contiennent encore de la glace. On distingue également l'inactivité climatique (fonte de la glace) de l'inactivité dynamique (réduction de la pente ou de l'apport en débris). Le front est raide et souvent végétalisé ou recouvert par des lichens.
- Glaciers rocheux **fossiles** : ils ne contiennent plus de glace et ne présentent pas de mouvements. Les fronts sont souvent recouverts par de la végétation et ont une pente réduite ($<30^\circ$). Des formes de collapse comme par exemple des dépressions et des sillons longitudinaux dues à la fonte de la glace sont très fréquentes. Les glaciers rocheux fossiles, contiennent des informations du paléoclimat et indiquent généralement la répartition du pergélisol au Tardiglaciaire (Barsch, 1996 ; Scapozza & Reynard, 2007).
- **Protalus remparts** : Reynard *et al.* (2006) définissent les protalus remparts comme « ... une forme intermédiaire, dans des conditions de pergélisol, entre les éboulis et les glaciers rocheux ». Leur morphologie se traduit le plus souvent par un bourrelet au pied de l'éboulis. Cela répond à une dynamique de fluage liée à la présence de glace dans le sol. Le protalus est donc, en quelque sorte, un embryon de glacier rocheux. Ses mesures sont plus petites que celles d'un glacier rocheux.

Classification selon la morphologie (Barsch, 1996) : cette classification est basée sur le rapport entre la longueur (L) et la largeur (w) du glacier rocheux (L :w) :

- Glaciers rocheux **de vallée** (*tongue-shaped rockglaciers*) quand (L :w) <1 .
- Glaciers rocheux **lobés** (*lobate rockglaciers*) quand (L :w) >1 .
- Glaciers rocheux **complexes** : forme mixte, plusieurs lobes.

Selon la morphologie, Frauenfelder et Kääb (2000) distinguent aussi les glaciers rocheux **monomorphiques** (une seule formation plus ou moins homogène) des glaciers rocheux **polymorphiques** (plusieurs lobes où des générations de glaciers rocheux se superposent, formations très hétérogènes et discontinues).

Classification selon la genèse (source du matériel) (Barsch, 1996) :

- Glaciers rocheux **de pied de versant** (*talus rockglaciers*), alimentés par des éboulis.
- Glaciers rocheux **de débris morainiques** (*debris rockglaciers*), alimentés par des moraines.

2.3.3 Formation et facteurs déterminants

Pour qu'un glacier rocheux se forme il faut combiner du pergélisol, des débris rocheux et une pente suffisamment raide. Ces trois éléments indispensables sont également présents dans la définition de glacier rocheux de Barsch (cf. chap. 2.3.1). Un sol gelé en permanence découle principalement d'une MAAT négative, mais aussi par d'autres facteurs comme par exemple l'exposition et la topographie du versant. La géologie et l'épaisseur de la couche de neige peuvent influencer les conditions thermiques du sol. Enfin, le climat doit être suffisamment froid pour permettre à la glace de se conserver, mais aussi suffisamment sec pour empêcher la formation d'un glacier (Frauenfelder & Roer, 2007 ; Kerschner, 1985 ; Nötzli & Gruber, 2005).

En synthèse, la formation d'un glacier rocheux est le résultat du fluage d'un pergélisol sursaturé en glace le long d'un versant. La déformation de la glace sous l'effet de la gravité donne origine à la forme typique du glacier rocheux (Barsch, 1996).

L'anatomie d'un glacier rocheux comporte principalement trois parties : une **zone radicale** (ou zone d'accumulation), **un corps** (zone centrale, souvent marquée par des bourrelets, des sillons concentriques et des rides transversales) et **un front** (partie finale) (Evin, 1987). Les principaux facteurs de contrôle qui agissent sur la formation et le maintien d'un glacier rocheux sont le climat, l'hydrologie, le relief, la géologie et la composition du glacier rocheux même.

2.3.4 Vitesses de déplacement et dynamique

Les glaciers rocheux se déplacent généralement de quelques centimètres à quelques mètres par an (Barsch, 1996 ; Haberli *et al.*, 2006 ; Evin, 1987). La dynamique des glaciers rocheux peut être mesurée au moyen de différentes méthodes qualitatives et quantitatives, en fonction de

l'échelle d'analyse choisie. Les descriptions géomorphologiques, la géodésie, la photogrammétrie et la télédétection en sont quelques exemples (Roer et Nyhenhuis, 2007).

La vitesse de déplacement semble dépendre de la pente des versants, mais aussi de l'épaisseur, de la température et de la composition des glaciers rocheux. L'influence de ces facteurs sur la dynamique et la vitesse des mouvements n'a pas encore été entièrement explicitée (Haeberli *et al.*, 2006). Comme dans le cas des glaciers, les glaciers rocheux alpins tempérés semblent se déplacer plus vite des glaciers rocheux polaires froids (Kääb *et al.*, 2002 in : Haeberli *et al.*, 2006). Dans les Alpes, on remarque généralement une accélération des vitesses de déplacement des glaciers rocheux, qui semble être reliée à l'augmentation de la température de l'air (Kääb *et al.*, 2007). Cette accélération peut être une raison d'inquiétude pour ce qui concerne l'augmentation du risque de mouvements de terrain et de dangers naturels en haute montagne. Dans ce contexte, la compréhension de la dynamique des glaciers rocheux est l'un des défis majeurs de la recherche sur le pergélisol alpin (Roer et Nyhenhuis, 2007 ; Kääb *et al.*, 2007 ; Delaloye *et al.*, 2008). Kääb *et al.* (2007) ont, entre autres, testé l'influence des changements de la température du sol sur le fluage des glaciers rocheux. Il en résulte une augmentation de l'accélération des glaciers rocheux, en fonction de l'élévation de la température du sol. La variabilité saisonnière et pluriannuelle des vitesses de déplacement aussi semble être reliée à l'augmentation de la température des corps de sédiments gelés. Delaloye *et al.* (2008) définissent trois échelles temporelles de la variabilité du mouvement des glaciers rocheux en relation avec les variations de la température :

- Variabilité entre décades.
- Variabilité interannuelle.
- Variabilité saisonnière.

La dynamique des glaciers rocheux est due surtout au glissement basal et à la déformation de la glace contenue dans la formation (Roer, 2005). La micro topographie des glaciers rocheux, est souvent le résultat de processus de compression et de dilatation des sédiments sursaturés en glace. La compression horizontale due au fluage vers aval du corps de débris gelés, crée un soulèvement vertical de la masse. Comme résultat on obtient une surface caractérisée par des sillons transversaux, qui ressemblent à de plis (Haeberli *et al.*, 2006), voir figure 9.

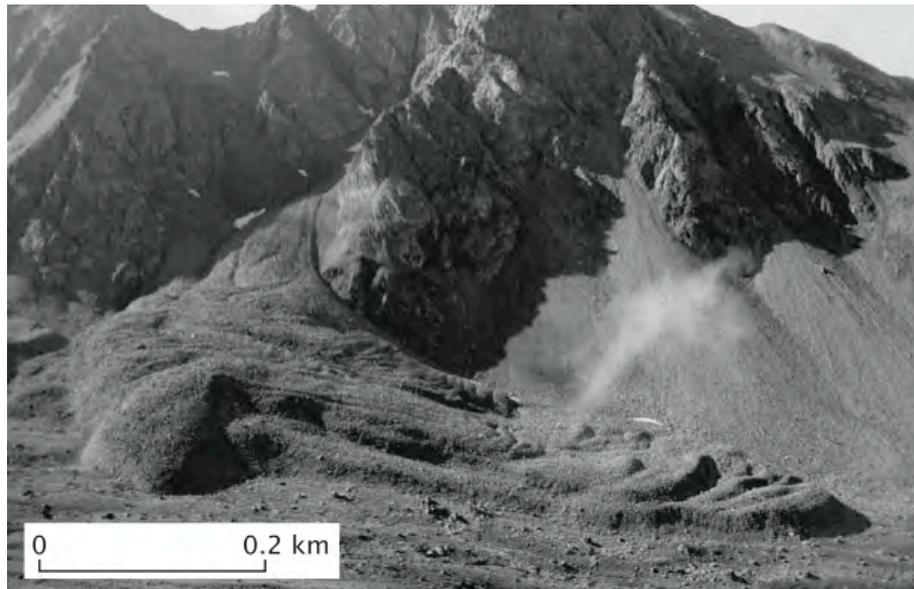


Figure 9: Sillons transversaux dûs aux fortes compressions des sédiments gelés du glacier rocheux de Muragl en Engadine (GR). Source: Frauenfelder, 2004.

Différentes formules et modèles physiques sont à même d'expliquer en partie certains paramètres de la déformation et du glissement de la masse gelée. Un modèle du fluage des glaciers rocheux, basé sur trois phases distinctes (*primary creep*, *secondary creep*, *tertiary creep*), explique la dynamique liée à la déformation plastique et élastique de la glace pure ou de mélanges de glace et de débris homogènes (Haberli, 1985 ; Haeberli *et al.*, 2006). Toutefois, la modélisation de la dynamique des glaciers rocheux est un champ de recherche qui reste encore ouvert et qui présente encore de nombreuses lacunes. Pour cette raison des études interdisciplinaires et la coopération internationale s'avèrent importants dans le contexte du monitoring de la dynamique des glaciers rocheux à l'échelle globale (Haeberli *et al.*, 2006).

2.3.5 Glaciers rocheux et reconstructions paléoclimatiques

Comme on l'a déjà vu, les glaciers rocheux sont typiques des environnements alpins de haute montagne et leur distribution spatio-temporelle dépend surtout des conditions climatiques d'une région. La présence des glaciers rocheux reflète des conditions climatiques et géomorphologiques caractéristiques. Elle relate des conditions environnementales passées et présentes (Roer et Nyhnhuis, 2007 ; Frauenfelder & Kääb, 2000).

Les glaciers rocheux actifs et inactifs, sont des indicateurs du pergélisol discontinu actuel : leur importance pour l'étude des environnements périglaciaires est donc élevée, car ils sont l'expression visible des sols gelés, parfois difficiles à détecter. Les glaciers rocheux fossiles, contiennent les informations du paléoclimat et indiquent généralement la répartition du pergélisol au Tardiglaciaire (Barsch, 1996 ; Scapozza et Reynard, 2007). Les études sur les glaciers rocheux peuvent donc fournir des données utilisables pour la reconstruction du paléoclimat (Kerschner, 1985).

Pendant les dernières années, dans le cadre de la thématique de la dégradation du pergélisol due au réchauffement climatique, on a vu l'apparition de beaucoup de modèles visant à expliquer la répartition et les conditions d'occurrence du pergélisol (Scapozza *et al.*, 2008). Par la suite, quelques modèles seront présentés. Le but de ce chapitre n'est pas d'être exhaustif mais de montrer la diversité des modèles de reconstructions paléoclimatiques existant en relation avec les glaciers rocheux.

Le modèle de Haeberli (1983, 1985)

Le modèle de la cryosphère de Haeberli (1983), basé sur des interrelations entre glaciers et pergélisol, explique le rôle du climat comme facteur de contrôle de leur présence (figure 10). La distribution verticale des glaciers et du pergélisol dépend principalement de la MAAT, de leur distribution régionale et des précipitations. Comme les deux facteurs (MAAT et précipitations) varient dans le temps et dans l'espace, la distribution des glaciers et du pergélisol varie continuellement. Les interrelations entre glaciers et glaciers rocheux actuels peuvent être utilisées pour interpréter les conditions climatiques du passé.

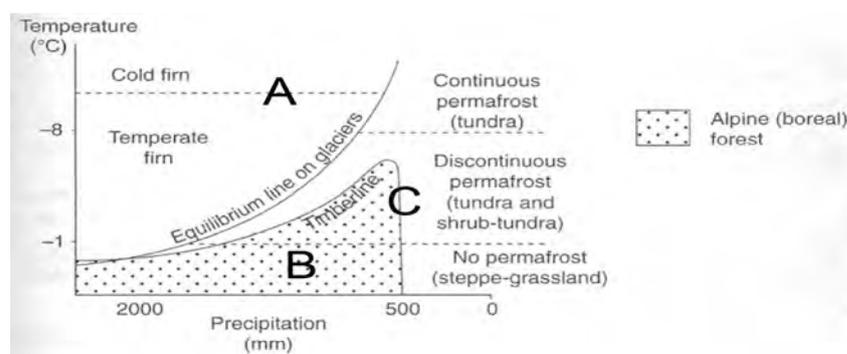


Figure 10: Le modèle de la cryosphère en fonction des précipitations et de la température. Source: Haberli et Burn, 2000 in: French, 2007.

La méthode fonctionne ainsi : des formes périglaciaires des stades glaciaires sont utilisées pour estimer la température à la ligne d'équilibre des glaciers. A partir de cette estimation, MAAT (axe vertical) et précipitations (axe horizontal) peuvent être déterminés graphiquement. La zone A correspond à la zone d'accumulation des glaciers, où il n'y a aucun dépôt de sédiments. La zone B se trouve au dessous de la limite inférieure du pergélisol discontinu (MAAT -2 à -1°, pas de pergélisol). La zone C se trouve entre la ligne d'équilibre des glaciers et la limite inférieure du pergélisol. Son extension verticale dépend principalement des précipitations. Ce modèle est basé sur le fait que la température moyenne annuelle à la ligne d'équilibre des glaciers T_e dépend du gradient thermique de l'air (0.65°/100m) et des précipitations. Dans cette zone C on peut trouver des glaciers rocheux et d'autres formes typiques du pergélisol. La limite de l'isotherme -1/-2° peut ainsi être reconstruite à partir de l'interprétation de ces formes. L'isotherme de -6/-8° environ, marque la limite inférieure du pergélisol continu.

Le modèle de Kerschner (1978 ; 1985)

Ce modèle est basé sur la relation entre le climat et la position des fronts des glaciers rocheux actifs et fossiles.

Dans les alpes, la limite inférieure du pergélisol est donnée par la position des fronts des glaciers rocheux actifs et est contrôlée principalement par la MAAT (T_a). Si on suppose que c'était le cas déjà pendant le Tardiglaciaire, on peut calculer la diminution de T_a (voir formule 1) à partir du dénivelé (distance verticale) entre les fronts des glaciers rocheux actifs et fossiles.

$$\Delta T_a = (z_{\text{modern}} - z_{\text{former}}) * dT/dZ \text{ [}^\circ\text{C]}$$

Formule 1 : Variations de la MAAT (T_a). Gradient de température $dT/dZ = 0,65^\circ\text{C}/100 \text{ m}$. (modern = présent; former = Tardiglaciaire).

Les précipitations à 2000 m, sont calculées à partir d'une combinaison de paramètres (formules 2 et 3) :

$$P_{2000} = (75 \exp(0,8 T_{sEF}) + 400) / (1 + 0,015 \exp(0,8 T_{sEF})) \text{ [mm]}$$

*Formule 2 : Précipitations à 2000m pour l' Egesen (11'000-10'000 BP). T_{sEF} (température estivale à la ligne d'équilibre des glaciers) = $T_{sEm} + \Delta T_s - (\Delta E) * dT/dZ$. Ou ΔT_s est la variation des températures estivales (calculés à partir des variations de la limite de la forêt). Gradient de température $dT/dZ = 0,65^\circ\text{C}/100\text{m}$.*

$$P_{2000} = (16,150 \exp(0,7T_{sEF}) + 400) / (1 + 3,23(0,27 T_{sEF})) \text{ [mm]}$$

*Formule 3 : Précipitations à 2000m pour les stades glaciaires plus vieux que l' Egesen. T_{aEf} (température moyenne de l'air à la ligne d'équilibre) = $T_{aEm} + \Delta T_a - (\Delta E) * dT/dZ$ [°C]. Gradient de température $dT/dZ = 0,65^\circ\text{C}/100\text{m}$.*

Le modèle de Frauenfelder et Kääb (2000)

L'hypothèse de départ du modèle est que le pergélisol alpin reflète les conditions de température et d'insolation d'une région (les indicateurs de la MAAT). Les glaciers rocheux fossiles indiquent la limite du pergélisol discontinu au moment de leur décadence.

À l'aide de six inventaires des glaciers rocheux des Alpes Suisses, ce nouveau modèle sert à calculer l'abaissement de la MAAT du Tardiglaciaire à aujourd'hui. L'inventaire total est composé de 714 glaciers rocheux (253 actifs, 203 inactifs, 285 fossiles). Le modèle calcule la MAAT à la hauteur des fronts des glaciers rocheux actifs T_p , la hauteur limite des fronts des glaciers rocheux fossiles H_{lim} et la température à cette hauteur T_{lim} (formule 4).

$$\Delta T = T_p - T_{lim}$$

Formule 4: ΔT est le réchauffement de la température entre la période de décadence des glaciers rocheux et aujourd'hui.

Le modèle de Lambiel et Reynard (2003)

Cette méthode consiste à comparer la position des glaciers rocheux avec les surfaces englacées à différents moments. Si un glacier rocheux se trouve en zone englacée, il n'a pu se former qu'après le stade glaciaire concerné (voir figure 11).

Un inventaire des glaciers rocheux des vallées de Bagnes et d'Hérémence, identifie 130 glaciers rocheux actifs/inactifs et 109 fossiles. À l'aide de l'inventaire, la limite du pergélisol discontinu actuelle, passée et future a pu être estimée. Les glaciers rocheux fossiles se trouvent au dessous des glaciers rocheux actifs/inactifs.

Vu que pendant l'Holocène les températures aux fronts de ces formations étaient trop élevées, les glaciers rocheux fossiles n'ont pas pu se former pendant cette période mais pendant le Tardiglaciaire (au début ou vers la fin de cette période selon l'altitude du front).

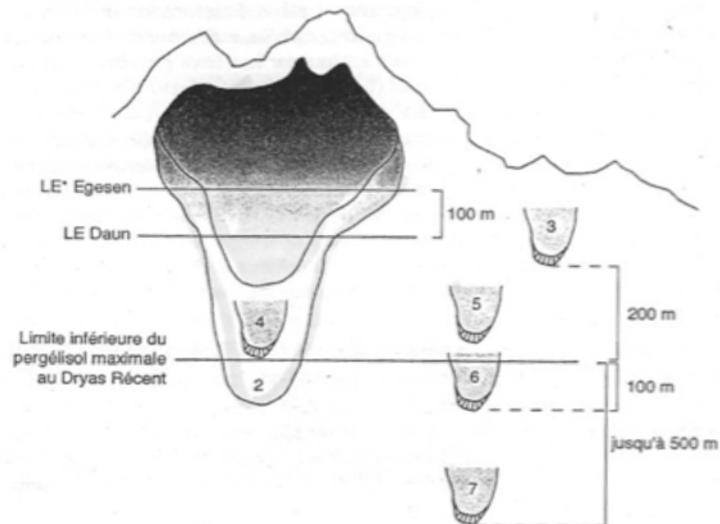


Figure 3 Méthode de datation des glaciers rocheux fossiles, basée sur la comparaison de la position des glaciers et des glaciers rocheux, ainsi que sur des considérations climatiques et d'altitude.

1. Glaciers au Dryas Récent, stade de l'Egesen. 2. Glaciers à la fin du Dryas Ancien Inférieur, stade du Daun. 3. Glaciers rocheux actifs/inactifs. 4. Glaciers rocheux fossiles formés au Dryas Récent. 5. Glaciers rocheux fossiles formés avant le Dryas Récent, mais toujours actifs au Dryas Récent. 6. Glaciers rocheux fossiles formés avant le Dryas Récent, certainement toujours actifs ou inactifs au Dryas Récent. 7. Glaciers rocheux fossiles formés avant le Dryas Récent, certains étant déjà fossiles au Dryas Récent. *LE = ligne d'équilibre.

Figure 11: La méthode de datation des glaciers rocheux. Source : Lambiel & Reynard, 2003.

Comparaison entre les modèles et synthèse

Toutes les méthodes présentées ont permis de relever les phases principales de l'évolution du pergélisol alpin, dès le début du Tardiglaciaire jusqu'à aujourd'hui. Une synthèse des résultats obtenus grâce aux méthodes présentées est reportée dans le tableau 6.

Les glaciers rocheux sont des indicateurs de la limite du pergélisol discontinu et donc de l'isotherme annuelle moyenne de -1°C (vu qu'un pergélisol pour se développer a besoin d'une température inférieure ou égale à -1°C). L'altitude de l'isotherme de -1°C peut être considérée comme moins sensible aux variations régionales et locales que la hauteur de la ligne d'équilibre des glaciers. De ce fait, les glaciers rocheux sont des outils de corrélation à distance plus appropriés que les stades glaciaires ; la dépression du pergélisol donne en général des résultats plus stables que la dépression de la ligne d'équilibre des glaciers à l'échelle interrégionale (Kerschner, 1978 ; Schoeneich, 1992).

Les glaciers rocheux sont donc des formes précieuses pour les études du climat du passé, les informations obtenues grâce à leur datation sont de grande valeur pour les reconstructions paléoclimatiques. Il est intéressant de rajouter que les glaciers rocheux ont une signification paléoclimatique interstadaire (ne marquent pas les stades glaciaires mêmes mais les phases de transitions entre les stades) et que le niveau de référence des études sur les glaciers rocheux

fossiles est aujourd'hui et non le Petit Âge Glaciaire (on considère toujours le front des glaciers rocheux, qui du Petit Âge Glaciaire à aujourd'hui a sûrement pu bouger).

Tableau 6: Résultats des reconstructions paléoclimatiques effectuées principalement avec les modèles présentés dans ce chapitre.

Période	Abaissement de la température [°C]	Dépression du pergélisol [m]	Dépression de la ligne d'équilibre des glaciers [m]	Source
Dryas récent (Egesen 11'000-10'000 BP)	4-5	700	345-390	Schoeneich, 1992
	3-4	450-500	300-450	Kerschner, 1978
	-1.4°C ± 0.7	300		Frauenfelder & Käab, 2000
	2.5-4	400	250	Haeberli, 1983
	1.2-1.8	250-300		Lambiel & Reynard, 2003
Dryas ancien (Daun 12'600-13'000 BP)	1.8	300	200-350 170-240	Scapozza, 2008 Maisch, 1992
	-5.3± 0.7	1000		Frauenfelder & Käab, 2000
	4-5	700	500-585	Schoeneich, 1992, 1998
	4-4.5	620-680	410-520	Kerschner, 1978
	4.5-5	400-420	300-500 250-350	Haeberli, 1983 Scapozza, 2008 Maisch, 1992
Clavadel (Senders)	1.9-4.9	650	630-520	Kerschner, 1985
	6-7	900-1000	615	Schoeneich, 1992, 1998
Würm maximum (18'000 BP)	18	3000	1000-1500	Haeberli, 1983

3. Méthodes

3.1 Cartographie et analyse géomorphologique

La cartographie et l'analyse géomorphologique permettent d'obtenir un aperçu général des formes étudiées et d'en caractériser la microtopographie.

3.1.1 Notions théoriques

La cartographie géomorphologique n'a suscité que peu d'intérêts en tant que discipline scientifique pendant les 20 dernières années. En effet la réalisations de cartes très détaillées demande beaucoup de temps et d'efforts. De plus, les nouvelles techniques offertes par les SIG (Système d'Information Géographiques) sont de plus en plus employées dans les études géomorphologiques. Toutefois, pendant les dernières années, l'intérêt d'associer les technologies des SIG aux cartographies réalisées sur le terrain, a donné naissance à de nouvelles disciplines et de nouveaux champs de recherche dans ce domaine (Gustavsson *et al.*, 2006 ; Gustavsson *et al.*, 2008). L'assemblage d'analyses géomorphologiques (supportées par des cartes du terrain de détail) avec la photogrammétrie semble donner des résultats intéressants (voir par exemple Roer et Nyenhuis, 2007). Dernièrement Theler (sous presse), a développé une méthodologie pour estimer les transports sédimentaires dans les torrents de montagne basée sur une cartographie géomorphologique dynamique

L'Institut de Géographie de l'Université de Lausanne (IGUL) est actif dans le domaine de la cartographie géomorphologique depuis plus de 20 ans (Lambiel et Reynard, 2000). Il a toute suite paru nécessaire de développer un système et une légende unifiés. En Europe il existe en effet différents types et systèmes de légendes géomorphologiques, ce qui peut parfois créer confusion (Schoeneich, 1993). Vers la fin des années 1980, l'IGUL a ainsi développé son propre système de légende destiné à l'échelle 1 :10'000, basé essentiellement sur les systèmes suisses, français et allemands. Le système de l'IGUL est divisé en 11 différents domaines morphogénétiques, qui sont représentés sur la carte avec des couleurs et des symboles différentes (figure 12). La légende géomorphologique de l'IGUL est en aussi utilisable et adaptable dans différents logiciels du SIG comme par exemple ArcMap (cf. Lambiel *et al.*, 2008).

Domaine	Couleur (N°Prismalo)	Domaine	Couleur (N°Prismalo)	Domaine	Couleur (N°Prismalo)
Anthropique	Gris, 5	Gravitaire	Ocre, 35	Lacustre	Bleu, 160
Fluvatile	Vert, 210	Karstique	Turquoise, 171	Nivale	Rouge, 80
Glaciaire	Violet, 120	Organogène	Olive, 245 et 249	Structurale	Rouge, 60
Périglacière	Mauve, 90	Hydrographique	Bleu, 161		

Figure 12: Domaines morphogénétiques de la légende de l'IGUL².

Les cartes réalisées selon ce système donnent une vision d'ensemble immédiate et facile à lire des processus dominants. Les glissements de terrain et les glaciers rocheux peuvent en outre être différenciés selon leur activité. Les cartes géomorphologiques peuvent donc fournir aussi des indices de la dynamique de certaines formes. Lambiel et Reynard (2000) ont utilisé avec succès la cartographie géomorphologique en association avec d'autres méthodes (mesures thermiques, prospection géophysique et modélisation informatique) pour mieux connaître la distribution et le comportement du pergélisol alpin dans la région de Tortin-Mont Gelé (VS). Une description géomorphologique de détail à l'échelle de l'objet, combine souvent les observations de terrain et l'analyse de photos aériennes. Cette méthode a été utilisée avec succès par exemple par Delaloye *et al.* (2009), dans la cadre des études sur les glaciers rocheux déstabilisés.

3.1.2 Réalisation des cartes et analyses effectuées

Comme cette étude est basée essentiellement sur les méthodes thermiques, dynamiques et géophysiques, les cartes géomorphologiques réalisées ont une fonction descriptive très générale. Pour cette raison les cartes ont été réalisées à l'échelle 1:25'000 et seules les formes géomorphologiques dominantes et bien visibles ont été relevées. Le but est de donner un aperçu général des trois sites étudiés et de situer les glaciers rocheux dans le paysage géomorphologique alpin dans lequel ils se trouvent.

Une carte géomorphologique à l'échelle 1:25'000 a été effectuée pour chaque site d'étude. La légende géomorphologique de l'IGUL a été utilisée. La réalisation des cartes pendant des

² Les couleurs représentées sur la figure sont indicatives et ne coïncident pas avec les n° Prismalo auxquels ils font référence.

campagnes de terrain entre juillet et août 2009 a été faite au moyen d'extraits de cartes (échelle 1 :25'000), de différentes couleurs, d'une boussole et d'un altimètre.

Pour chaque glacier rocheux étudié, une fiche descriptive a été complétée sur le terrain. Cette fiche a été créée sur la base des études de Scapozza (2006) **Nom** : identifie le glacier rocheux. Il peut se référer au nom d'un alpage, d'un sommet ou simplement de la zone étudiée.

- **Type** : Il fait la distinction entre *talus rock glacier* et *debris rock glacier* et entre glacier rocheux *de vallée* et glacier rocheux *de versant* (cf. chap. 2.3.2).
- **Orientation** : l'orientation dominante est différenciée selon huit modalités (N, NE, E, SE, S, SW, W, NW).
- **Longueur (m)** : elle comprends la longueur totale du glacier rocheux.
- **Altitude sup. (m)** : elle se réfère aux racines du glacier rocheux.
- **Altitude inf. (m)** : elle est mesurée à la base du front du glacier rocheux.
- **Pente du front (°)** : elle est mesurée sur le front.
- **Superficie (ha)** : elle comprend l'ensemble de la formation.
- **Lichens** : la couverture en lichens est décrite en différentes zones des formations.
- **Lithologie** : la lithologie dominante est mentionnée.
- **Remarques** : sous cette rubrique figure toute autre information relative aux glacier rocheux, comme par exemple des signes d'instabilité où des observations particulières.
- **Bibliographie** : les document consultés sont mentionnés dans cette rubrique.
- **Photo** : Pour chaque glacier rocheux, une photo est insérée dans la fiche.

Dans le cadre des analyses géomorphologiques de détail, des observations de terrain et des analyses sur très petite échelle ont été effectuées pour mieux décrire la morphologie des glaciers rocheux étudiés. En particulier, il a été essayé de mieux décrire certains signes qui peuvent fournir des informations sur la dynamique et sur la teneur en glace des formations. Signes d'instabilité, dépressions thermokarstiques, sillons longitudinaux, rides transversales, présence de lichens et de végétation on été notés. Les descriptions géomorphologiques ont été complétées par l'analyse de photos aériennes.

3.2 Monitoring thermique de surface

La mesure des températures de surface du sol permet d'étudier le régime thermique d'un pergélisol et d'en estimer l'occurrence.

3.2.1 Notions théoriques

Le monitoring du régime thermique des sols gelés en permanence et de leur évolution dans le temps sont l'objet de plusieurs études dans les environnements périglaciaires, qui sont souvent en relation avec la thématique des changements climatiques (Hoelzle *et al.*, 1999). La mesure de la température de surface du sol (GST, *Ground Surface Temperature*) permet d'obtenir des informations sur le régime thermique du sol. En particulier, il est possible de relever la présence d'un système de ventilation ou d'anomalies thermiques (Delaloye, 2004). Le monitoring thermique de surface permet aussi de reconstruire l'historique du manteau neigeux (début et fin de la fonte, durée de la fonte). De plus, les valeurs et l'évolution temporelle de la température du sol, pourront être mises en relation avec la présence ou l'absence du pergélisol (Delaloye, 2004 ; Hoelzle *et al.*, 1999 ; Gadek et Kedzia, 2008 ; Lewkowicz, 2008).

Les mini-capteurs de température autonomes (MTD, *Miniature Temperature Datalogger*) de type UTL (*Universal Temperature Logger*) peuvent enregistrer des températures comprises entre -30°C et $+40^{\circ}\text{C}$ avec une précision de 0.25°C . Les caractéristiques de ces capteurs, sont une grande solidité et la prise en compte d'importantes variations de température et des conditions d'humidité très élevées. Ces caractéristiques s'avèrent indispensables pour les études sur le pergélisol et d'autres phénomènes de haute montagne car les appareils sont placés dans des débris rocheux souvent instables et en mouvement et dans des endroits où les conditions climatiques sont extrêmes et très variables (Krummenacher, 1996). Les mini-capteurs UTL se composent d'un thermistor, d'une mémoire où les données sont enregistrées et d'une batterie à 3.6 V. La structure externe est un cylindre en aluminium qui mesure 8.6 x 3.9 cm (figure 13). Les appareils sont programmables avec des intervalles de mesure différents : il est possible d'enregistrer jusqu'à 7944 mesures sur une période de deux ans (Hoelzle *et al.*, 1999 ; Krummenacher, 1996). Les données sont téléchargeables en format *text* directement sur un ordinateur à travers un câble USB en utilisant le programme Software BoxCar (GEOTEST AG, 2009, www.utl.ch, consulté le 12.09.2009).

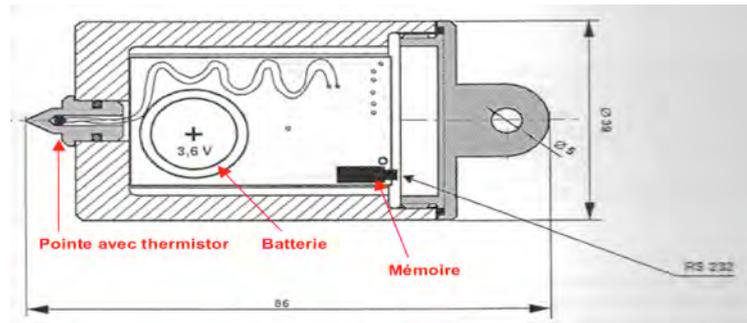


Figure 13: Section d'un capteur de type UTL. Source: modifié d'après Kruppenacher, 1996.

3.2.2 Appareils utilisés et mise en place

Pour cette étude des capteurs autonomes de type UTL-1 et UTL-3 ont été utilisés. Les appareils ont été placés le long des profils des glaciers rocheux étudiés, à différentes profondeurs selon les possibilités offertes par le terrain et à l'abri du rayonnement solaire. On a aussi essayé de placer les capteurs à une distance qui permettrait de relever les températures sur l'ensemble des formations à différentes altitudes ce qui aurait aussi permis de relever la présence de systèmes de ventilation ou d'anomalies thermiques du sol. Tous les capteurs ont été programmés pour enregistrer la température du sol, chaque deux heures. Le capteurs, liés à une ficelle fixée à un galet en surface, ont été placés entre les blocs des glaciers rocheux étudiés (figure 14) ; l'emplacement a été marqué avec de la peinture spray.



Figure 14: Les capteurs liés à la ficelle sont placés dans le glacier rocheux. Photo : G. Ramelli.

3.2.3 Traitement et lecture des données

A partir des données des températures enregistrées il est possible de calculer différents paramètres de l'état thermique du sol, comme par exemple la température moyenne annuelle de la surface du sol (MAGST, *Mean Annual Ground Surface Temperature*) ou la somme des jours pendant lesquels la température est négative (FrezInd, *Freezing Index*).

Les séries de données ont été calibrées sur les phases de *zero curtain* (phases pendant lesquelles les températures sont exactement égales à 0°C), au moyen de la feuille excel créée par Delaloye (2004). Les données calibrées sont ensuite traitées avec une deuxième feuille excel, qui permet de calculer les moyennes journalières, les moyennes mensuelles et d'autres paramètres.

Le régime thermique d'un pergélisol a été classifié en un modèle en cinq phases à partir de l'analyse des courbes de température de la surface du sol (figure 15 ; cf. Hoelzle *et al.*, 2003; Delaloye, 2004 ; Lambiel, 2006) :

- **1 : Conditions estivales.** Période pendant laquelle la neige a disparu et dans le sol se produit un apport de chaleur important. La température du sol demeure souvent positive.
- **2 : Gel automnale.** Gel du sol avant l'arrivée de la neige lié à la diminution de l'apport d'énergie solaire. Le sol subit une perte de chaleur importante et gèle en profondeur.
- **3 : Gel hivernal (précoce) intense.** La couche de neige s'installe définitivement mais elle reste peu épaisse. Le terrain est complètement gelé. La date de l'enneigement et l'épaisseur de la couche neigeuse déterminent le refroidissement du sol.
- **4 : Equilibre thermique hivernal.** Une fois que le manteau neigeux est suffisamment épais le sol est complètement isolé des températures de l'air. Cette phase d'équilibre peut être divisée en deux périodes : une période d'ajustement (4a) et une période de température d'équilibre hivernal (WEqT, *Winter Equilibrium Temperature*) pendant laquelle les températures restent stables.
- **5 : Fonte de la neige.** Pendant cette dernière phase, la neige fond. La percolation d'eau de fonte cause une augmentation de la température du sol jusqu'à 0°C. La température demeure stable à 0°C jusqu'à la fonte totale de la couche neigeuse. C'est la période de *zero curtain*.

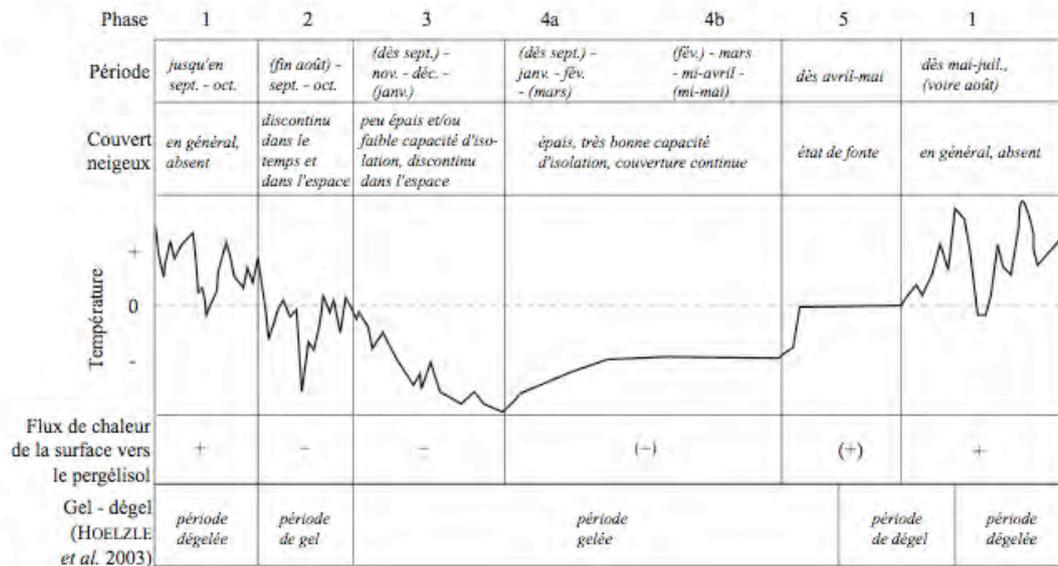


Figure 15: Modèle à cinq phases du comportement thermique d'un pergélisol. Source: Delaloye, 2004.

Ce modèle à cinq phases peut varier considérablement d'une année à l'autre, en fonction des conditions et des caractéristiques du manteau neigeux (période et durée des chutes de neige) et en fonction des caractéristiques du terrain (influencées par la topographie, l'exposition et par des conditions climatiques particulières). Pour cette raison il est souvent difficile de relever les cinq phases sur un graphique ; certaines phases peuvent manquer, avoir une durée différente ou même se chevaucher. La réalité diffère donc souvent du modèle théorique présenté dans ce chapitre.

3.3 La géoélectricité

La géoélectricité permet d'obtenir une coupe du sous-sol, en fonction de la résistivité spécifique des différents matériaux. La stratigraphie du sous sol peut être reconstruite à partir des valeurs mesurées.

3.3.1 Notions théoriques

La géophysique étudie le sous-sol par le truchement de ses propriétés physiques (Chapellier, 2001/2002), qui peuvent en partie expliquer le type de matériel dont il se compose.

Le principe de la géoélectricité est basé sur le fait que les différents terrains ont une propre résistivité électrique (résistivité spécifique, une propriété physique), qui dépend de plusieurs facteurs comme (entre autres) la lithologie, la porosité, la température et la teneur en glace. Le tableau 7 montre la résistivité spécifique de différents types de matériaux.

Tableau 7: Résistivité spécifique de différents terrains et matériaux.
Source: Delaloye, 2004.

Matériel	Résistivité (kΩm)
Roche en place	1-20
Roche en place fracturée	10-150
Moraine/Eboulis sec	3-30
Moraine/Eboulis humide	1-3
Eboulis grossier sec	10-150
Aquifère	0.5-2
Glace massive	1'000-5'000
Sédiments gelés	10-500
Glace de glacier	1'000-10'000

La résistivité électrique peut être mesurée à l'aide de différents outils, composés par des électrodes appropriées, en mesure d'injecter un courant électrique à travers le sous-sol.

Un courant I injecté dans le sol au travers de deux électrodes A et B, crée un champ électrique semi-sphérique. La différence de potentiel ΔV est ensuite mesurée entre deux autres électrodes M et N (figure 16).

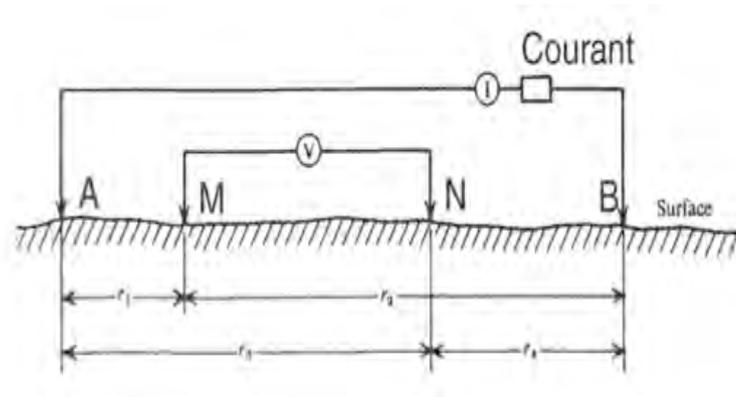


Figure 16: Configuration des quatre électrodes.
Source : Chapellier, 2001/2002.

La résistivité apparente ρ_a est obtenue par la formule suivante (Dubuois et Diament, 2005):

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

Formule 5 : La résistivité apparente du sous-sol mesurée entre les électrodes où k est le coefficient qui dépend de la configuration choisie.

On parle de résistivité apparente car en injectant un courant dans le sous-sol on mesure la résistivité de toutes les couches traversées par ce courant. La résistivité spécifique de chaque couche est obtenue, grâce à un modèle d'inversion, par un programme informatique spécifique.

En fonction de la technique utilisée, on distingue trois configurations (Chapellier, 2000/2001 ; Dubuois et Diament, 2005):

- **Configuration de Wenner** : La distance (α) entre toutes les électrodes AM, MN NB est égale. $AM=MN=NB=AB/3$. $k=2\pi\alpha$.
- **Configuration dissymétrique de Hummel** : Une électrode supplémentaire C est placée perpendiculairement à AB, le plus loin possible du centre. De cette manière les symétries AC et BC peuvent être traitées séparément, ce qui permet de relever des hétérogénéités du terrain dans les deux parties. $k = 2\pi \frac{AM \cdot AN}{MN}$.
- **Configuration symétrique de Schlumberger** : LA distance MN est plus petite de AB, généralement $MN=1/5AB$. $k = \pi \frac{AM \cdot AN}{MN}$.

La géoélectrique peut ainsi être utilisées pour reconstruire la structure interne du sol sur grande et petite échelle, la profondeur d'investigation peut arriver à plusieurs dizaines de mètres en

fonction de la distance AB des électrodes. Ces méthodes sont donc appropriées pour les recherches sur la structure interne du pergélisol alpin (Kneisel *et al.*, 2008 ; Ikeda, 2006 ; Reynard *et al.*, 1999 ; Evin *et al.*, 1997). Dans les Alpes, les méthodes géoléctriques se sont avérées appropriées pour la détection de la teneur en glace dans les sédiments (Evin *et al.*, 1997).

A l'aide de la géoélectrique il est par exemple possible de détecter la présence de glace dans un corps sédimentaire, d'estimer la teneur en glace dans le terrain, de distinguer différents types de glace (glace sédimentaire, glace de regel), d'estimer l'épaisseur du niveau actif du pergélisol et enfin d'estimer l'épaisseur du pergélisol (Ikeda, 2006 ; Reynard *et al.*, 1999).

3.3.2 Le sondage géoélectrique

3.3.2.1 Appareil utilisé et mise en place

Le sondage électrique mesure la variation verticale de la résistivité du terrain à un point fixe et permet d'obtenir une coupe géoélectrique du sous-sol. Par cette coupe, il est possible de définir chaque couche selon son épaisseur et sa résistivité (Chapellier, 2000).

Pour cette étude, la configuration dissymétrique de Hummel a été utilisée. L'appareil employé (réalisé par l'Institut de Géographie et en collaboration avec l'Institut de Géophysique de l'Université de Lausanne) se compose de cinq électrodes (A, B, M, N et C), de deux multimètres digitaux (un ampèremètre et un voltmètre), de quatre piles de 90V chacune et de cinq câbles qui transmettent le courant (figure 17A). Des éponges mouillées avec de l'eau salée ont été utilisées pour augmenter la conductivité du courant des électrodes dans le terrain très poreux (figure 17B).

Deux sondages d'une longueur de 160 et de 120 m ont été effectués sur les deux lobes du glacier rocheux de Pièi en juillet 2009. Pendant la prise des mesures, une fiche de protocole créée par R. Delaloye (1998) et modifiée par C. Lambiel (2001) sondage a été utilisée.

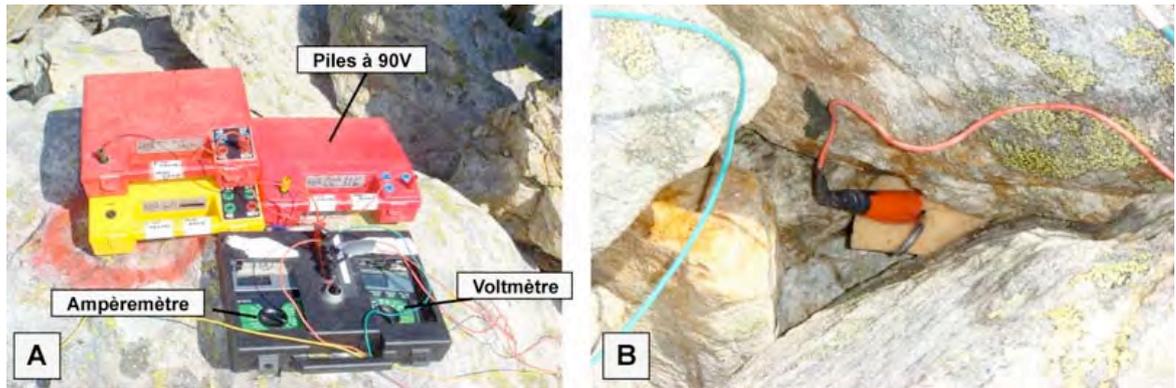


Figure 17: A : l'appareil utilisé et B: les éponges mouillées placées au tour d'une électrode pour mieux permettre la conduction du courant dans le sol. Photo: G. Ramelli.

3.3.2.2 Traitement et lecture des données

Les données des sondages, ont été transcrites dans une feuille excel crée par Delaloye et Lambiel qui calcule la résistivité apparente du terrain. Elles ont ensuite été traitées avec deux logiciels informatiques (IPi2Win(MT)v.2.0 et DCInv), qui permettent, à travers un principe d'inversion, d'obtenir un modèle en couches et une courbe représentant la résistivité spécifique de chaque couche du terrain.

L'interprétation des sondages géophysiques est basée sur l'hypothèse théorique d'un terrain homogène et formé par des couches horizontales régulières. Etant donné que les conditions de la surface et de la sub-surface des environnements périglaciaires sont très variables, la distribution spatiale du pergélisol apparaît discontinue soit horizontalement soit verticalement (Kneisel *et al.*, 2008 ; Ikeda, 2006).

Delaloye (2004) propose six courbes typiques de sondages électriques verticaux, en proximité et dans les marges proglaciaires (figure 18). Ces courbes peuvent aider l'interprétation des résultats des sondages géolélectriques.

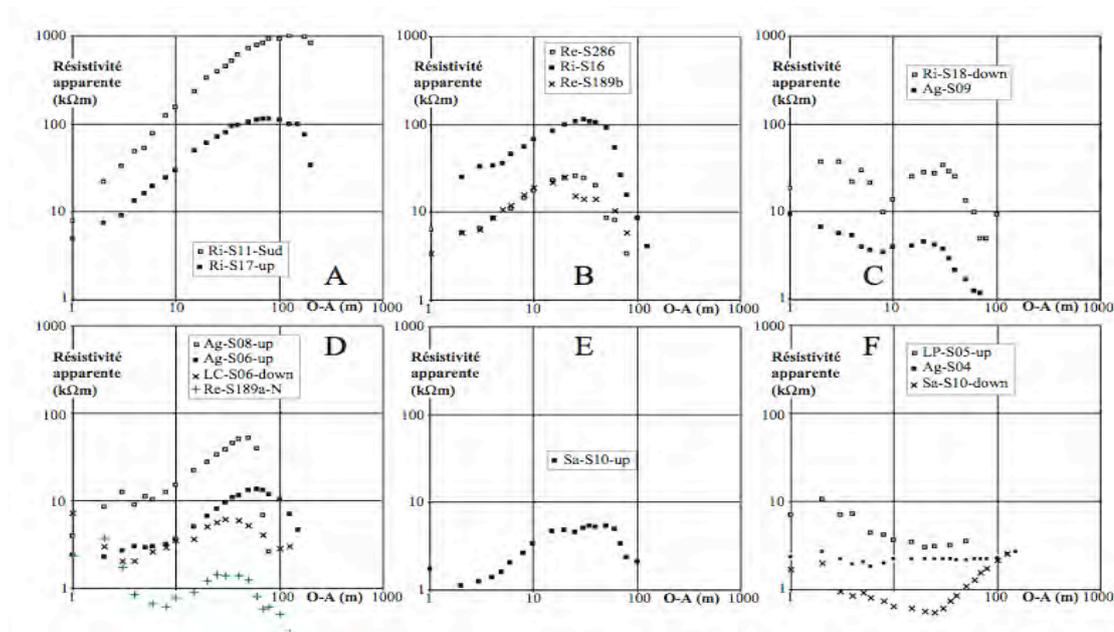


Figure 18: Courbes typiques des sondages géoélectriques. A: présence de glace massive très proche de la surface; B: sédiments gelés épais et froids; C: sédiments gelés sans glace massive proche de la surface, qui n'ont pas été recouverts par un glacier durant le Petit Age Glaciaire; D: réchauffement (fonte) d'un pergélisol depuis la surface; E: pergélisol en formation ou pergélisol d'origine sous-glaciaire, en refroidissement; F: absence certaine de sédiments gelés. Source: Delaloye, 2004.

3.3.3 La tomographie électrique

3.3.3.1 Appareil utilisé et mise en place

La tomographie électrique (ERT, *Electrical Resistivity Tomography*) combine le sondage (information verticale) et le traîné (information horizontale). Le résultat est un profil en 2D des résistivités apparentes du sol, obtenu grâce à une configuration de plusieurs électrodes (Kneisel *et al.*, 2008 ; Hauck *et al.*, 2007).

La particularité de la tomographie est d'être une méthode basée sur l'inversion et non sur une causalité directe comme le suppose la modélisation. En d'autres termes, si la résolution du problème direct à travers la modélisation consiste dans la reproduction des données observées à partir d'un modèle, la résolution du problème inverse (tomographie électrique par exemple) consiste en la construction d'un modèle correspondant le mieux aux données mesurées sur le terrain (Kneisel *et al.*, 2008 ; Hauck *et al.*, 2007). La figure 19 montre le principe d'inversion.

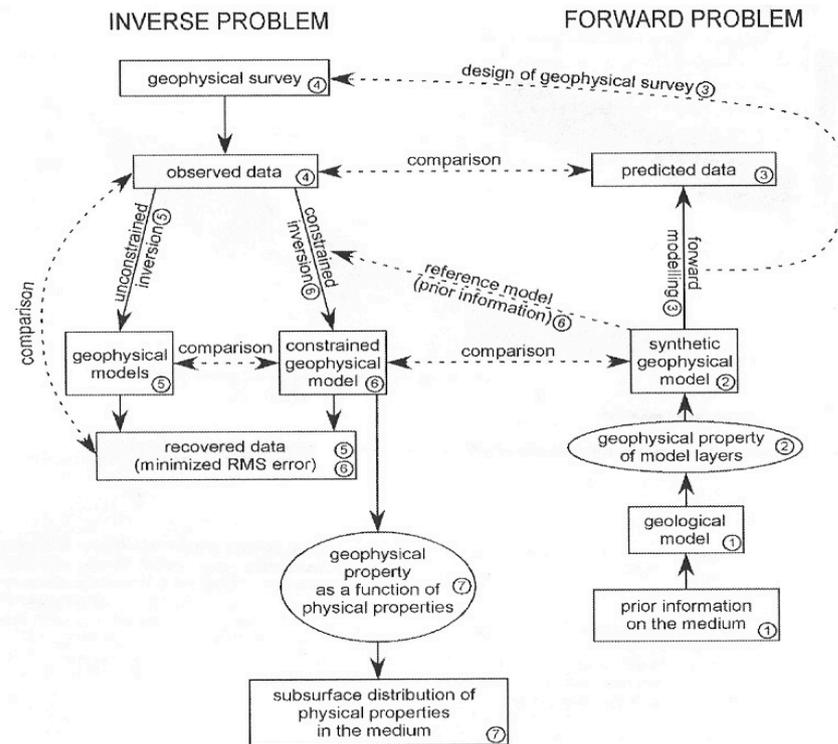


Figure 19: Le principe d'inversion. Source: Kneisel et al., 2008.

Pour cette étude, une tomographie électrique a été réalisée sur le glacier rocheux de Stabbio di Largario en octobre 2009. 48 électrodes ont été placées à une distance de 2 mètres. Des éponges mouillées avec de l'eau salée ont parfois été placées autour des électrodes, pour faciliter le passage du courant électrique là où le terrain est très poreux. Les données ont été élaborées et enregistrées par le Syscal directement sur place.

3.3.3.2 Traitement et lecture des données

Les données de la tomographie électrique ont été enregistrées dans le Syscal, puis traitées avec les logiciels Prosys et RES2DINV. Ces logiciels permettent entre autres d'insérer la topographie dans le graphique, ce qui donne un bon aperçu en 2D de la surface du site étudié, en fonction de l'altitude et des résistivités mesurées.

3.4 Le GPS différentiel

Le GPS différentiel peut détecter les mouvements d'un glacier rocheux, avec les conditions optimales avec une précision inférieure à 3 cm. L'appareil se compose d'une base fixe (*reference*) et d'une partie mobile (*rover*).

3.4.1 Notions théoriques

La mesure des vitesses de déplacement des glaciers rocheux et leur évolution dans le temps sont aujourd'hui l'objet d'intérêt de nombreuses recherches sur le pergélisol alpin (Lambiel & Delaloye, 2004).

Grâce au progrès technologique, le DGPS (*Differential Global Position Systems*) permet aujourd'hui d'effectuer des mesures de déplacement (verticales et horizontales) très précises, dans les conditions idéales avec une marge d'erreur inférieure à 1 cm (Little *et al.*, 2003 ; Berthling *et al.*, 1998). Le GPS différentiel a été utilisé avec succès pour plusieurs études scientifiques comme par exemple le monitoring de grands éboulements ou des mouvements le long de failles (Little *et al.*, 2003). Berthling *et al.* (2000) ont démontré l'efficacité de la méthode pour mesurer les mouvements tridimensionnels des processus de solifluxion dans les régions de montagne norvégiennes.

Le GPS (*Global Positioning System*) traditionnel est un système de navigation qui détermine la position en 3D (latitude, longitude, élévation) d'un outil récepteur avec la méthode de la triangulation. Le système, mis en place par les Etats Unis, se compose de 24 satellites situés à environ 20'000 km de hauteur, qui font le tour de la terre deux fois par jour (figure 20A). La position du récepteur est calculée à partir de l'évaluation de la distance entre l'antenne de l'outil récepteur et au moins quatre satellites (figure 20B). La précision d'un récepteur GPS traditionnel manuel est de l'ordre de 5-10 mètres (UNAVCO, 2000 in : Little *et al.*, 2003 ; Swisstopo, 2009).

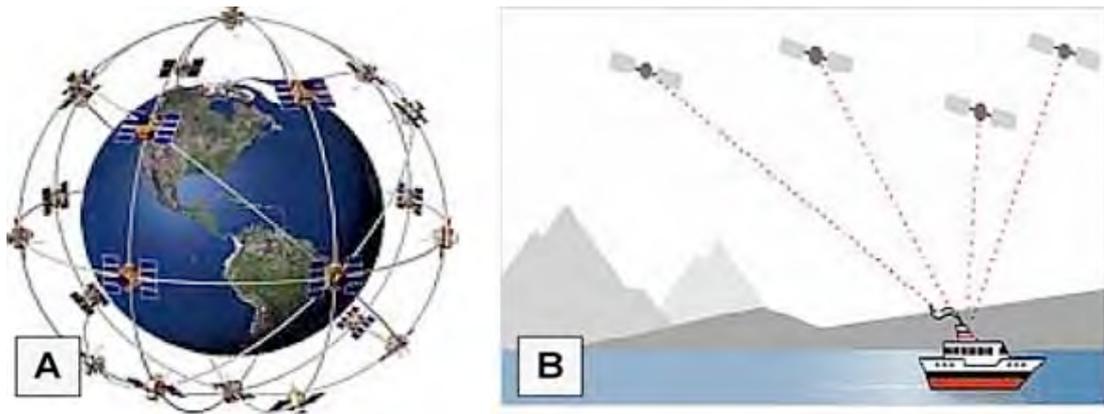


Figure 20: Fonctionnement du système GPS. A: Les 24 satellites du réseau. B: La position d'un récepteur est calculée par triangulation au moyen d'au moins 4 satellites du réseau. Source : Swisstopo, 2009.

Pour augmenter la précision, le GPS différentiel utilise deux antennes réceptrices : une base fixe (nommée *reference*) et un récepteur mobile qui prend les coordonnées des points à mesurer (nommé *rover*). Le GPS différentiel augmente la précision car il réduit l'erreur systématique due au passage des signaux GPS à travers la haute atmosphère et aux imprécisions liées à l'orbite des satellites (figure 21) (Lambiel & Delaloye, 2004 ; Little *et al.*, 2003).

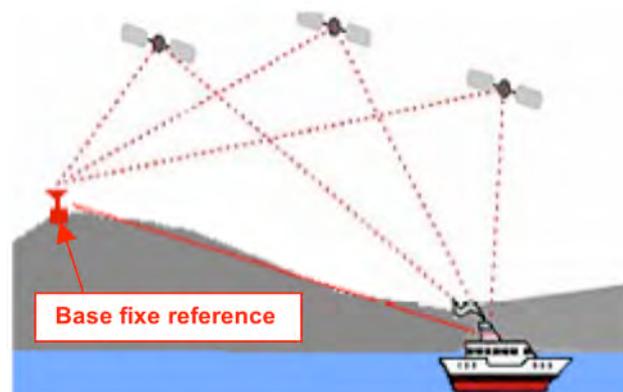


Figure 21: Fonctionnement du GPS différentiel. La base *reference* réduit l'erreur et est liée au *rover* par communication radio. Source: modifié d'après Swisstopo, 2009.

La base *reference*, qui doit être fixée dans un endroit stable, reçoit en permanence le signal des satellites calcule ainsi sa position et détermine la différence entre cette position et les coordonnées qui lui ont été attribuées par l'utilisateur (Lambiel, 2006). Le signal d'au moins quatre satellites est nécessaire pour une bonne précision (Little *et al.*, 2003). Une fois sa

coordonnée mesurée et enregistrée, la base fixe est liée au récepteur *rover* (qui mesure les points à la suite) par communication radio. Cette méthode de mesure est aussi appelée *Real-Time Kinematic-GPS* comme les deux récepteurs restent en communication pendant la période de mesures, la base envoyant en permanence des corrections sur la position du mobile. C'est donc la position relative du mobile par rapport à la base qui est calculée avec cette méthode, permettant ainsi une précision à l'échelle du centimètre (généralement de 1 à 3cm).

3.4.2 Appareil utilisé et démarche

Pour cette étude un appareil de type Leyca Geosystem SR 530 de l'Institut de géographie de l'Université de Lausanne a été utilisé. L'appareil se compose d'une base fixe *reference* (figure 22A) et d'une partie mobile *rover* (figure 22B).

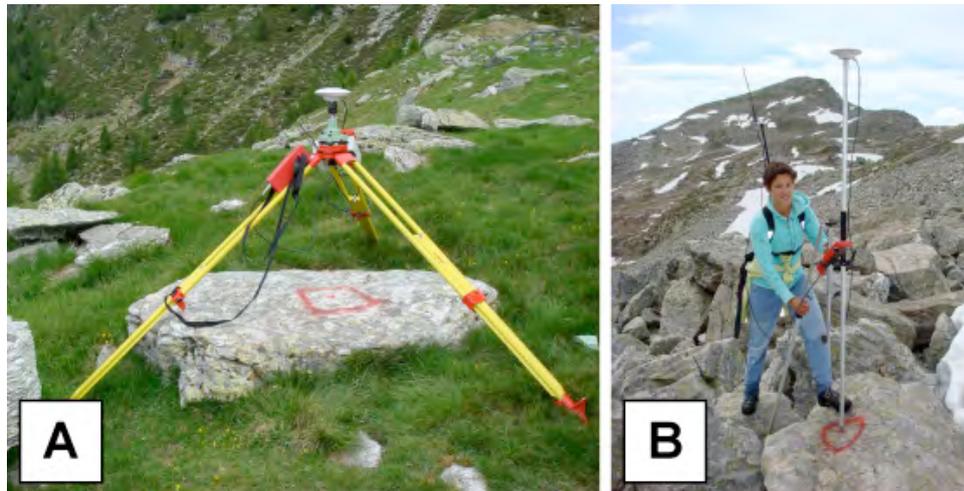


Figure 22: A : la base fixe (reference) près de l'Alpe di Lavil (site de Pièi) et B : mesure d'un point avec la partie mobile (rover) sur le glacier rocheux de Pièi en juin 2009. Photo: G. Ramelli.

La première campagne de mesure au GPS a eu lieu entre fin juin et début juillet 2009. Il s'agit des premières mesures de la dynamique des glaciers rocheux dans le Massif de la Cima di Gana Bianca. Pendant cette première campagne, les blocs à mesurer et l'emplacement de la base *reference* ont été marqués au moyen d'un marteau, d'un burin et de peinture résistante (figure 23).

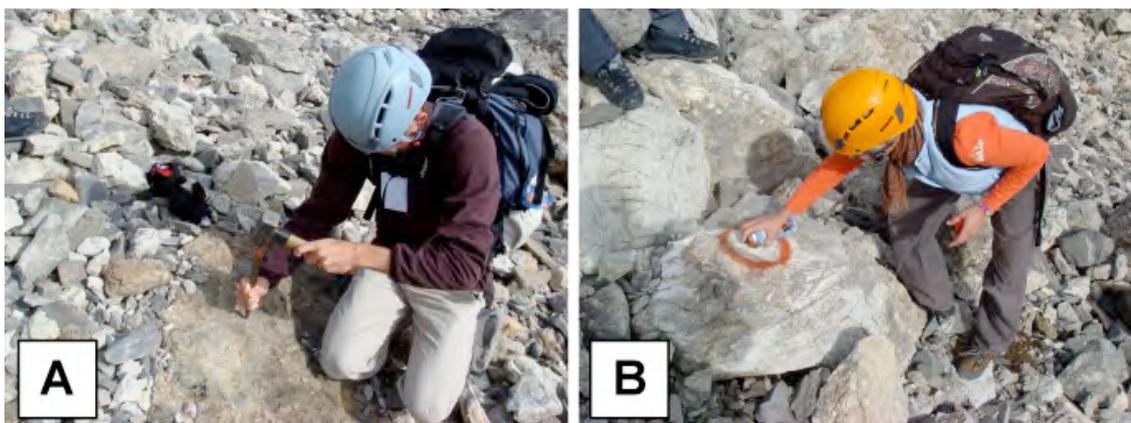


Figure 23: Blocs marqués au moyen du marteau et du burin (A) et coloriés avec la peinture (B) sur le glacier rocheux du Petit Mont Rouge en octobre 2008. Photo: G. Ramelli.

La base fixe a été placée sur des sites qui ne bougent pas (des affleurements rocheux ou de roches moutonnées). Pour chaque site 2 points de contrôle ont également été mesurés, ce qui permet d'évaluer la marge d'erreur de la campagne de mesures.

Le choix des points à mesurer sur les glacier rocheux a été déterminé par la volonté de trouver des blocs permettant d'étudier un mouvement d'ensemble (de masse) plutôt que des mouvements superficiels et individualisés. Aussi, des blocs importants et en partie enfouis dans le sol ont été préférés aux petits blocs de surface. Chaque point a été mesuré à l'aide de la partie mobile pendant une durée d'environ 10 secondes, permettant ainsi de recevoir plusieurs fois la coordonnée par les satellites. La moyenne de ces mesures a été ensuite calculée pour optimiser la précision des résultats, tandis que l'écart-type a permis d'évaluer la qualité de la mesure. Sur chaque site, environ 25-35 blocs ont été mesurés. Sur le site de Piancabella/Alpe di Sceru un éboulis situé à côté du glacier rocheux de Piancabella a aussi été mesuré. La deuxième campagne de mesure a eu lieu entre début et moitié octobre 2009. Les points marqués et mesurés en juin/juillet ont été remesurés une deuxième fois avec le même appareil, ce qui a permis de relever les mouvements des blocs.

3.4.3 Traitement et lecture des données

Les résultats obtenus avec la méthode du GPS différentiel peuvent être exprimés de différentes manières. La mesure a en effet une double composante: horizontale et verticale. Ainsi, les résultats peuvent mettre en évidence un mouvement en deux dimensions (déplacement

horizontal, mouvement vertical, vitesse horizontale ou vitesse verticale sur une période donnée) ou en trois dimensions (mouvement total tenant compte soit de la composante verticale soit de la composante horizontale). La relation entre la composante verticale et celle horizontale d'un mouvement peut s'avérer difficile à détecter (Lambiel & Delaloye, 2004). En effet, dans un terrain en pente, le mouvement horizontal s'accompagne automatiquement d'un mouvement vertical. Cependant, la présence et l'évolution de la glace dans le sol (aggradation/fonte) et les dynamiques liées aux fluages d'un terrain sédimentaire gelé en pente (compression/extension) rendent souvent cette relation très complexe.

Pour cette étude les résultats ont été exprimés en vitesse de déplacement horizontal en m/an. Cela a été fait au moyen de différentes feuilles de calcul excel créées par Delaloye (2004), qui permettent de calculer les différents paramètres du mouvement, de corriger les données en fonction des points de contrôle et aussi de calculer les vitesses de déplacement en m/a. Les mouvements absolus (mesurés entre les deux campagnes) inférieurs ou égales à 3 cm n'ont pas été retenus dans l'analyse, car ils se situent dans l'amplitude de la marge d'erreur. Exprimer les vitesses mesurées en m/an plutôt qu'en cm sur la période de mesure permet de comparer les résultats avec d'autres études de cas et aussi avec d'autres données comme par exemple les images des mouvements des interférogrammes InSAR (S. Mari, données non publiées).

Les interférogrammes InSAR sont basés sur l'analyse d'images satellitaires SAR (*Sintetic Aperture Radar*) entre deux périodes de mesure ; il est possible de relever les zones instables ou soumises à mouvements. On peut ensuite délimiter les polygones sujets à mouvements et en quantifier les vitesses de déplacement. Cette méthode a déjà été utilisée avec succès pour détecter les mouvements dans les environnements périglaciaires alpins par différents auteurs (voir par exemple Delaloye *et al.*, 2007).

3.5 Le Marteau de Schmidt

Le marteau de Schmidt permet d'effectuer une datation relative des glaciers rocheux étudiés en fonction de la valeur-R mesurée. Au moyen d'une régression linéaire, calculée sur la base de deux stations de mesure dont l'âge est connu, il est en outre possible de calibrer les valeurs en âge absolu (cal ka BP).

Cet instrument est pratique et léger, et fourni des mesures à bas prix.

3.5.1 Notions théoriques

Le marteau de Schmidt (nommé aussi *sclermoètre*) est un instrument qui a été développé pour mesurer les caractéristiques mécaniques du béton. Il mesure le rebond (valeur-R) après l'impact d'une boule sur la surface mesurée. La valeur-R indique la dureté relative, ce qui donne aussi une information sur le temps d'exposition à l'atmosphère et sur le degré d'altération de la surface en question. Les valeurs-R sont calculées sur une échelle de 0 à 100 et correspondent au pourcentage de rebond sur l'impulse énergétique de 2.207 Nxm qui est libéré à chaque mesure. (Schmidt, 1950 ; Haeberli *et al.*, 2003 ; Kellerer-Pirklbauer, 2008; Shakesby *et al.*, 2006 ; McCarroll, 1989 ; Winkler, 2000). Plus dure est la surface, plus grande est la valeur-R (McCarroll, 1989).

Cet instrument a la capacité de mesurer la dureté des surfaces et donc aussi leur degré d'altération. A partir des années 1980 on a commencé à l'utiliser comme méthode géochronologique dans les domaines de la géomorphologie, de la paléoclimatologie et de la géologie du quaternaire. Plus une surface est vieille et donc exposée à l'atmosphère, plus son degré d'altération est important, par conséquent sa dureté est réduite. Comme la valeur-R décroît avec l'altération, plus la valeur-R est élevée, plus la surface est jeune, plus la valeur-R est petite, plus une surface est vieille (McCarroll, 1989). Dans l'interprétation des résultats il faut aussi tenir compte que non seulement l'âge et l'altération mais aussi d'autres facteurs comme par exemple la lithologie et la procédure d'échantillonnage sur le terrain, peuvent influencer la valeur-R mesurée (figure 24).

Pour une datation, plusieurs mesures de la surface sont nécessaires ; généralement, au moins 50 mesures pour chaque bloc sont conseillées (Haeberli *et al.*, 2003).

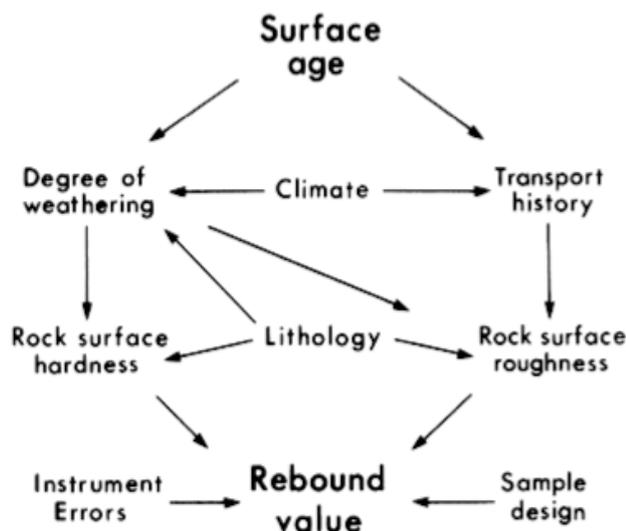


Figure 24: Facteurs influencent la valeur-R mesurée et leurs interrelations. Source: McCarroll, 1989.

Cette méthode de datation relative a été utilisée avec succès par différents auteurs, dans des datations relatives de glaciers rocheux, de moraines et de dépôts torrentiels. Le marteau de Schmidt permet de dater les différentes phases de l'Holocène, plusieurs auteurs l'ont utilisé avec succès pour leurs études sur cette période. Toutefois le marteau de Schmidt est une méthode qui ne peut être utilisée que pour des mesures de datations relatives, l'adjonction d'autres méthodes de comparaison (comme la photogrammétrie par exemple ; Kellerer-Pirklbauer, 2008) se relève importante pour améliorer les résultats. Pour obtenir une datation absolue, la méthode basée sur les isotopes cosmogéniques est conseillée (Haeberli et al., 2003).

L'avantage du marteau de Schmidt réside dans sa maniabilité : il s'agit d'un instrument portable, léger et qui fournit des mesures à bas prix.

3.5.2 Appareil utilisé et échantillonnage

Pour cette étude un appareil digital (appelé Digi-Schmidt - type N) a été utilisé (figure 25). Cet appareil est doué d'une mémoire qui peut enregistrer les données recoltées, toute fois, dans le cadre de cette étude, les valeurs-R de chaque mesure ont été écrites dans une fiche de terrain préparée par C. Scapozza.



Figure 25: Le Digi-Schmidt-N. Photo : C. Scapozza.

Sur chacun des trois glaciers rocheux étudiés, différents sites de mesure (trois au minimum) ont été choisis. Sur le site de Piancabella/Ape di Sceru, différentes formes périglaciaires de la vallée de Sceru ont été échantillonnées. Dans chaque site (ou station de mesure), cinq blocs ont été mesurés en dix endroits différents du bloc (4 impacts par point). Au total 40 mesures par bloc, soit 200 mesures par site, ont été effectuées.

Le choix des blocs où ont été prises les mesures a tenu compte de différents critères. Premièrement, il a été essayé de choisir des blocs faisant partie de la même lithologie, qui étaient en position horizontale et stable et qui avaient une taille d'au moins 30 cm de diamètre. Les blocs recouverts par des lichens ou par des mousses n'ont pas été pris en considération. Les blocs fracturés ou présentant des discontinuités et des fissures importantes ont aussi été évités.

3.5.3 Traitement et lecture des données

Les données récoltées sur le terrain, ont été traitées avec une feuille excel, qui calcule automatiquement la moyenne des valeurs-R des impacts 2 et 3, l'écart-type et l'intervalle de confiance 95% pour chaque station de mesure.

Les valeurs-R (moyenne calculée) permettent d'établir un âge relatif de chaque site mesuré, les sites peuvent être datés les uns par rapport aux autres (plus vieux que, moins vieux que). La représentation des valeurs-R en fonction de la station de mesure (site), facilite la lecture. Comme les stations de mesures ont été choisies le long d'un profil longitudinal sur les glaciers

rocheux étudiés, l'hypothèse que l'âge décroît du front vers les racines a pu être vérifiée graphiquement.

D'après Winkler et Pohle (2002), les valeurs de deux sites d'échantillonnage peuvent être considérées différentes par rapport à leur classification en âge, si les intervalles de confiance 95% des moyennes mesurées ne se surposent pas sur le graphique. Le cas échéant la différence d'âge ne peut pas être considérée (statistiquement) représentative.

Pour donner un âge aux objets que l'on veut dater (calibration), deux stations de mesure dont l'âge est connu sont nécessaires (Matthews et Owen, 2010 ; Scapozza *et al.*, sous presse).

En représentant les âges de ces deux valeurs sur le graphique en fonction de la valeur-R mesurée, il est ensuite possible de calculer l'équation de la régression linéaire qui décrit la relation entre la valeur-R (mesurée) et l'âge (connu) de la surface.

L'équation qui décrit cette relation est :

$$Y = a + bX$$

Formule 6 : Equation de la régression linéaire qui explique la relation entre valeur-R et âge. Y=âge de la surface (en années) ; X=valeur-R moyenne mesurée pour une station de mesure ; a=âge d'interception, b=pente de la ligne de calibration.

Au moyen de cette équation il est possible de calculer un âge à partir des valeurs-R mesurées en chaque station. L'intervalle de confiance 95% est calculé pour représenter la précision de la ligne de calibration.

4. Présentation de la zone d'étude

4.1 Situation géographique

Le massif de la Cima di Gana Bianca se situe dans les alpes Tessinoises orientales. Les lithologies dominantes sont les gneiss et le micaschistes. L'isotherme de 0°C se situe vers 2400 m d'altitude, les précipitation moyennes annuelles son inférieures à 1900 mm.

Le massif de la Cima di Gana Bianca, se situe dans la partie orientale des alpes Tessinoises, au NE du Canton Tessin (voir figure 34), plus précisément entre le Val Blenio et le Val Malvaglia, qui au Nord rejoint la chaîne de L'Adula/Rheinwaldhorn. L'Adula, avec ses 3402 m d'altitude, est le sommet le plus haut du Canton Tessin. Les quatre sommets principaux du massif de la Cima di Gana Bianca sont le Cima di Gana Bianca (2842 m), le Cima di Gana Rossa (2787 m), le Simano (2580) et le Cima di Piancabella (2671 m). Le massif recouvre une surface d'environ 15 km². En dialecte tessinois, Cima di Gana Bianca signifie *Sommet de l'éboulis blanc*. En effet, la lithologie du site est très claire et blanchâtre.

Cette étude prends en compte trois sites (voir figure 26).

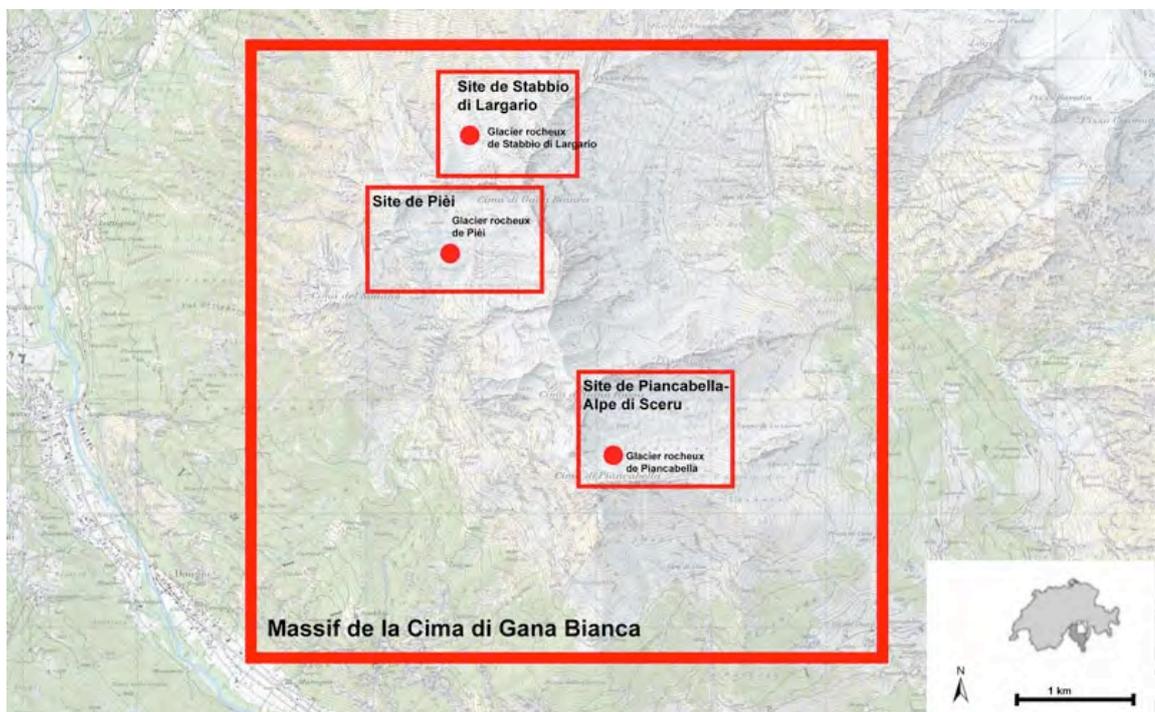


Figure 26 : Situation géographique du massif de la Cima di Gana Bianca et des trois sites d'étude.

4.2 Topographie et géomorphologie

La topographie du Massif de la Cima di Gana Bianca est caractérisée par des fonds de vallée étroits et par des versants raides et des parois rocheuses. Le dénivelé entre le fond de la vallée et les sommets principaux est important. Entre Dongio (situé sur le fond du Val Blenio) et le sommet de Cima di Gana Bianca, par exemple, il y a plus de 2000 m de dénivelé.

La forêt disparaît à environ 2000 m d'altitude. A partir de cette hauteur, le paysage est marqué par les éléments typiques de la haute montagne : les buissons, les prés maigres et les pierres.

Les parois rocheuses du massif sont souvent raides. A leur base les éboulis, les protalus reparts et les glaciers rocheux sont des formations fréquentes, typiques des environnements périglaciaires alpins. Des moraines et des roches moutonnées sont également visibles et racontent de l'histoire glaciaire qui a marqué le massif dans le passé. La forme typique en U du Val Malvaglia, par exemple, est un clair signe de l'action des glaciers dans la région (Valsecchi, 2000).

Une cartographie géomorphologique au 1 :25'000 de chaque site d'étude est présentée dans le chapitre des résultats.



Figure 27: Le Massif de la Cima di Gana Bianca, vue depuis le sommet de l'Adula. Photo : G. Ramelli.

4.3 Cadre tectonique et géologique

Le massif de la Cima di Gana Bianca se trouve dans le domaine du Pennique, caractérisé par des grandes unités de roches métamorphiques appelées nappes de charriage. Ce sont des corps rocheux qui ont été déplacés et déformés à cause de la poussée de la plaque africaine contre celle européenne, il y a des dizaines de millions d'années. Le déplacement des plaques, qui a eu lieu du Sud vers le Nord, a provoqué un chevauchement des nappes, qui est à l'origine de la formation du dôme Lepontin. De ce fait, les nappes du Pennique inférieur sont appelées aussi Nappes Lepontines (Decouyper et Antognini, 2008 ; Valsecchi, 2000). La figure 28 montre le chevauchement des deux plaques tectoniques, ce qui est à l'origine du soulèvement des chaînes de montagne.

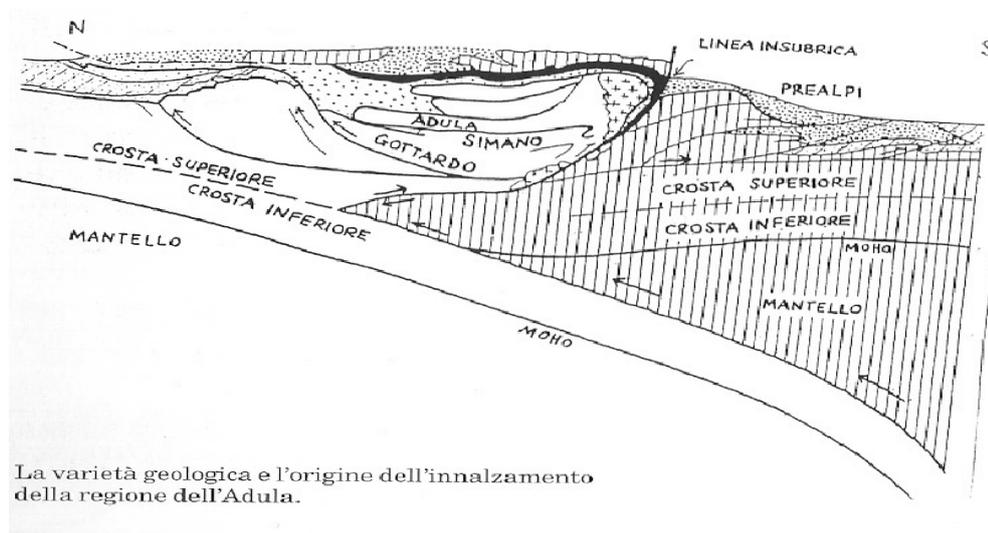


Figure 28 : Origine du soulèvement des massifs dans la région de l'Adula suite au chevauchement des plaques africaine et européenne. Source : Valsecchi, 2000.

D'un point de vue tectonique, le massif de la Cima di Gana Bianca se situe dans la nappe du Simano, qui, à l'Est et au Nord, est délimitée par la Nappe de L'Adula (figure 29 et 30A).

La Nappe du Simano (Pennique inférieur), dans la quelle se situe le Massif de la Cima di Gana Bianca, est composée principalement par des orthogneiss riches en biotite et muscovite et par des paragneiss riches en mica et feldspates (Niggli *et al.*, 1936 ; Valsecchi, 2000, Scapozza et Fontana, 2009). Au dessous de la Nappe du Simano, on trouve la Nappe du Soia, qui à son tour est posée sur une couche de Gneiss du Val Leventina (figure 30B).

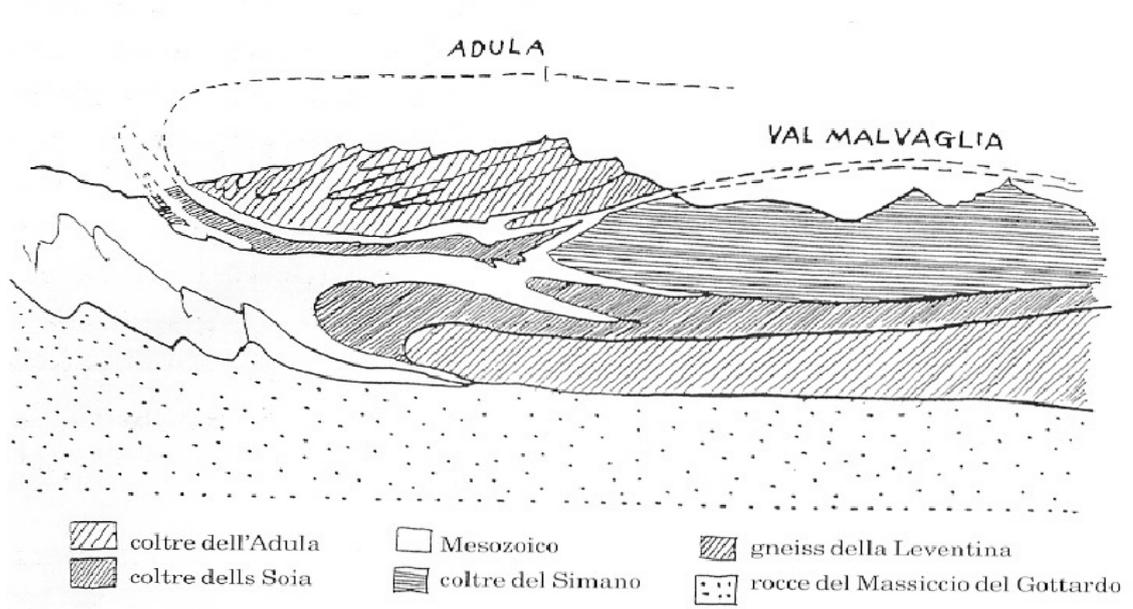


Figure 29 : Profil tectonique transversal des Alpes Tessinoises orientales. Source : Valsecchi, 2000.

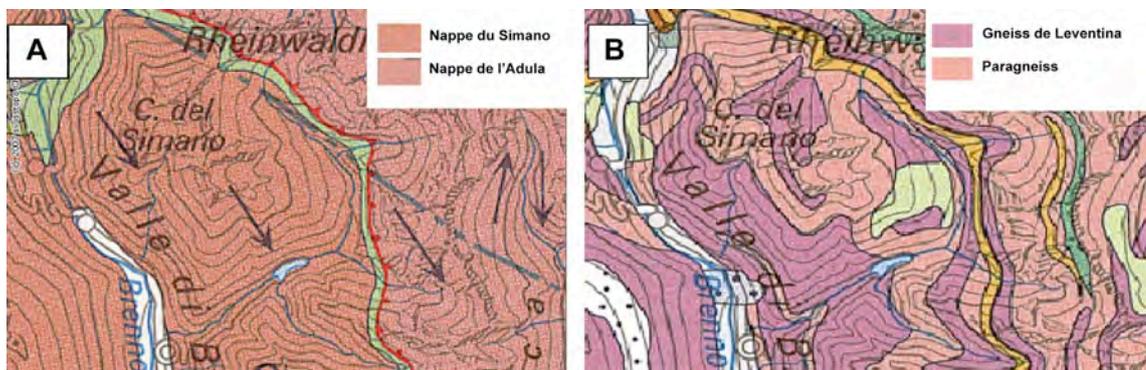


Figure 30 : A : Carte tectonique et B : carte géologique du massif de la Cima di Gana Bianca. Source : modifié d'après Swisstopo, 2009.

4.4 Cadre climatique

Le massif de la Cima di Gana Bianca se situe dans une région où le climat est de type semi-continentale. L'amplitude est donc importante entre le jour et la nuit mais aussi entre la saison estivale et la saison hivernale.

La température moyenne annuelle (MAAT) à 2300 m d'altitude (altitude aux environs de laquelle se situent les fronts des glaciers rocheux étudiés) est estimée au moyen de la formule M. Bouët (1985).

$$T=T_0-[(z-z_0)*(T/h)]$$

Formule 7 : Formule de M. Bouët pour l'estimation des températures en altitude. T=Température (°C) estimée pour une altitude z ; T₀=Température mesurée (°C) à la station de mesure située à une altitude z₀ ; z=altitude (m) à laquelle on veut calculer la température ; z₀=altitude (m) de la station de mesure utilisée pour l'estimation ; T/h=gradient thermique de la température (°C/100m).

Pour l'estimation, les données de la station de Acquarossa/Comprovasco, qui se situe au Val Blenio, à 575 m d'altitude sont utilisées. A la station de Acquarossa/Comprovasco, pour la période 1961-1990, la température moyenne annuelle de l'air enregistrée à 2 m du sol a été de 9.6 °C (MétéoSuisse, 2010).

Selon la formule 7, la température moyenne de l'air à 2300 d'altitude, pour la même période a été de 0.6°C. Pour le calcul, on a utilisé un gradient thermique de 0.52°C/100 m³.

Scapozza et Fontana (2009) ont calculé aussi le niveau des isothermes de 0, -1 et -2 °C. Ils situent à une altitude de 2400, 2570 et 2740 m. Le tableau 8 résume les données des températures estimées pour le massif de la Cima di Gana Bianca.

Tableau 8 : Estimation de la MAAT à différente altitude pour le massif de la Cima di Gana Bianca. Station de référence : Acquarossa/Comprovasco (575 m).

Altitude (m)	MAAT (°C)	Source
2300	0.6	Calculé avec la formule 7. Données : MétéoSuisse, 2010
2400	0	Scapozza et Fontana, 2009
2570	-1	Scapozza et Fontana, 2009
2740	-2	Scapozza et Fontana, 2009

³ Le gradient thermique de M. Bouët est de 0.46 entre 500 et 1550 m et de 0.59 entre 1500 et 4000 m d'altitude. Une moyenne des deux gradientes est utilisé en ce cas-ci.

Le massif de la Cima di Gana Bianca se situe dans une des régions les plus sèches du Canton Tessin. Pendant la période de mesure 1961-1990, les précipitations moyennes dans la zone d'étude ont été inférieures à 1900 mm/an, tandis que dans d'autres régions, des moyennes de 1900-2200 mm/an ont été enregistrées. En 2009, les précipitations moyennes annuelles dans la zone d'étude ont été de l'ordre de 1700-1900 mm (figure 31).

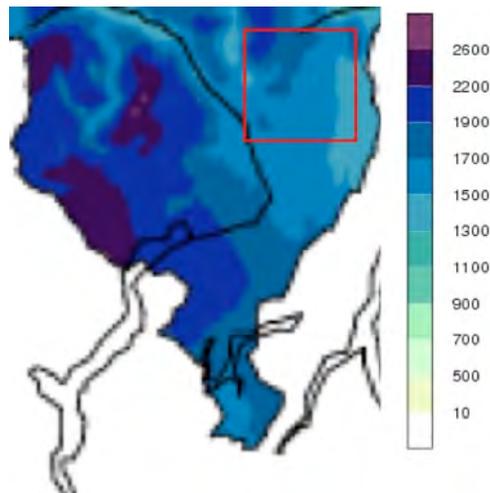


Figure 31: Précipitations moyennes annuelles pour l'an 2009 au Tessin. Le rectangle rouge indique le Massif de la Cima di Gana Bianca. Source: MétéoSuisse, 2010.

Bilan de l'hiver 2008-2009 au Tessin

L'hiver 2008-2009 s'est caractérisé par des températures hivernales durablement froides, avec des rares périodes de redoux mais sans vagues de froid intense. Au centre et au Sud du Tessin, les températures ont été même plus chaudes par rapport aux valeurs mesurées pendant la période de référence (1961-1990).

Pendant cet hiver, les précipitations ont été largement excédentaires (120 à 190% de la normale), l'essentiel sont tombées sous forme de neige et les premières chutes de neige sont tombées jusqu'à basses altitudes déjà à la fin de novembre. Cet hiver a été bien enneigé grâce à des fréquentes situations de barrage du Sud. A Locarno-Monti, on a mesuré 16 journées avec de la neige fraîche. Depuis 1935, seuls 3 hivers ont eu davantage de journées avec de la neige fraîche : 19 jours pendant l'hiver 1985/1986, 17 jours pendant les hivers 1946/1947 et 1959/1960 (MétéoSuisse, 2010).

4.5 Distribution du pergélisol et inventaire des glaciers rocheux

Une première description des glaciers rocheux du massif de la Cima di Gana Bianca a été proposée par Scapozza et Reynard (2007), qui ont différenciées 18 glaciers rocheux actifs/inactifs et fossiles sur la base de critères morphologiques et de températures des sources (figure 32 et tableau 9). D'autres investigations, essentiellement de type géophysique, ont permis de préciser la répartition du pergélisol dans la région et de calculer l'altitude de la limite inférieure du pergélisol discontinu, qui se situerait à environ 2200-2500 m d'altitude à dépendance de l'orientation du versant (cf. Scapozza et Fontana, 2009 ; Scapozza *et al.*, sous presse).

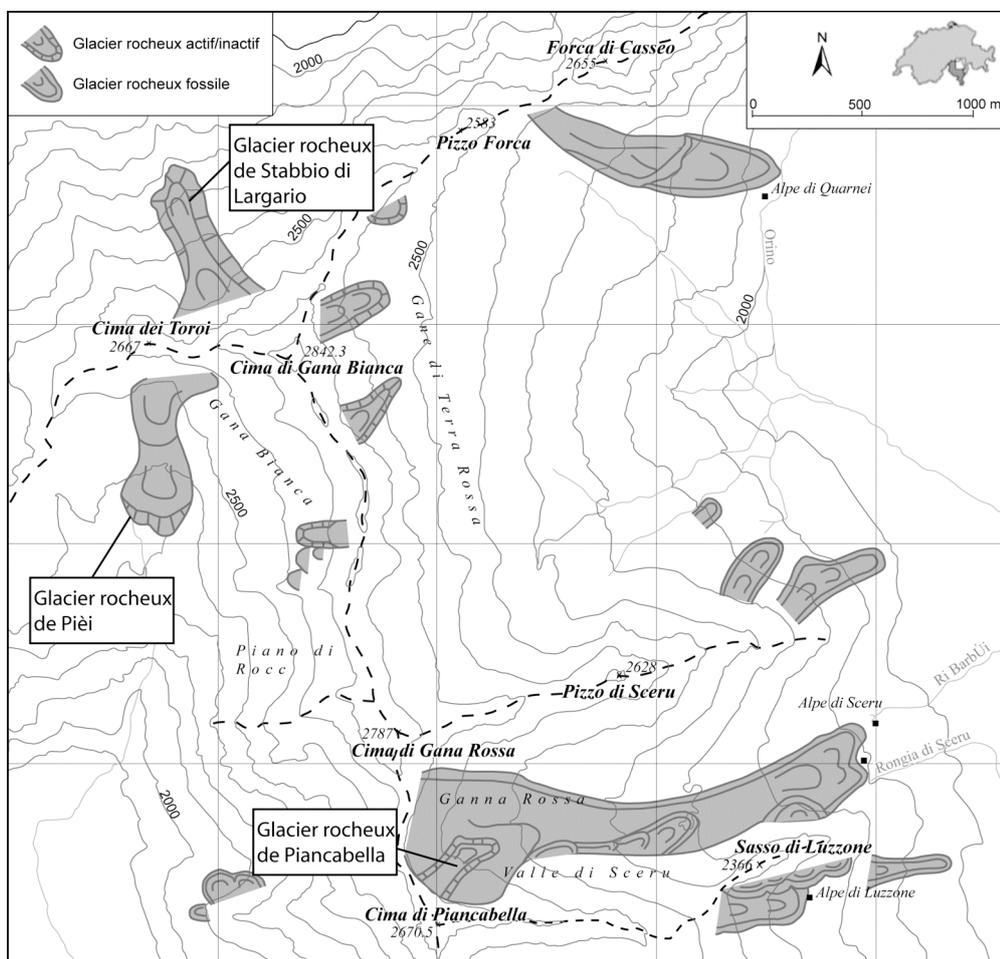


Figure 32: Les 18 glaciers rocheux du massif. Celui de Pièi, de Piancabella et de Stabbio di Larario sont étudiés dans cette étude. Source: modifié d'après Scapozza et Reynard, 2007.

Tableau 9: Caractéristiques des 18 glaciers rocheux inventoriés dans le massif de la Cima di Gana Bianca. Source: modifié d'après Scapozza et Reynard, 2007.

Nr.	Nom	Type	Activité	Orientation	Altitude du front (m)
01	Stabbio di Largario	De versant	Actif/inactif	N	2240
02	Quarnei	De vallée	Fossile	E	2050
03	Gana	De versant	Actif/inactif	E	2530
04	Forca	Protalus	Actif/inactif	SE	2540
05	Gana Bianca	De versant	Actif/inactif	NE	2560
06	Pièi	De vallée	Actif/inactif	S	2340
07	Gana Bianca II	De versant	Actif/inactif	W	2620
08	Guald I	De versant	Fossile	N	2120
09	GualdII	De versant	Fossile	NE	1910
10	Sceru I	De vallée	Fossile	NE	1975
11	Trusvalt	De versant	Fossile	E	1920
12	Sasso di Luzzone	Protalus	Fossile	N	2070
13	Sceru II	De versant	Fossile	NE	2190
14	Piancabella	De versant	Actif/inactif	NE	2440
15	Luzzone	De vallée	Fossile	SE	2150
16	Lavill I	Protalus	Fossile	NW	2050
17	Lavill II	De versant	Fossile	W	2060
18	Prou	De versant	Fossile	S	2040

La répartition du pergélisol des Alpes Tessinoises orientales a ensuite été reconstruite au moyen de différentes méthodes : inventaire des glaciers rocheux, cartographie géomorphologique, analyse d'interférogrammes InSAR et modélisations avec un système d'information géographique (GIS). (cf. Scapozza et Fontana, 2009).

La figure 33 représente la distribution du pergélisol et les glaciers rocheux inventoriés dans le massif de la Cima di Gana Bianca modélisée à l'aide du modèle PERMABLENIO (cf. Scapozza et Fontana, 2009).

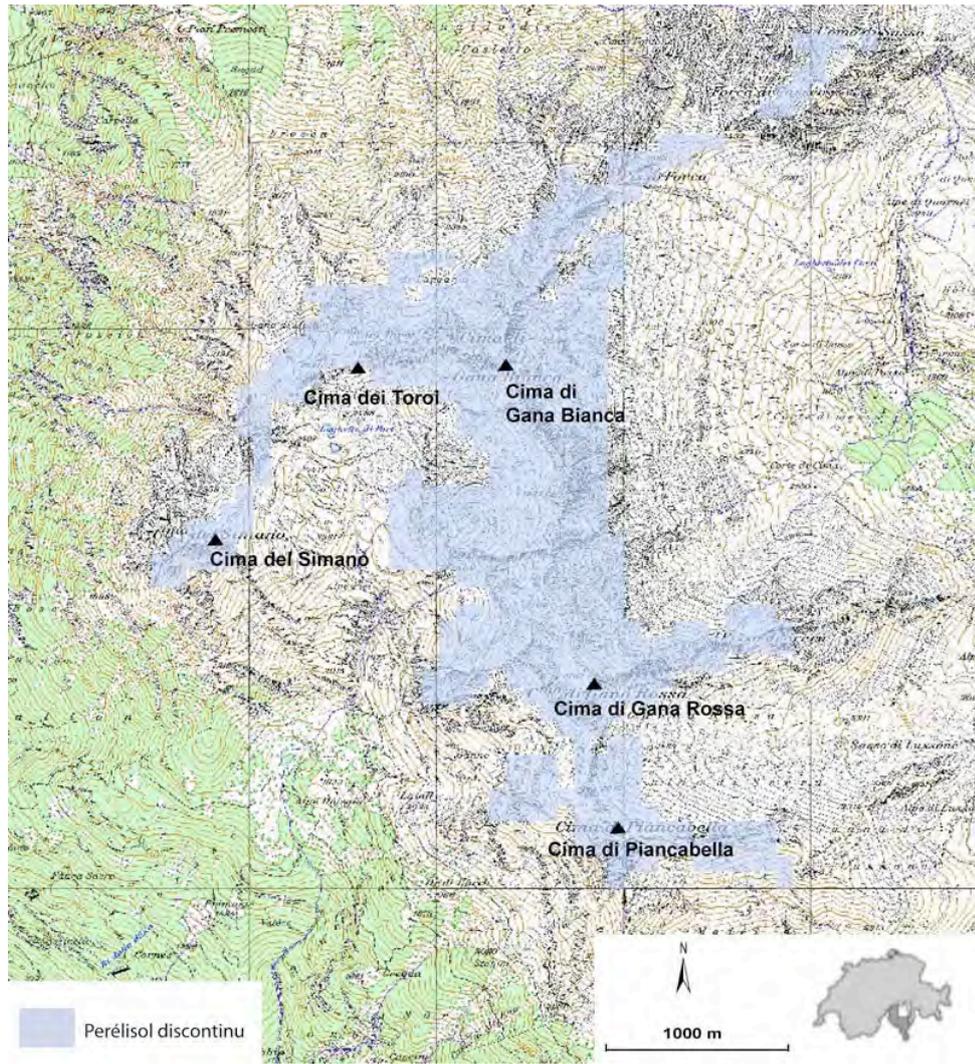


Figure 33: Distribution du pergélisol dans le massif de la Cima di Gana Bianca selon le modèle PERMABLENIO.

5. Présentation des résultats et interprétations

5.1 Le glacier rocheux de Pièi

Le glacier rocheux de Pièi se situe au dessus de la plaine du Simano, sur un versant orienté S. Le front se situe à 2340 m d'altitude. Il s'agit d'un grand glacier rocheux actif composé de deux lobes superposés.

5.1.1 Description générale du site

Le site de Pièi se situe dans la partie occidentale du massif de la Cima di Gana Bianca, plus précisément dans un cirque glaciaire entre les sommets du Simano, du Cima di Gana Bianca et du Cima di Gana Rossa (cf. figure 26).

L'accès au site est possible uniquement par un sentier pédestre. Depuis le village de Dagro, situé au fond du Val Malvaglia qu'on peut rejoindre en voiture. Environ 2h30 de marche sont nécessaires pour arriver au site de Pièi, qui prend son nom de l'homonyme alpage situé à 2246 m d'altitude (Alpe di Pièi). Arrivés sur la plaine au dessus de l'alpage (appelée *Piano del Simano*), les seules directions possibles sont le sommet du Simano (2580 m), ou le retour vers la voie d'arrivée. L'accès vers le Val Soi et le site de Stabbio di Largario par le Cima dei Toroi est très étroit et raide, il n'est praticable que dans les meilleures conditions.

La plaine du Simano au dessus de laquelle se trouve l'imposant front du glacier rocheux de Pièi est caractérisée par de nombreuses roches moutonnées (figure 34A) et par la présence d'un grand bloc erratique (figure 34B).

À la base du front du glacier rocheux, deux sources ont leur origine. Malheureusement pendant l'été 2009 il n'a pas été possible de mesurer la température de ces sources, car l'eau s'écoulait trop en profondeur. En bas des raides parois rocheuses se sont formés des éboulis et des protalus remparts.

La figure 35 présente la cartographie géomorphologique au 1 :25'000 réalisée en été 2009 sur le terrain.

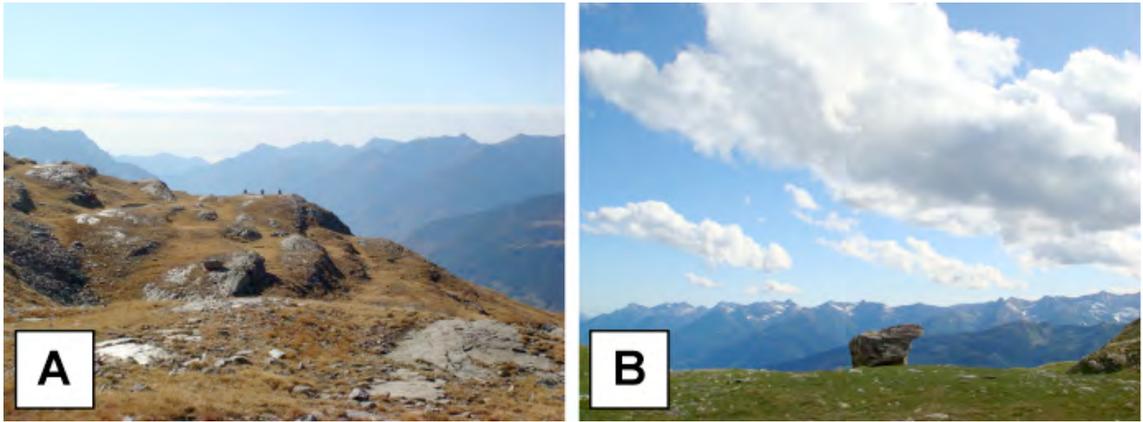


Figure 34: Roches moutonnées (A) et bloc erratique (B) sur la plaine du Simano. Photo : G. Ramelli.

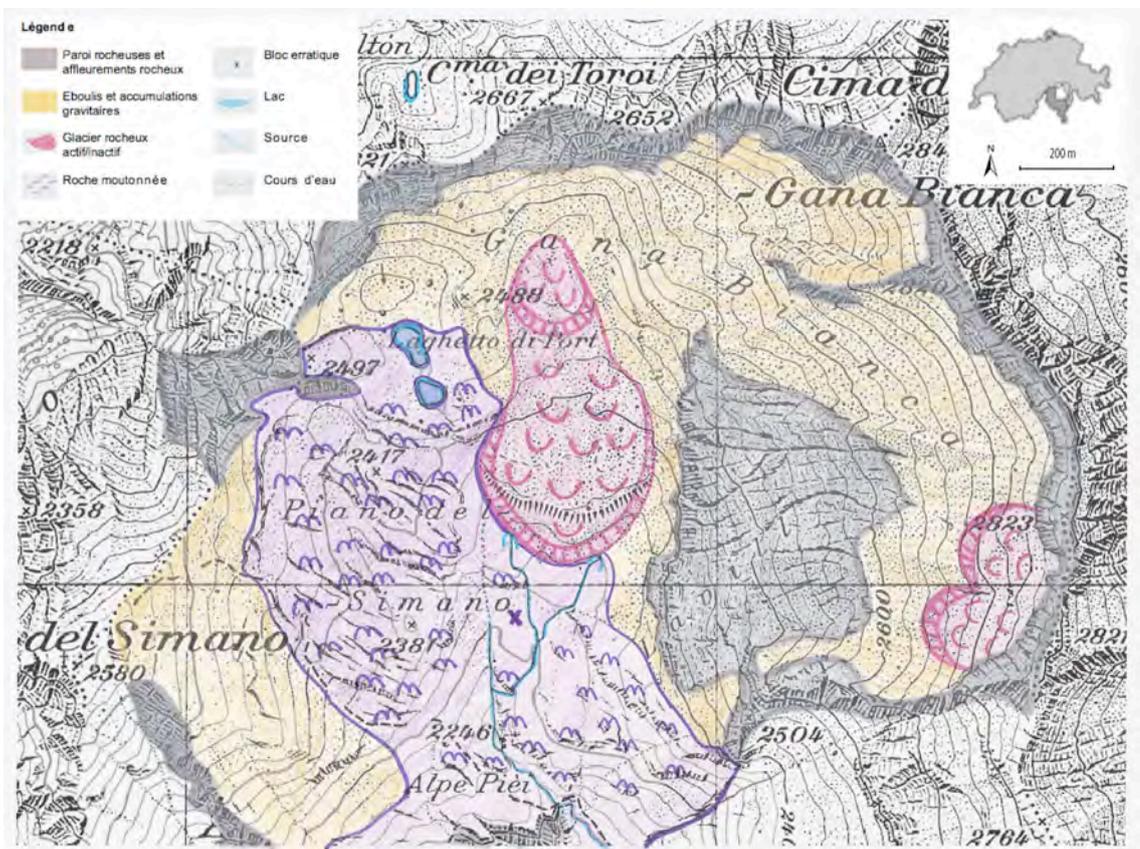


Figure 35: Cartographie géomorphologique du site de Pièi.

5.1.2 Analyse géomorphologique

Le glacier rocheux de Pièi se situe dans une cuvette en amont de la plaine du Simano et devant le Cima dei Toroi et le Cima di Gana Bianca, sur un versant orienté au Sud. Le front principal se trouve à 2340 m d'altitude, les racines vers 2560 m. La couleur très claire des orthogneiss de la Cima di Gana Bianca, par leur albédo très haut, favorisent un maintien de conditions froides au sol (cf. Scapozza et Reynard, 2007). Cette formation a été décrite pour la première fois par Zeller (1964), qui en estime le volume à 2.5-3 mio de m³.

Ce glacier rocheux est composé de deux lobes superposés (voir figure 36) : d'après Frauenfelder et Kääb (2000) on peut donc dire qu'il s'agit d'un glacier rocheux polymorphique. Les caractéristiques générales du glacier rocheux son résumées dans le tableau 10.

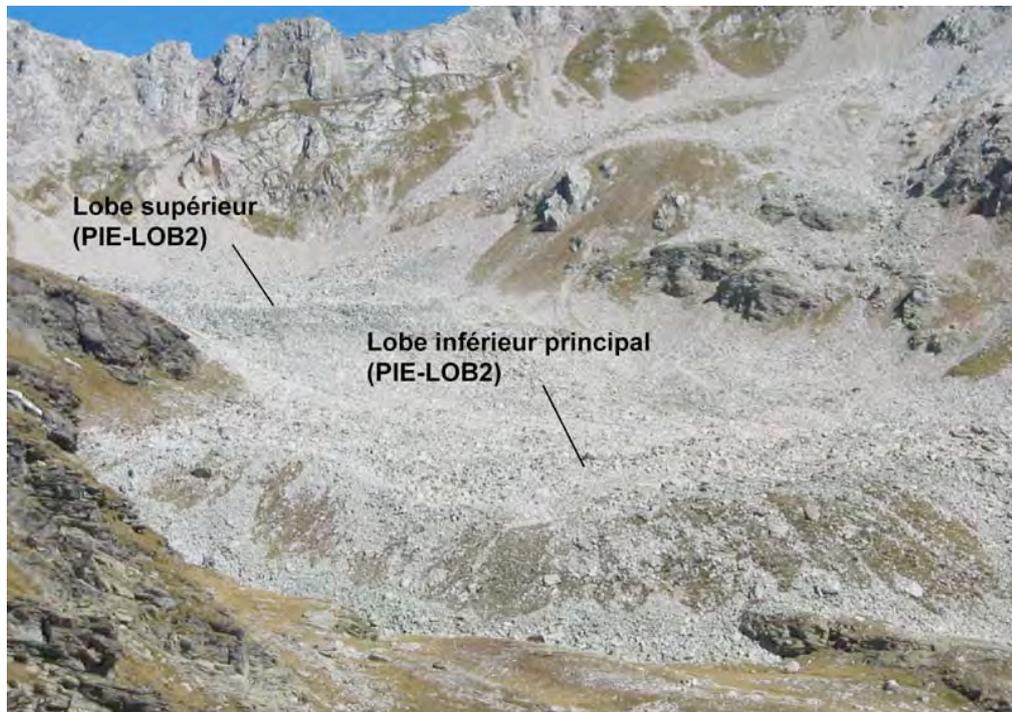


Figure 36: Le glacier rocheux de Pièi. Photo: C. Scapozza.

Tableau 10: Caractéristiques générales du glacier rocheux de Pièi.

Type	Coordonnées	Altitude inf. (m)	Altitude sup. (m)	Superficie (m ²)	Orientation	Lithologie
De vallée ; Polymorphique	718710/147040	2340	2560	138'000	S	Orthogneiss

Pour mieux en décrire la formation, le glacier rocheux de Pièi a été divisé en deux parties : un lobe inférieur principal, appelé PIE-LOB1 et un lobe supérieur secondaire appelé PIE-LOB2 (voir figures 36 et 37). L'hypothèse est que le lobe PIE-LOB1 s'est formé avant et qu'il a ensuite été partiellement recouvert par le lobe PIE-LOB2. La partie PIE-LOB1 a des dimensions beaucoup plus importantes, la taille des blocs des deux formations est métrique. Les dimensions des deux formations et quelques caractéristiques générales sont résumées dans le tableau 11..

Tableau 11 : Caractéristiques générales des lobes PIE-LOB1 et PIE-LOB2.

Lobe	Longueur (m)	Largeur (m)	Superficie (m ²)	Altitude du front (m.s.m)	Pente du front (°)
PIE-LOB1	387	325	95'000	2340	35
PIE-LOB2	290	170	43'000	2450	40

Le front du lobe PIE-LOB1 n'est pas seulement moins raide par rapport au lobe PIE-LOB2, mais il est aussi plus stable et il est presque complètement recouvert de végétation (voir figure 37). Les lichens sont présents sur le front et sur le corps du lobe PIE-LOB1, la végétation (particulièrement lande à éricacées avec myrtilles et rhododendrons) recouvre le front surtout dans la partie centrale et un petit mélèze a été retrouvés même à 2300 m d'altitude. La végétation est absente sur le front du lobe PIE-LOB2, le corps de la formation est dépourvu de lichens. Le lobe PIE-LOB1 est très stable et compact, on peut confortablement y marcher dessus. Au contraire, le front du lobe PIE-LOB2 est très instable et se compose de matériel non consolidé. Les blocs instables rendent difficile l'accès au corps de la formation.

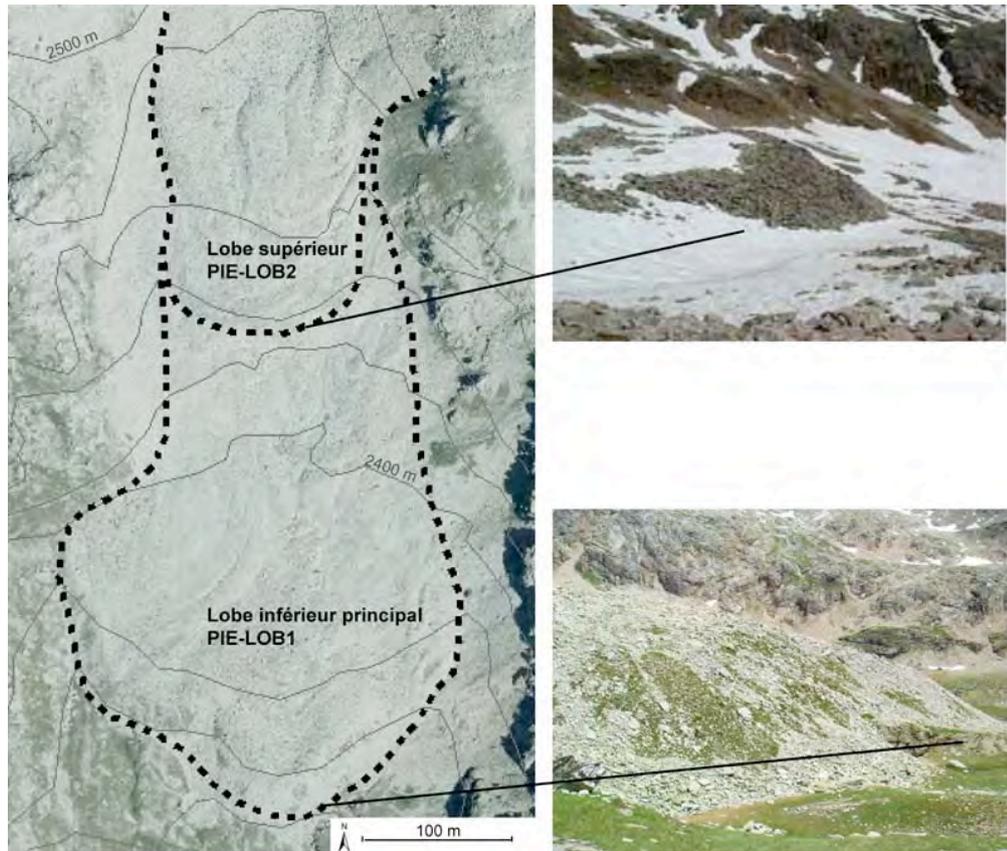


Figure 37: Les deux lobes du glacier rocheux de Pièi. Photo : G. Ramelli.

Le corps du lobe PIE-LOB1 est caractérisé par des dépressions longitudinales et transversales importantes sur l'ensemble de la formation. Les rides longitudinales, concentrées au milieu du lobe, ont souvent une taille importante : plusieurs mètres de long (jusqu'à plusieurs dizaines de mètres) et 1-2 mètres de profondeur (voir figure 38). Ces rides ne semblent pas correspondre à une compression longitudinale. Dans les dépressions, la neige s'accumule et elle reste longtemps, souvent jusqu'en été. Au mois de juillet 2009 la neige était encore présente sur le glacier rocheux, les accumulations plus importantes se trouvaient à l'intérieur des rides longitudinales et transversales. Ces rides peuvent être interprétées comme des dépressions dues à la fonte de la glace à l'intérieur du corps du glacier rocheux. Une autre hypothèse est que les matériaux qui constituent le lobe du glacier rocheux (blocs, glace) proviennent de deux différentes zones d'alimentation. Les rides sont donc la limite qui sépare le lobe en deux parties non complètement unies.

Des rides longitudinales sont absentes sur le lobe PIE-LOB2. La microtopographie de ce lobe est marquée par des bourrelets arqués. Cette succession d'ondulations est probablement due à la compression des sédiments gelés, en raison du fluage de la formation (figure 38).

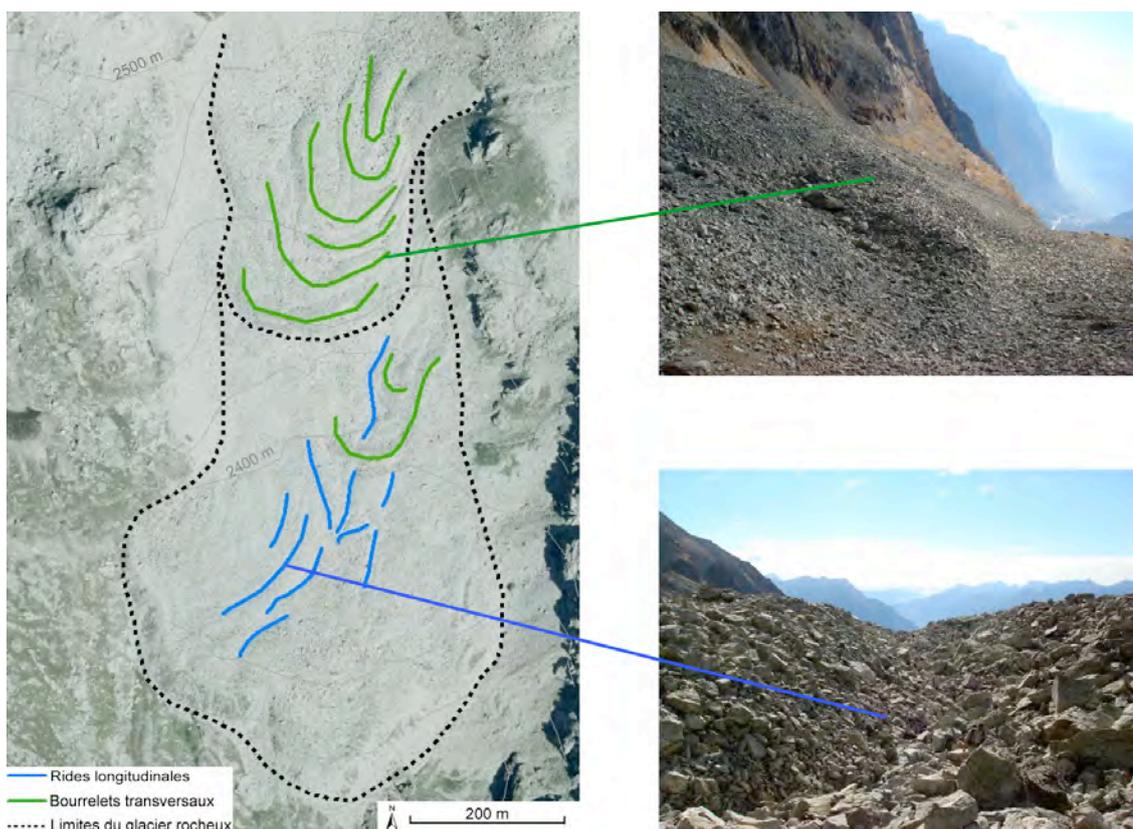


Figure 38: Microtopographie du glacier rocheux de Pièi. Les rides longitudinales caractérisent le lobe PIE-LOB1, tandis que le lobe PIE-LOB2 est caractérisé par des sillons transversaux. Photo: G. Ramelli.

D'après l'analyse géomorphologique, le glacier rocheux de Pièi est une forme polymorphique. Le lobe PIE-LOB1 est probablement plus vieux et inactif : la couverture végétale observée soutient cette hypothèse. L'absence de végétation sur le lobe PIE-LOB2 laisse penser que cette partie de la formation est plus jeune et active.

5.1.3 Régime thermique

Sur le glacier rocheux de Pièi, cinq capteurs autonomes de type UTL-3 ont été placés le long du profil de la formation, à une profondeur comprise entre 0.3 et 1 m environ (voire figure 39).

Les capteurs PIE-02, PIE-03 ET PIE-04 ont été placés sur le lobe inférieur principal PIE-LOB1, tandis que les capteurs PIE-05 et PIE-06 ont été placés sur le lobe supérieur PIE-LOB2. Le capteur PIE-01 a été placé sur la plaine du Simano en aval du glacier rocheux de Pièi, dans une accumulation de cailloux, afin de disposer des données de comparaison (température de surface du sol en dehors de la formation).

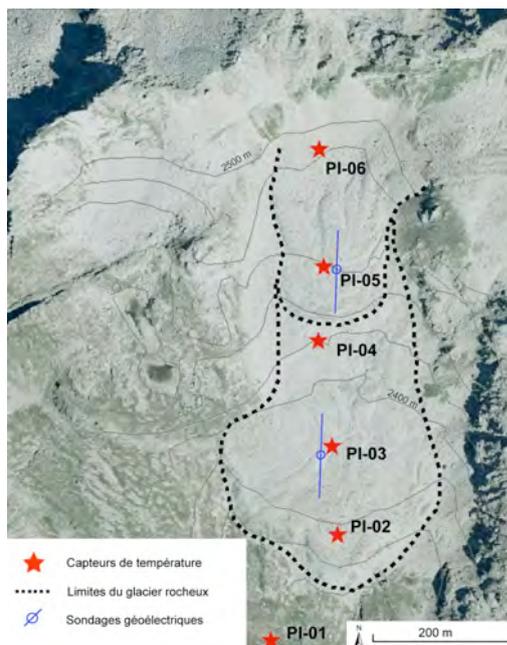


Figure 39: Emplacement des capteurs de température et des sondages géoélectriques effectués sur le glacier rocheux de Pièi.

Tous les appareils ont été placés le 25.10.2008 et retirés le 28.08.2009 ; ils ont enregistré les températures à des intervalles de deux heures. Malheureusement, à cause d'un dysfonctionnement de certains capteurs, seulement les données des capteurs PIE-01, PIE-03 et PIE-04 sont disponibles. Malgré cela, d'après les courbes des températures à disposition, on peut tirer quelques informations intéressantes.

Les températures mesurées au cours de l'hiver 2008-2009 sont très stables et ne descendent jamais au dessous de -2°C (figure 40). Les températures sur le lobe inférieur du glacier rocheux descendent lentement tout au long de l'hiver pour s'ajuster vers -1.2°C pour PIE-03 et -0.7°C pour PIE-04 vers le début du mois d'avril. Pour les deux emplacements, il n'y a pratiquement pas de différence en ce qui concerne la date de début d'humidification du manteau neigeux. La neige disparaît complètement à l'emplacement de PIE-04 vers le début de juillet, environ deux semaines avant qu'à PIE-03. On peut aussi noter que la couverture neigeuse s'est probablement installée vers la fin du mois d'octobre 2008. A l'emplacement de PIE-01, qui est situé en aval du front du glacier rocheux, les températures sont positives tout au long de l'année, avec un minimum de $+0.3^{\circ}\text{C}$ vers la fin du mois de mai.

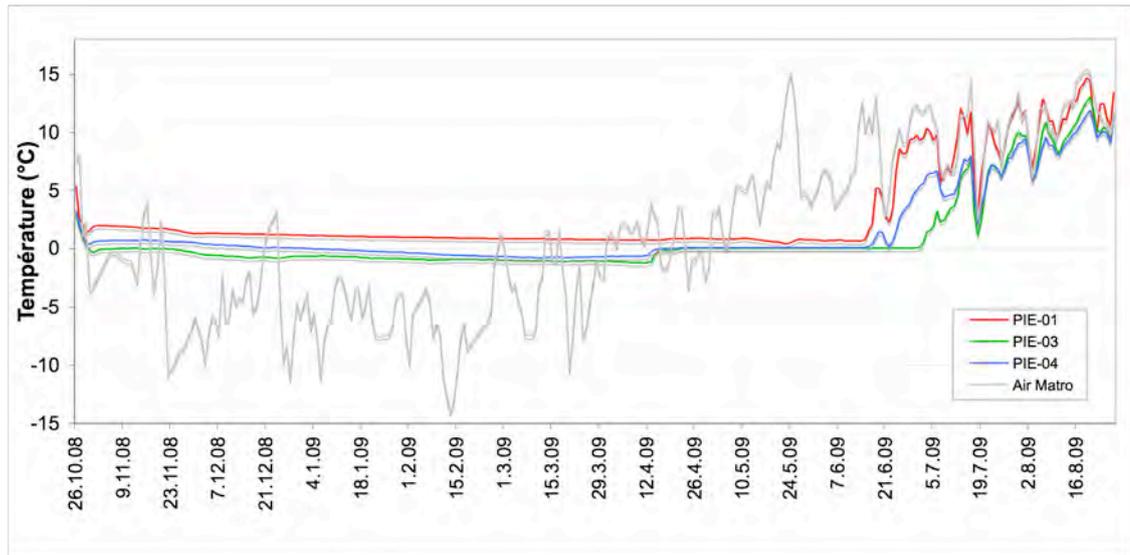


Figure 40: Régime thermique du glacier rocheux de Pièi entre octobre 2008 et août 2009.

Les températures de la surface du sol mesurées par PIE-03 et PIE-04 peuvent indiquer la présence d'un pergélisol tempéré (cf. Delaloye, 2004) dans le lobe inférieur du glacier rocheux. Les températures relativement chaudes mesurées sur le glacier rocheux de Pièi peuvent être expliquées par les variables climatiques pendant l'année de mesure. L'hiver 2008-2009 a été caractérisé par des chutes de neige très importantes et précoces (cf. chap. 4.4). Le manteau neigeux, qui s'est installé définitivement vers la fin d'octobre, a probablement bloqué les températures estivales chaudes entre le sol et la couche de neige. Cela n'a pas permis au sol de se refroidir. Enfin, l'hiver 2008-2009 n'a pas été véritablement froid, ce qui explique les températures du sol relativement chaudes enregistrées sur le glacier rocheux de Pièi. Pour conclure, l'état thermique du glacier rocheux de Pièi correspond avec celui d'un pergélisol tempéré au sens de Delaloye (2004 ; cf. chap. 2.2.1).

5.1.4 Structure interne

Sur le glacier rocheux de Pièi, deux sondages électriques en configuration dissymétrique de Hummel ont été effectués en juillet 2009. Le sondage PIE_S1 a été effectué sur le lobe inférieur PIE-LOB1, tandis que le sondage PIE_S2 a été effectué sur le lobe supérieur PIE-LOB2 (voir figure 39).

Le résultat du sondage PIE_S1 montre une stratigraphie en quatre couches. La première couche est assez résistante (5 k Ω m) et peu épaisse (0,9 m), elle est suivie par une autre couche très fine (1 m) moins résistante (<1 k Ω m). La troisième couche se situe à une profondeur comprise entre 1 et 2 m et elle a une résistivité d'environ 5 k Ω m. Enfin la dernière couche, à partir d'une profondeur d'environ 4 m, a une résistivité très faible (<0,1 k Ω m) (figure 41).

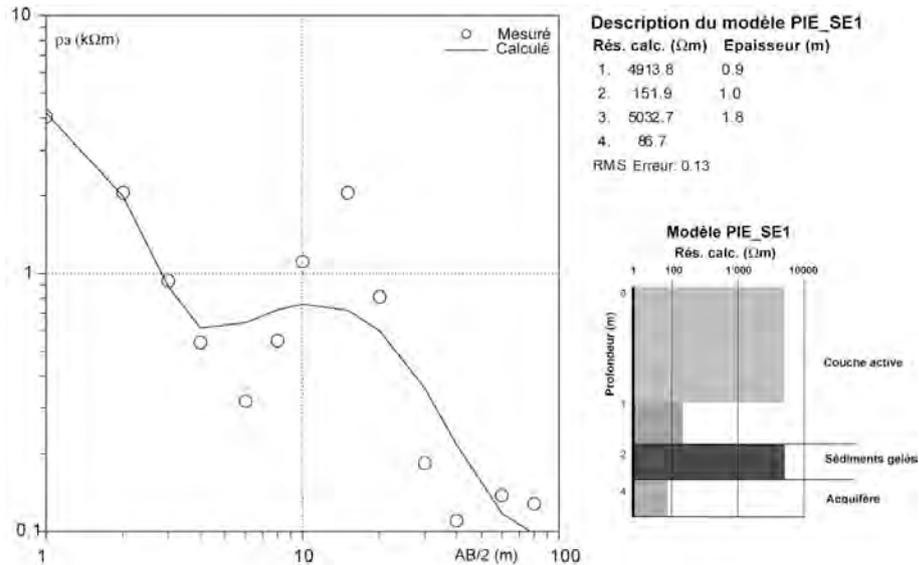


Figure 41: Modèle du sondage PIE_SE1.

La première couche montre une résistivité de 5 k Ω m qui est typique des accumulations sédimentaires (cf. chap. 3.3.1). La résistivité très faible de la deuxième, montre la présence d'un niveau de sédiments moins poreux et humides. Il faut signaler que quelques jours avant la réalisation des sondages il avait neigé dans la zone d'étude : la fonte de la neige a probablement humidifié la deuxième couche située entre 1 et 2 m de profondeur. Le premier et le deuxième niveau constituent la couche active. La résistivité de la troisième couche, qui a une valeur de 5 k Ω m, semble indiquer l'absence de pergélisol (cette valeur est typique des sédiments non gelés, cf. chap. 3.3.1). Toutefois d'après Ikeda (2006), près de la limite inférieure du pergélisol discontinu alpin, une sub-surface gelée peut avoir une résistivité comprise entre 0,5 et 500 k Ω m. On peut donc avancer l'hypothèse que la troisième couche, qui a une épaisseur d'environ 2m, signale la présence d'un niveau gelé qui a un très bas contenu en glace et une température relativement élevée (la température élevée serait confirmée aussi par la mesure de l'état thermique du sol, voir chapitre précédent). La dernière couche, située à une profondeur d'environ 4 m et avec une résistivité inférieure à 0,1 k Ω m, signale probablement la présence d'un aquifère.

Au vu de l'erreur qui marque le modèle (13%), l'analyse n'est pas poussée plus loin. En synthèse on peut conclure que dans le lobe PIE-LOB1, à une profondeur d'environ 2 m, sous une couche active très poreuse en surface et moins poreuse et humide à la base, on trouve probablement une couche très peu épaisse de sédiments gelés pas très froids et avec un faible contenu en glace. Cette couche est suivie par un aquifère. Au sens des courbes typiques des sondages géoélectriques décrites par Delaloye (2004, cf. chapitre 3.3.2.2), le sondage PIE_SE1 montrerait des sédiments gelés sans glace massive proche de la surface, qui n'ont pas été recouverts par un glacier durant le Petit Age Glaciaire (courbe-type C). Cette interprétation semble cohérente.

Le résultat du sondage PIE_S2 montre une stratigraphie en trois couches. La première couche est peu résistante (1,2 k Ω m) et peu épaisse (0,3 m), elle est suivie par une autre couche plus épaisse (2 m) et beaucoup plus résistante (15 k Ω m). La troisième couche se situe à une profondeur de 2,3 m et elle a une résistivité inférieure à 1 k Ω m (figure 42).

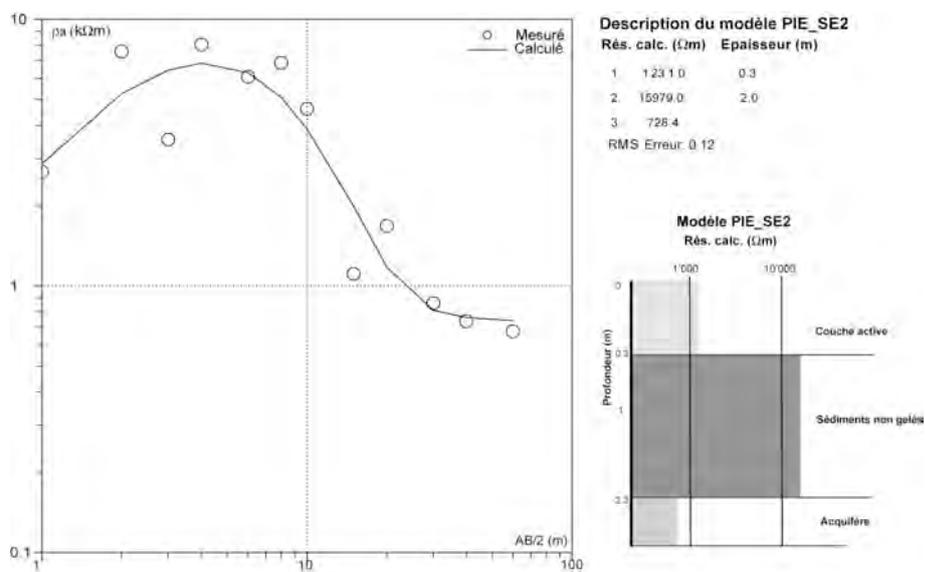


Figure 42: Modèle du sondage PIE_SE2.

Dans ce cas aussi, dans l'interprétation et l'analyse du sondage il faut tenir compte de l'erreur du modèle (12%). Sans aller trop loin, on peut interpréter le sondage PIE_SE2 comme il suit: la première couche, avec une résistivité de 1 k Ω m correspond au premier niveau de la couche active, qui est relativement peu poreux. La deuxième couche, qui a une résistivité de 15 k Ω m et une épaisseur de 2 m, montre le deuxième niveau de la couche active, qui est très poreux. Cette

couche ne peut pas être interprétée comme un niveau de sédiments gelés, car elle se trouve trop proche de la surface du sol. La glace ou le niveau gelé auraient été visibles sur le terrain, ce qui n'est pas le cas. Enfin la troisième couche, située à une profondeur de 2,3 m, montre la présence d'un aquifère.

Les deux sondages montrent que les deux lobes du glacier rocheux de Pièi ont une structure interne très différente. Le lobe PIE-LOB1 est caractérisé par une couche active plus poreuse en surface et moins poreuse en profondeur ; au dessous de la couche active on trouve un niveau de sédiments gelés, suivi par un aquifère. Le lobe PIE-LOB2 se caractérise par une couche active moins poreuse en surface et plus poreuse en profondeur, suivie par un aquifère.

D'après l'analyse de ces sondages, le pergélisol est présent à l'intérieur du lobe inférieur et absent dans le lobe supérieur du glacier rocheux de Pièi. Toutefois, compte tenu des erreurs des modèles (23 et 12%) cette interprétation doit être considérée comme une simple spéculation.

5.1.5 Mouvement et vitesse de déplacement

Les mesures au GPS différentiel ont été effectuées le 24.06.2009 (première campagne de terrain) et le 18.10.2009 (deuxième campagne). À cause des importantes chutes de neige qui ont eu lieu en octobre 2009, seulement une partie des points marqués en juin ont pu être mesurés pendant la deuxième campagne de mesures.

Les valeurs des mouvements totaux mesurés et la vitesses du déplacement horizontal calculée en cm a^{-1} sont présentés dans le tableau 12.

Tableau 12: Mouvements absolus du glacier rocheux de Pièi pour la période 24.06.2009-18.10.2009 et vitesse annuelle. Les points 1 à 13 se situent sur le lobe PIE-LOB1, les points 21 à 34 se situent sur le lobe PIE-LOB2. Tout mouvement total inférieur ou égal à 3 cm n'a pas été considéré dans l'analyse (ces points sont soulignés en gris).

Id	X	Y	Diff. Horiz. (cm)	Diff. Vert. (cm)	Mouvement total (cm)	Vitesse du mouvement horizontal (cma⁻¹)	Vitesse moyenne (cma⁻¹)
contrôle-1	718694.171	147021.4427	0	-2	2	0.1	
contrôle-2	718567.2928	147338.1957	0	2	2	0.1	
1	718800.8042	147145.9013	3	-1	3	0.8	
2	718750.7379	147116.0076	2	-1	3	0.8	
3	718703.1648	147124.551	7	-1	7	22	
5	718633.7461	147180.5483	6	-5	8	19	
7	718599.3062	147214.4638	6	0	6	18	
8	718582.1135	147249.5023	5	0	5	17	
9	718618.9261	147290.7345	6	-1	6	18	
10	718669.8843	147289.1445	8	-1	8	26	
11	718712.5302	147269.2157	9	2	10	30	
12	718753.8867	147250.8982	6	-1	6	19	PIE-LOB1
13	718796.8858	147256.5893	3	-4	5	11	20
21	718653.0205	147496.8902	4	-8	8	12	
22	718664.3985	147477.8108	5	-3	6	17	
23	718687.0796	147469.6948	3	-4	5	9	
24	718714.5878	147466.1256	5	-6	8	16	
25	718746.9931	147474.3475	1	-4	4	2	
28	718753.3487	147535.8816	2	-5	6	8	
29	718718.5301	147521.9419	6	-7	9	17	
30	718672.3771	147536.0967	5	-4	6	15	PIE-LOB2
34	718710.5521	147560.4123	4	-4	6	14	12

Les mesures effectuées au GPS différentiel montrent que le glacier rocheux de Pièi, sur la période de mesure 24.06.2009-18.10.2009, présente un mouvement total compris entre 4 et 10 cm. Le mouvement est de l'ordre de 5-10 cm sur le lobe PIE-LOB1 et de 5-8 cm sur le lobe PIE-LOB2. Le mouvement vertical sur la période de mesure (Diff. Vert.) est de l'ordre de 1-8 cm. Ils est généralement plus important sur le lobe PIE-LOB2, en raison de la pente plus raide du lobe supérieur du glacier rocheux (la composante verticale du mouvement est fortement dépendante de la pente du versant).

La vitesse annuelle du mouvement horizontal calculée est de 20 cma⁻¹ pour le lobe PIE-LOB1 et de 12 cma⁻¹ pour le lobe PIE-LOB2. La vitesse de déplacement est donc plus importante sur le lobe inférieur de la formation, en particulier sur sa partie occidentale. Les mouvements les plus rapides ont été mesurés sur les points 11 (30 cma⁻¹) et 10 (26 cma⁻¹) (voir figure 43).

Le lobe PIE-LOB1 est caractérisé par des mouvements convergents au milieu et divergents juste en amont du front. Sur le lobe PIE-LOB2 les mouvements sont très chaotiques et hétérogènes et ne suivent pas une direction précise.

Les données obtenues au GPS différentiel contrastent avec l'analyse des images satellitaires InSAR (S. Mari, données non publiées), qui relève des vitesses de déplacement de l'ordre de quelques cm par an en correspondance du lobe PIE-LOB2 mais qui ne montre aucun indice visible de déplacement sur le lobe PIE-LOB1 (figure 44). Selon différents auteurs (voir par exemple Berthling *et al.*, 1998), les glaciers rocheux qui ont une température près du point de fusion se déplacent plus vite par rapport aux glaciers rocheux froids. Les mouvements plus rapides mesurés sur le lobe PIE-LOB1 pourraient donc être expliqués par des températures relativement chaudes, qui seraient confirmées aussi par la mesure des températures de la surface du sol (cf. chap. 5.1.3). De plus, les résistivités électriques du sous sol montrent que la glace est présente à l'intérieur du lobe PIE-LOB1, ce qui expliquerait les mouvements plus rapides par rapport au lobe PIE-LOB2, dans lequel la glace semble être absente (cf. chap. 5.1.4).

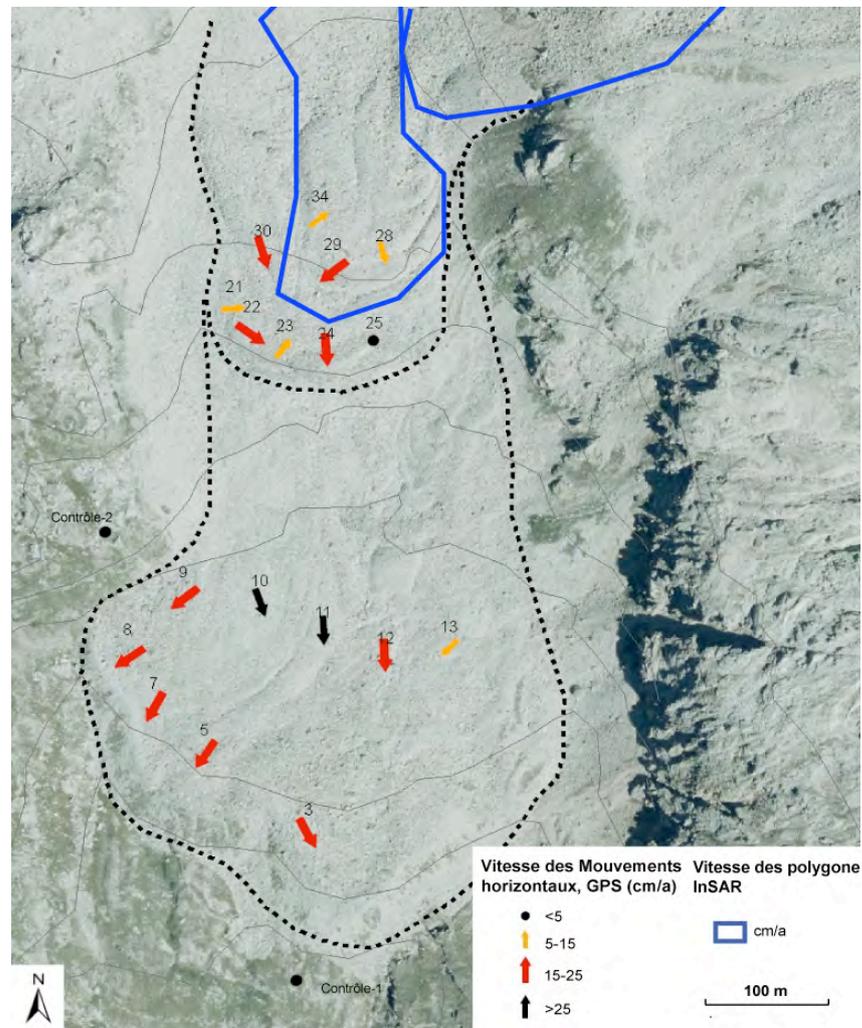


Figure 43: Mouvements sur le glacier rocheux de Pièi.

5.2 Le glacier rocheux de Stabbio di Largario

Le glacier rocheux de Stabbio di Largario se situe à une altitude comprise entre 2240 et 2600 m d'altitude, dans un versant N. Le front, en partie éboulé, laisse penser que cette formation est très active et instable.

5.2.1 Description générale du site

Le site de Stabbio di Largario se situe dans la partie la plus septentrionale du massif de la Cima di Gana Bianca, au Nord de la Cima di Gana Bianca et de la Cima dei Toroi. Il se trouve sur le versant opposé par rapport au Site de Pièi. On peut y accéder par un sentier pédestre qui part au fond du Val Soi, une des vallées latérales du Val Blenio. Depuis la route, environ 3h de marche sont nécessaires pour atteindre le site.

Le versant Nord du massif est caractérisé par une morphologie raide et accidentée, les éboulis sont fréquents à partir de 2000 m environ, altitude au dessus de laquelle la forêt disparaît. Pour arriver sur le site, il faut traverser de nombreux escarpements et parcourir une crête peu difficile, où le sentier est souvent absent. Le cirque glaciaire du site de Stabbio di Largario est caractérisé par des parois rocheuses très raides et instables. Les chutes de pierres sont très fréquentes surtout au dessous du Cima di Gana Bianca. Le glacier rocheux recouvre presque toute la surface du cirque, un névé se trouve dans une cuvette près des racines de la formation, où la pente diminue considérablement. La limite entre le glacier rocheux et les éboulis situés aux pieds des parois rocheuses est souvent difficile à relever sur le terrain.

De la base du front du glacier rocheux, prend sa source un torrent qui porte sur le fond de la vallée une considérable charge de débris rocheux. L'instabilité du glacier rocheux de Stabbio di Largario menace de déclencher des laves torrentielles, ce qui engendrerait des problèmes plus en aval, où se trouvent des petits villages habités en été (cf. Valenti, 2006).

La figure 44 présente la cartographie géomorphologique du site de Stabbio di Largario au 1 :25'000 réalisée pendant l'été 2009.

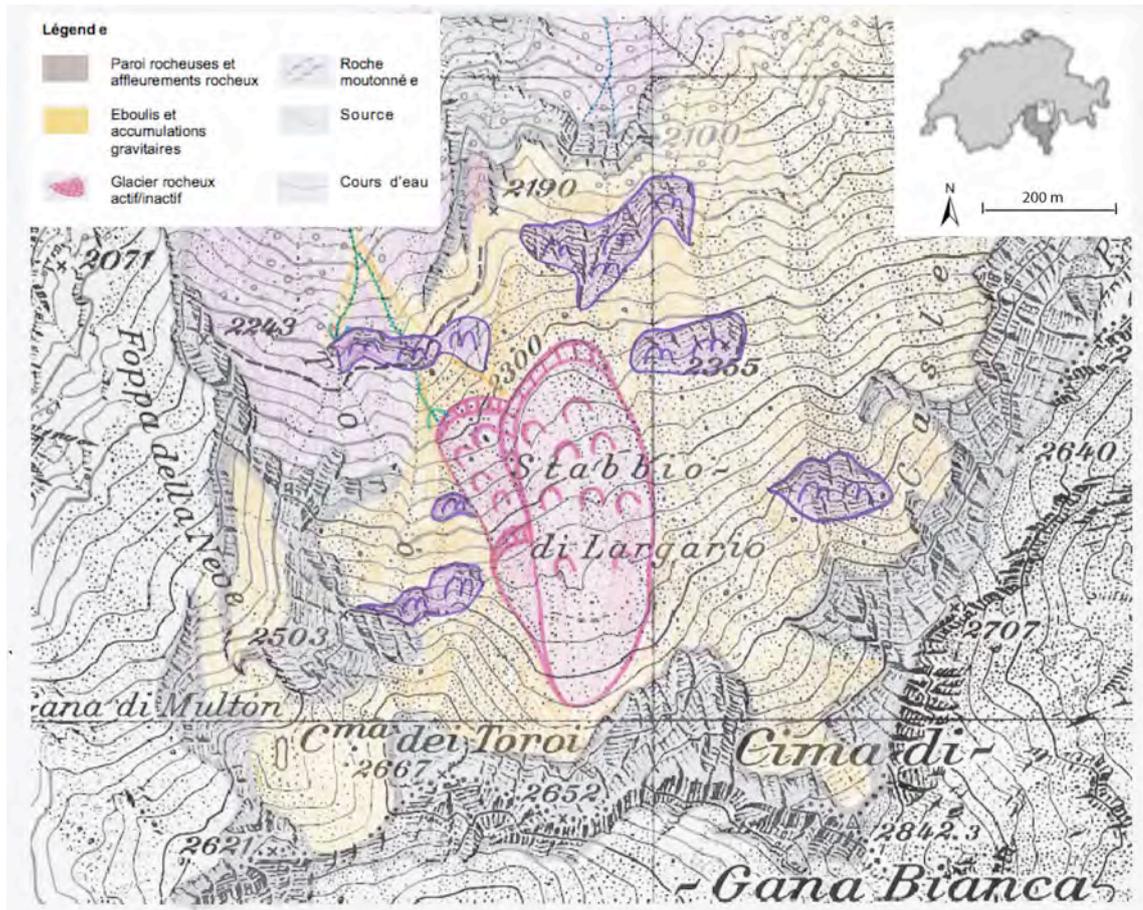


Figure 44: Cartographie géomorphologique du site de Stabbio di Largario.

5.2.2 Analyse géomorphologique

Le glacier rocheux de Stabbio di Largario est de type *de versant* (cf. Scapozza et Reynard, 2007) et se situe sur le versant opposé par rapport au glacier rocheux de Pièi, entre le Cima dei Toroi et le Cima di Gana Bianca, à une altitude comprise entre 2240 (front) et 2600 (racines) mètres d'altitude, sur un versant orienté au Nord. Il bénéficie de l'effet d'ombrage de la paroi entre la Cima dei Toroi (2667 m) et la Cima di Gana Bianca (2842 m).

Les caractéristiques générales du glacier rocheux de Stabbio di Largario sont présentées dans le tableau ci-dessous (tableau 13).

Tableau 13: Caractéristiques générales du glacier rocheux de Stabbio di Largario.

Type	Coordonnées	Altitude inf. (m)	Altitude sup. (m)	Superficie (m ²)	Orientation	Lithologie
De versant ; Ice-cored	718800/148720	2240	2600	120'000	N	Orthogneiss ; Paragneiss

Toute la partie frontale porte des signes de grande instabilité; la partie latérale gauche s'est déjà éboulée dans le talweg qui descend sur la gauche du corps du glacier rocheux. Même la partie située sur la droite du front du glacier rocheux est partiellement éboulée (figures 45 et 46). On peut signaler deux niches d'arrachement vers 2200-2300 m d'altitude, à droite et à gauche du front du glacier rocheux, en amont des parties ébouées. Cette altitude correspondrait avec la limite inférieure du pergélisol discontinu (Valenti, 2006).

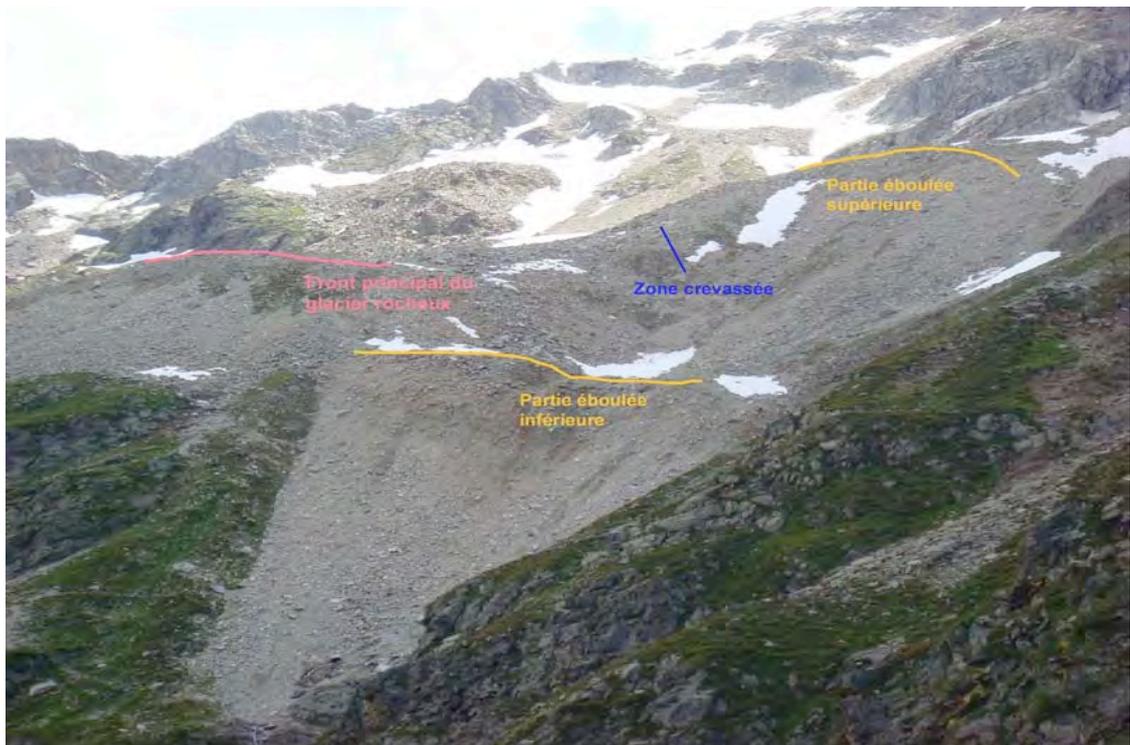


Figure 45: Zones instables du glacier rocheux de Stabbio di Largario. Photo : G. Ramelli.

La présence de matériaux terreux très fins à la surface (sables) laisse penser que cette zone est très active, de plus, dans la partie centrale du glacier rocheux, des crevasses de plusieurs mètres de longueur sont également présentes (figure 46). Ces observations laissent supposer une dégradation du permafrost. Le ride longitudinal bien visible sur la photo aérienne pourrait

indiquer le début d'une phase de déstabilisation importante. L'état actuel du glacier rocheux de Stabbio di Largario est comparable à celui du glacier rocheux du Grueol (VS) au début de la phase de collapse. La formation de crevasses et de rides pendant plus que 25 ans a complètement déstabilisé la formation (Delaloye *et al.*, 2009).

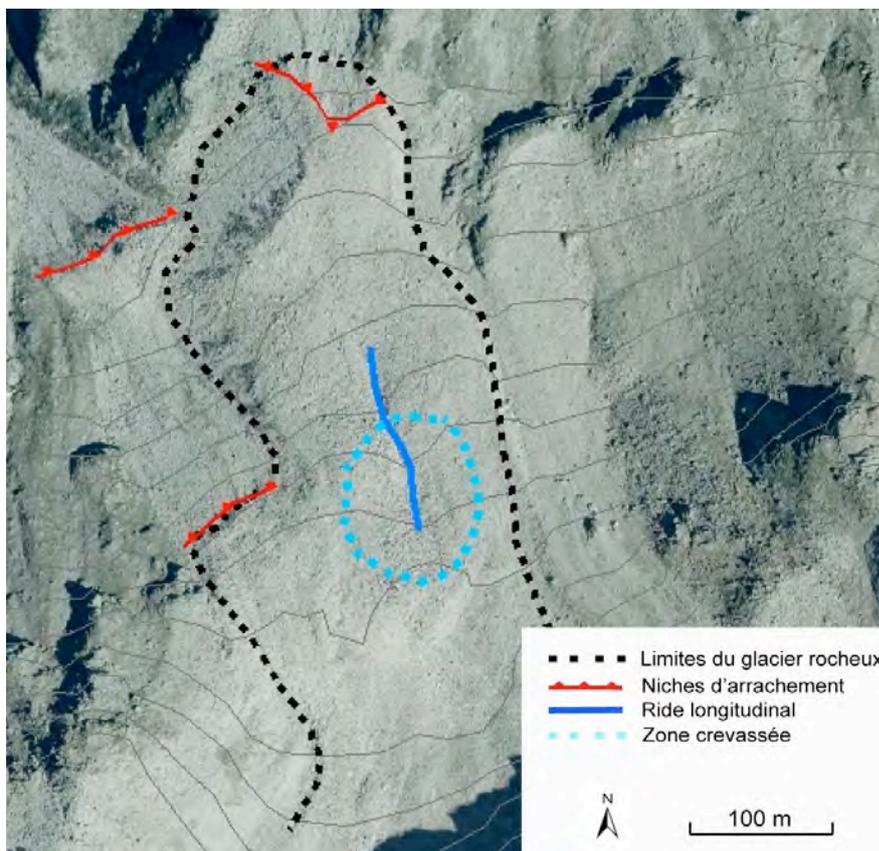


Figure 46: Analyse géomorphologique du glacier rocheux de Stabbio di Largario.

Le front du glacier rocheux est très raide (35-40°) et montre des signes d'instabilité. Les blocs, qui ont une taille métrique, sont très instables, ils chutent et glissent fréquemment. Les lichens et la végétation sont présents sur la partie centrale du front, qui est la partie la plus stable et sont généralement absents sur le corps de la formation.

À l'amont du front très raide, la pente diminue, elle augmente à nouveau vers 2400 m d'altitude, jusqu'aux racines du glacier rocheux qui se situent vers 2500-2600 m. Les racines du glacier rocheux sont placées dans une cuvette: la carte topographique reporte la présence d'un névé permanent vers 2440 m. Dans cette zone, l'inventaire des glaciers des Alpes grisonnes et des régions environnantes signale la présence des restes d'un petit glacier au Petit Âge Glaciaire,

jusqu'en 1973 (Maisch, 1992). La présence d'un glacier sur le site de Stabbio di Largario pendant le Petit Age Glaciaire, laisse penser que le glacier rocheux soit d'origine glaciaire (ice-cored rock glacier, cf. Monnier, 2007) et qu'il contienne encore de la glace sédimentaire. Les raides parois rocheuses situées en amont déchargent beaucoup de matériel détritique et les chutes de pierres sont très fréquentes. Le glacier rocheux est donc continuellement alimenté en matériel détritique.

L'analyse géomorphologique du glacier rocheux de Stabbio di Largario laisse penser que la formation est active et qu'à l'intérieur se trouve du pergélisol en dégradation.

5.2.3 Régime thermique

Le 25.10.2008 quatre capteurs autonomes de type UTL-3 ont été placés sur le glacier rocheux de Stabbio di Largario le long du profil de la formation, à une profondeur comprise entre 0.3 et 1 m environ (voir figure 47). Les loggers ont été retirés le 16.10.2009.

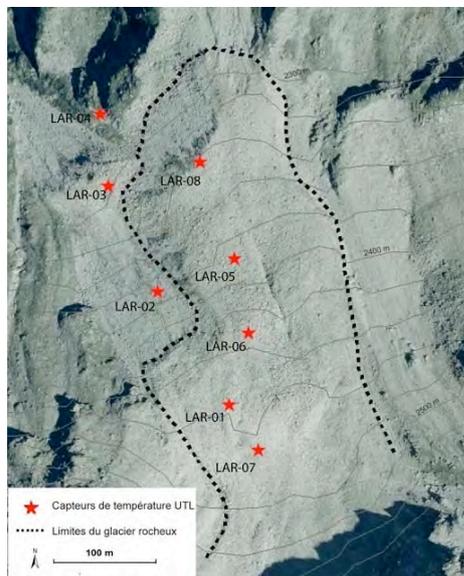


Figure 47: Emplacement des capteurs UTL sur le glacier rocheux de Stabbio di Largario.

Malheureusement, à cause d'un défaut de fabrication des appareils, seules les données du capteurs LAR-05 sont disponibles. Les données des capteurs de la Section Forestière Cantonale

(LAR-01, LAR-02, LAR-03 et LAR-04), qui ont été placés à gauche du glacier rocheux (voir figure 47 et 48), ont été rendues disponibles et sont présentées dans cette étude.

Le capteur LAR-01 affiche les températures les plus froides : les valeurs sont inférieures à -3°C à partir du début de janvier, elles restent au dessous de cette limite jusqu'à la moitié d'avril. Une valeur maximale de -9°C est enregistrée vers la fin de février 2009. À l'emplacement des capteurs LAR-03 et LAR-04 les températures hivernales sont inférieures à -3°C à partir de moitié de février jusqu'à fin avril. Ces températures hivernales relativement froides indiquent que la présence de pergélisol à l'emplacement des capteurs LAR-01, LAR-03 et LAR-04 est probable. La période d'équilibre hivernale est courte, elle se limite au mois de novembre.

Les capteurs LAR-02 et LAR-05, par contre, affichent des températures qui ne descendent pas au-dessous de -1°C . Néanmoins, tenant compte des abondantes chutes de neige qui ont eu lieu pendant l'hiver 2008-2009 (cf. chap. 4.4.) ces températures peuvent indiquer la présence de pergélisol. L'épaisse couche de neige a, dans ce cas-ci aussi, isolé le sol qui n'a pas pu se refroidir après la chaleur estivale. De plus, il faut tenir compte que l'instabilité du terrain a pu influencer le régime thermique du glacier rocheux à l'emplacement de ces deux capteurs.

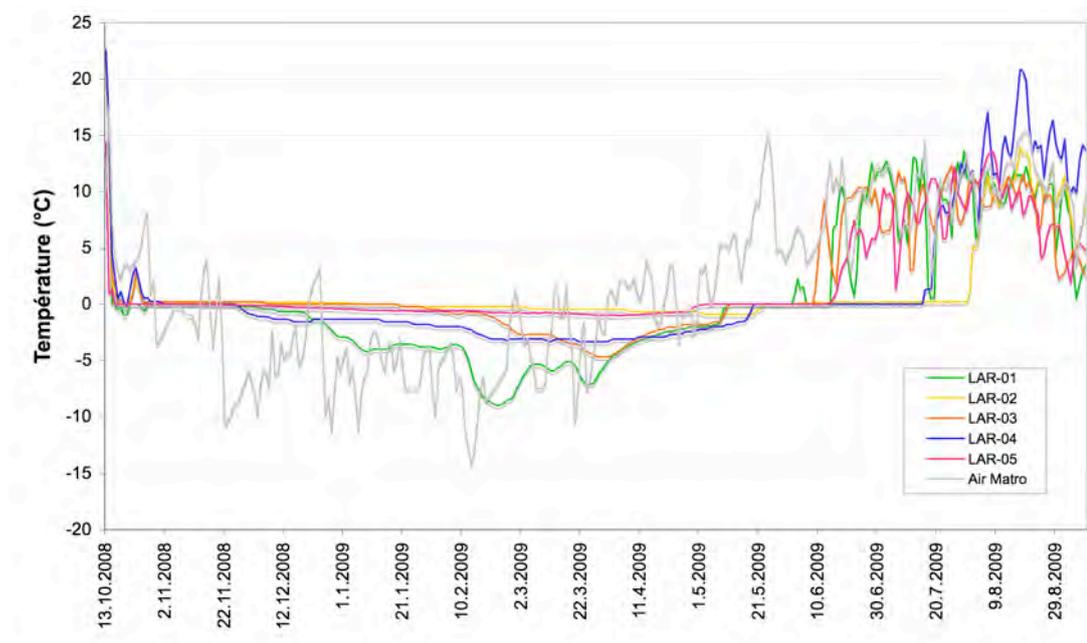


Figure 48: Régime thermique du glacier rocheux de Stabbio di Largario entre octobre 2008 et août 2009. Source: Section Forestière Cantonale.

5.2.4 Structure interne

Sur le glacier rocheux de Stabbio di Largario, vers la moitié du front de la formation, une tomographie électrique avec 48 électrodes a été effectuée en octobre 2009 (figure 49).

À cette date, il avait déjà neigé et probablement le sol avait gelé en surface. Pour cette raison, le couplage entre le sol et les électrodes a été très mauvais, ce qui a causé des problèmes pendant l'acquisition des données par le Syscal. La tomographie résultante est donc marquée par une erreur très importante (36.6%), dont on devra tenir compte dans l'interprétation (figure 49).

Entre 2380 et 2390 m d'altitude, des résistivités comprises entre 100 et 200 k Ω m sont mesurées sous la surface du sol, à 2 m de profondeur. Dans cette zone, qui correspond aussi à la localisation des crevasses, la présence d'une couche de sédiments gelés d'environ 5 mètres d'épaisseur est probable : des résistivités de cet ordre indiqueraient la présence d'un corps de pergélisol sursaturé en glace (cf. Kneisel *et al.*, 2000 ; Hauck *et al.*, 2007) et sont typiques du pergélisol dans les glaciers rocheux (Haeberli et Vonder Mühll, 1996 in : Berthling *et al.*, 1998). Vers 2370 m d'altitude aussi, vers le front du glacier rocheux, les résistivités élevées (200 k Ω m) peuvent indiquer la présence d'une couche de sédiments gelés (pergélisol) de l'épaisseur d'environ 4 mètres. Dans la partie en amont du profil de la tomographie, les résistivités mesurées sont de l'ordre de 20-50 k Ω m. Ces valeurs pourraient indiquer la présence d'un pergélisol avec un contenu en glace de 80%. (cf. Kneisel *et al.*, 2000).

Les résultats de la tomographie obtenue sur le glacier rocheux de Stabbio di Largario semblent indiquer une rupture au milieu du profil. Il semblerait que le corps du pergélisol est séparé en deux parties distinctes : une partie située en amont et une partie plus instable située plus en aval. Cette situation présente des similitudes avec le glacier rocheux du Petit-Vélan (VS). Le glacier rocheux du Petit-Vélan se trouve actuellement dans une phase de déstabilisation. Cette formation présente une rupture évidente au milieu et la partie frontale est complètement déstabilisée. Comme dans le cas du glacier rocheux de Stabbio di Largario, un glacier occupait la partie sommitale de la formation pendant le Petit Âge Glaciaire (cf. Delaloye *et al.*, 2007).

L'erreur qui marque cette tomographie empêche d'aller plus loin dans l'analyse et dans l'interprétation du résultat obtenu. Toutefois on peut prendre en considération l'hypothèse suivante : un corps de pergélisol séparé en deux parties distinctes est présent dans le glacier rocheux. Si les valeurs obtenues ne sont pas erronées, les résistivités comprises entre 100 et 200 k Ω m mesurées dans la partie en aval du profil pourraient indiquer un corps de pergélisol sursaturé en glace ou la présence de glace massive (cf. Kneisel *et al.*, 2000 ; Hauck *et al.*, 2007 ;

Hauck et Vonder Mühl, 2003). Les résistivités comprises entre 20 et 50 k Ω m mesurées dans la partie en amont du profil pourraient indiquer un pergélisol sous saturé en glace.

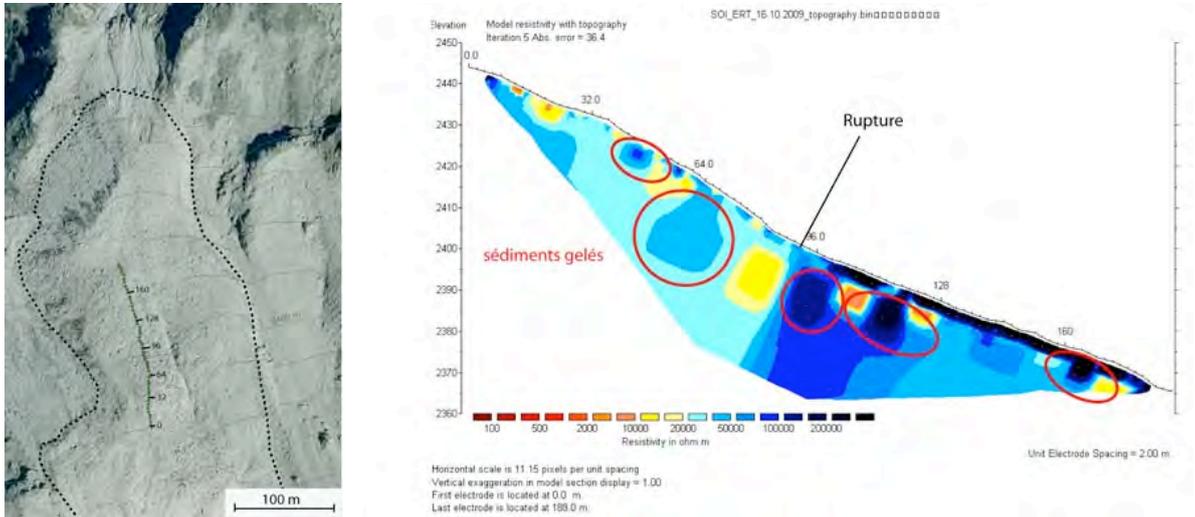


Figure 49: Tomographie électrique effectuée sur le glacier rocheux de Stabbio di Largario le 16.10.2009.

5.2.5 Mouvement et vitesse de déplacement

Les mesures au GPS différentiel ont été effectuées le 10.07.2009 (première campagne de terrain) et le 16.10.2009 (deuxième campagne). Les importantes chutes de neige qui ont eu lieu en octobre 2009, ont empêché de mesurer les points de contrôle (accès dangereux). Suite au déplacement de la base fixe (*reference*), il a été nécessaire de corriger les données en fonction des points 2 et 3 (qui ont été considérés fixes).

Les déplacements du glacier rocheux de Stabbio di Largario, présentés dans le tableau 14 et dans la figure 50 sont à considérer comme des mouvements minimaux et relatifs.

Tableau 14: Mouvements absolus du glacier rocheux de Stabbio di Largario pour la période 10.07.2009-16.10.2009 et vitesse annuelle.

Id	X	Y	Diff. Horiz. (cm)	Diff. Vert. (cm)	Mouvement total (cm)	Vitesse du mouvement horizontal (cma ⁻¹)	Vitesse moyenne (cma ⁻¹)
1	718813.1635	148484.9342	2	-14	14	54	
2	718827.6563	148496.4215	-1	1	2	6	
3	718849.2498	148522.9354	1	-1	2	6	
4	718868.1845	148546.4194	12	-1	12	45	
5	718890.0482	148540.8455	30	1	30	111	
6	718898.2175	148498.1835	28	-5	29	107	
7	718874.8282	148489.1543	31	-9	33	122	
8	718846.4411	148464.2619	16	-8	18	67	
9	718823.2951	148433.8721	15	-17	23	85	
10	718843.1432	148413.5619	11	-10	15	56	
11	718871.7192	148431.9192	16	-3	16	60	
12	718908.3798	148455.535	16	-4	17	63	
13	718935.6162	148457.8957	9	0	9	33	
14	718957.7927	148432.5619	7	-4	8	31	
15	718924.2193	148419.2471	15	-8	17	63	Partie aval
16	718882.3921	148392.9496	19	1	19	71	61
17	718853.5856	148381.3943	13	-2	13	48	
18	718826.3917	148369.155	9	0	9	32	
19	718853.8427	148331.8253	9	-4	10	36	
20	718881.0704	148333.9473	10	2	10	38	
21	718911.0866	148341.2132	12	2	12	44	
22	718941.3794	148354.6002	7	-7	10	37	
24	718955.9459	148261.9958	14	-2	14	54	Partie amont
26	718903.0332	148247.3594	5	-1	6	21	38
							Total
							0.54

Le mouvement total mesuré sur le glacier rocheux de Stabbio di Largario varie entre 10 et 33 cm. Le mouvement vertical (Diff.vert.) est de l'ordre de 0-17 cm.

La vitesse horizontale annuelle mesurée est de l'ordre de 6-122 cma⁻¹ sur l'ensemble de la formation (vitesse moyenne annuelle : 0.54 cma⁻¹). La partie en aval (points 1 à 16) présente une vitesse annuelle moyenne de 67 cma⁻¹, tandis que la partie en amont (points 17 à 26) du glacier rocheux présente une vitesse annuelle moyenne de 38 cma⁻¹. Le glacier rocheux est donc plus rapide dans la partie frontale, où la présence de glace a été soupçonnée par la tomographie électrique (cf. chap. 5.2.4) et où des clairs signes d'instabilité sont visibles à la surface (formation de crevasses, rides longitudinales). Les mouvements les plus rapides ont été enregistrés dans la partie frontale de droite du glacier rocheux : ils sont de 122 cma⁻¹ pour le point 7, de 111 cma⁻¹ pour le point 5 et de 107 cma⁻¹ pour le point 6 (figure 50). La partie centrale du front, par contre, affiche des vitesses de déplacement très peu rapides (6 cma⁻¹ pour les points 2 et 3), ce qui est confirmé également par les interférogrammes InSAR.

L'analyse d'interférogrammes InSAR montre que le glacier rocheux de Stabbio di Largario présente des vitesses de déplacement de quelques cm/mois dans les parties latérales et de quelques dm/mois dans la partie en amont (figure 50). Malheureusement les mesures manquent dans la partie tout en amont du glacier rocheux. Le polygone InSAR situé en amont indique probablement un mouvement vertical très important, dû à la fonte de la glace sédimentaire présente sous le glacier rocheux en cette zone (cf. chap. 5.2.2).

En raison de l'erreur pendant la prise de mesures sur le terrain les valeurs mesurées sur le glacier rocheux de Stabbio di Largario sont à considérer comme minimales. Comme ce glacier rocheux présente des clairs signes d'instabilité (cf. chap. 5.2.2), on peut s'attendre des valeurs réelles beaucoup plus rapides, qui seraient aussi la cause de la formation des crevasses sur ce glacier rocheux. Les glaciers rocheux déstabilisés du Valais présentent souvent des vitesses annuelles de plusieurs mètres par an (Roer *et al.*, 2008). En 2005, sur le glacier rocheux du Petit-Vélan, une vitesse de 7 m a^{-1} a été mesurée (Delaloye *et al.*, 2007), le glacier rocheux de Tsarmine présente des vitesses annuelles comprises entre 1 et 2 m a^{-1} (Lambiel, 2006).

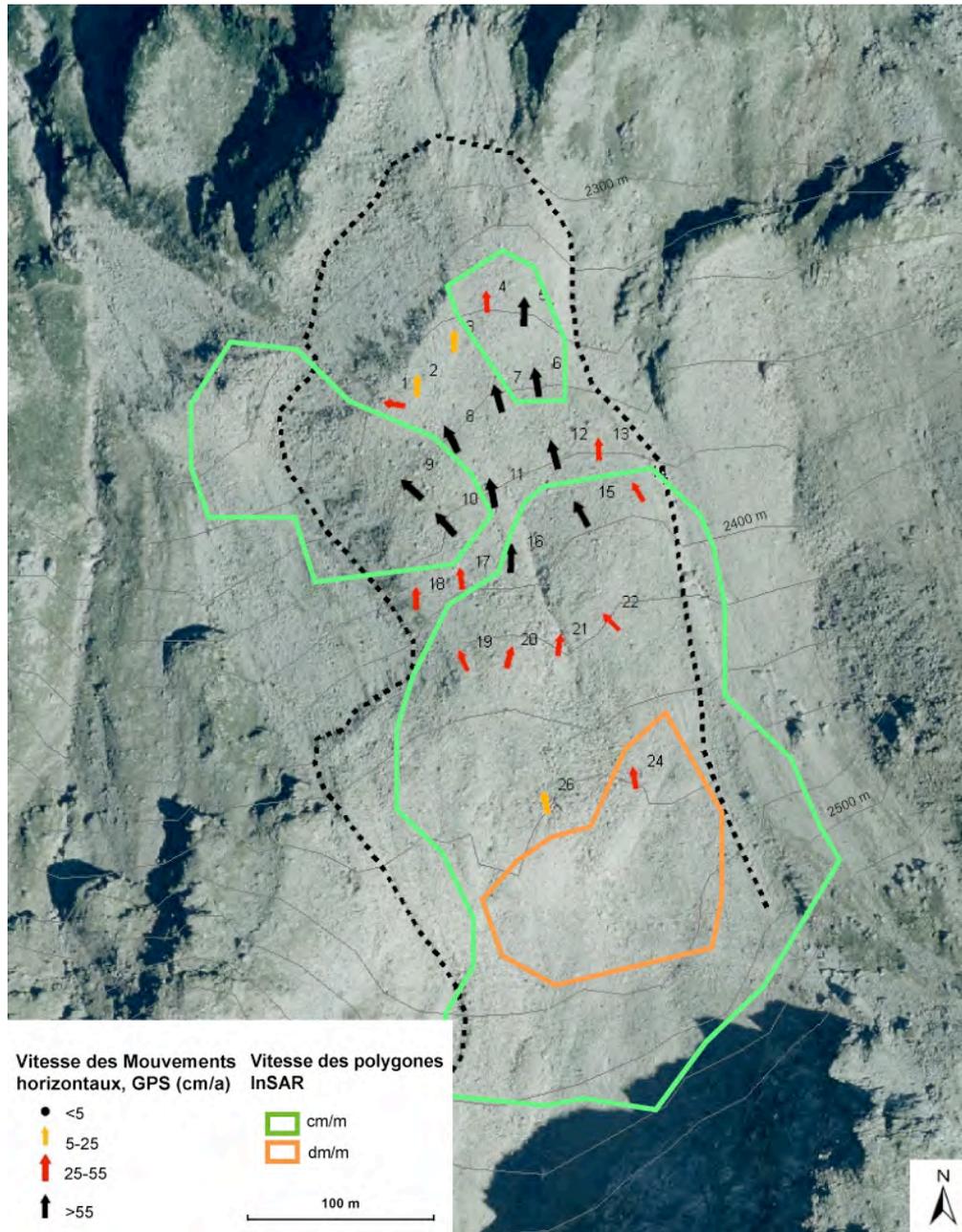


Figure 50: Mouvements sur le glacier rocheux de Stabbio di Largario.

5.3 Le glacier rocheux de Piancabella

Le glacier rocheux de Piancabella est une forme monomorphique et active. La présence de pergélisol à l'intérieur de la formation a été confirmée par les mesures des températures de surface du sol et par un sondage géoélectrique.

5.3.1 Description générale du site

Le site de Piancabella/Alpe di Sceru se situe dans la partie la plus occidentale du massif de la Cima di Gana Bianca, entre le Cima di Gana Rossa et le Cima di Piancabella.

L'accès au site est donné par un sentier pédestre qui part au fond du Val Malvaglia, en direction de la Cabane Quarnei, qui constitue l'un des accès possibles au sommet de l'Adula, le plus élevé du Canton. En 1½ h de marche environ on arrive au front du glacier rocheux de Piancabella, situé au fond d'un vallon glaciaire au dessus de l'Alpe di Sceru (vallée de Sceru).

Parmi les trois sites étudiés, celui de Piancabella /Alpe di Sceru est le plus riche en formes glaciaires et périglaciaires souvent complexes.

Depuis l'Alpe di Sceru, situé à 1968 m d'altitude, la partie occidentale du vallon est caractérisée par de nombreuses formes mixtes de glaciers rocheux fossiles, de moraines et d'éboulis, qui sont parfois difficiles à distinguer. Un imposant glacier rocheux fossile au front double (nommé Sceru I, cf. Scapozza et Reynard, 2007) se trouve directement en amont de l'alpage de Sceru (voir figure 51). Cet énorme glacier rocheux fossile se prolonge presque jusqu'au fond de la vallée de Sceru.

Le long du vallon, à environ 2200 m d'altitude, une forme particulière se présente. Sa forme typique laisse penser qu'il s'agit d'un glacier rocheux fossile, au front peu raide et caractérisé par de nombreuses dépressions thermokarstiques. Le cordon qui se prolonge en amont très étroit et bien défini, laisse par contre penser plutôt à une moraine (voir figures 52A et 52B). Cette deuxième hypothèse est prise en considération dans cette étude ; par conséquent la forme a été cartographiée comme un cordon morainique (voir figure 53).

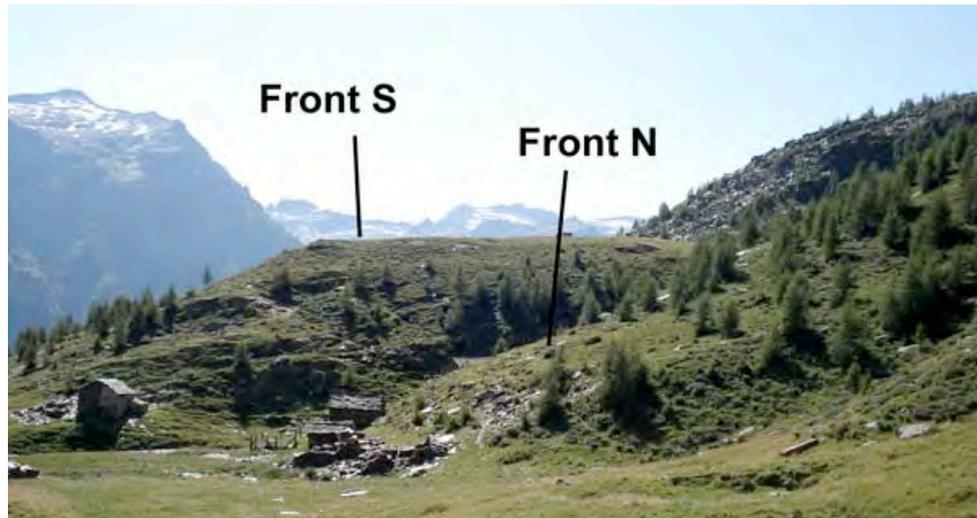


Figure 51: Le front double du glacier rocheux de Sceru I. Photo: C. Scapozza.

Des roches moutonnées affleurent surtout dans la partie orientale de la vallée, les éboulis sont présents partout aux pieds des parois rocheuses. Vers les 2300 m d'altitude on peut observer d'autres formes typiques du domaine périglaciaire: les pierres redressées (figure 52C). Ces formes n'ont pas été marquées sur la carte géomorphologique, car elle sont considérées un élément de détail qui ne rentre pas dans l'échelle d'analyse choisie.



Figure 52: Le front (A) et le cordon (B) de la moraine située vers 2200 m dans le vallon de Sceru ; et les pierres redressées (C). Photos: G. Ramelli.

Sur le fond du cirque glaciaire, aux pieds du sommet Cima di Piancabella se situe le glacier rocheux de Piancabella.

Le site de Piancabella/Alpe di Sceru présente une lithologie différente par rapport aux deux sites décrits plus haut. La couleur rougeâtre (d'où le nom *Cima di Gana Rossa*, qui signifie Sommet de l'éboulis rouge) laisse penser à une forte composante de minéraux riches en fer.

La figure 53 présente la cartographie géomorphologique du site de Piancabella/Aple di Sceru au 1 :25'000 réalisée pendant l'été 2009.

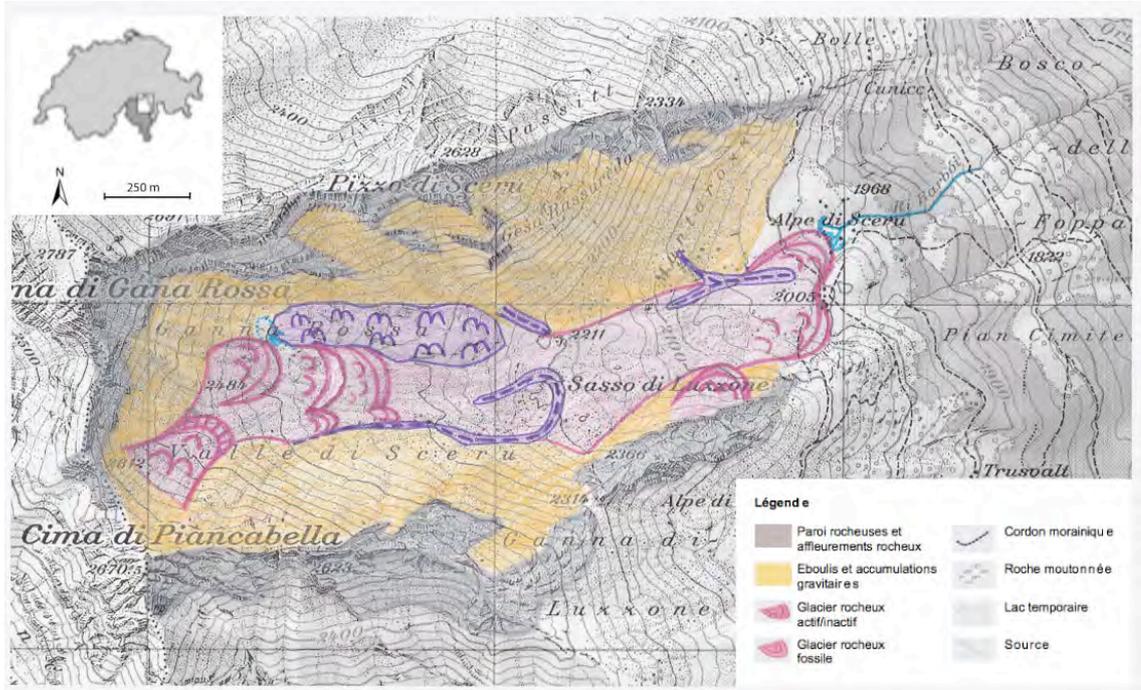


Figure 53: Cartographie géomorphologique du site de Piancabella/Aple di Sceru.

5.3.2 Analyse géomorphologique

Le glacier rocheux de Piancabella (voir figure 54), situé à la fin du vallon de Sceru au pied du sommet Cima di Piancabella, est de type *de versant* (cf. Scapozza et Reynard, 2007). Son front, orienté vers NE, se situe à une altitude de 2440 m.

Les caractéristiques générales du glacier rocheux de Piancabella sont présentées dans le tableau 15.

Tableau 15: Caractéristiques générales du glacier rocheux de Piancabella.

Type	Coordonnées	Altitude inf. (m)	Altitude sup. (m)	Superficie (m ²)	Orientation	Lithologie
De versant ; Monomorphique	720250/145650	2440	2600	45'000	NE	Paragneiss



Figure 54: Le glacier rocheux de Piancabella. Photo : G. Ramelli.

Parmi les trois glaciers rocheux étudiés, celui de Piancabella est le plus homogène. Il s'agit en effet d'un glacier rocheux monomorphique (cf. Frauenfelder et Käab, 2000), dont les caractéristiques sont peu variables sur l'ensemble de la formation.

Le front du glacier rocheux a une pente d'environ 30-35°, la taille des blocs est décimétrique et la végétation est absente. Des lichens sont présents sur le corps du glacier rocheux, mais seulement en forme sporadique. Sur le corps du glacier rocheux, la taille des blocs est métrique.

Des bourrelets arqués (sillons de compression transversaux) sont bien visibles sur la formation, surtout à la fin du printemps, quand la neige reste amassée dans les dépressions entre les sillons. Au total, 5 bourrelets parallèles (perpendiculaires à la pente du glacier rocheux) ont été relevés (figure 55). Les racines de l'appareil se perdent dans les éboulis de la *Cima di Piancabella*.

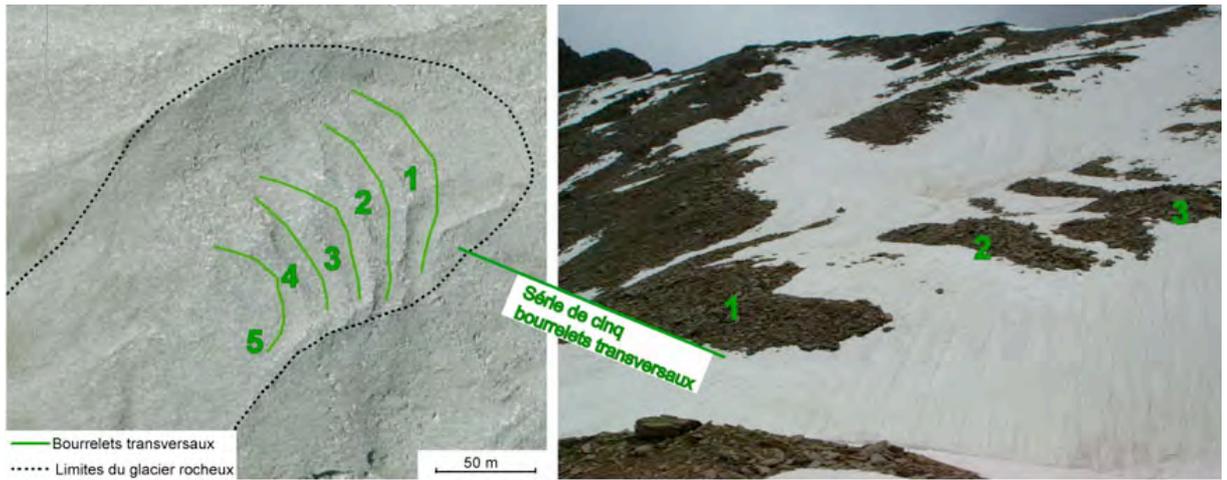


Figure 55: Sillons transversaux sur le glacier rocheux de Piancabella. Photo de droite: G. Ramelli

Des études sur la structure interne, le régime thermique, l'âge et l'hydrogéologie de ce glacier rocheux y sont menées depuis 2006 (voir par exemple Scapozza *et al.*, 2008 ; Scapozza *et al.*, 2010).

À l'ouest, une petite vallée sépare le glacier rocheux de l'éboulis de Piancabella. Cet éboulis a aussi été l'objet de différentes mesures de géophysique. L'éboulis est très raide (pente $>30^\circ$) et le matériel n'est pas consolidé. Des blocs de taille métrique se trouvent dans une matrice de taille décimétrique.

5.3.3 Régime thermique

Sur le glacier rocheux de Piancabella, des capteurs de température sont en fonction depuis 2006. Pour cette étude, cinq capteurs de type UTL ont été utilisés (figure 56). Les appareils SCE-02 et SCE-09 sont situés juste en amont du front, SCE-03 est localisé un peu plus en amont, vers le centre de la formation et SCE-10 se trouve vers la fin du corps du glacier rocheux. Le capteur SCE-04, enfin, se situe dans les racines du glacier rocheux. Les données de température mesurées, montrent une claire différence interannuelle (figure 57).

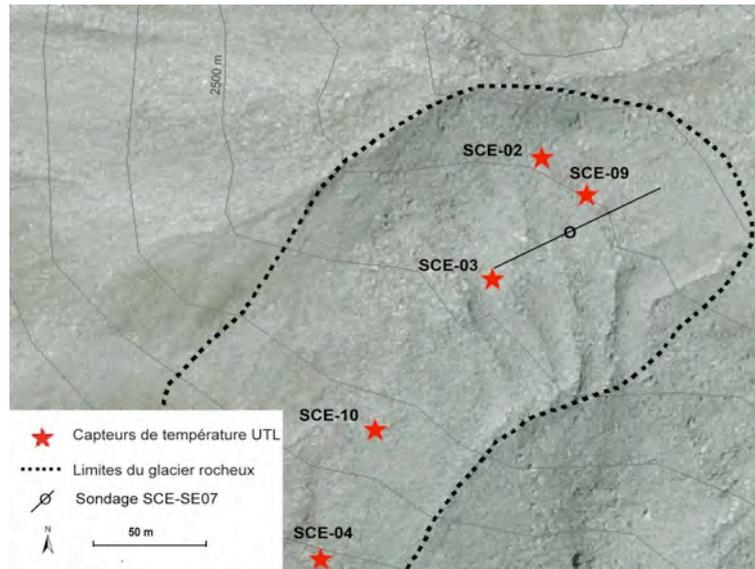


Figure 56: Capteurs de température et sondage géoélectrique sur le glacier rocheux de Piancabella.

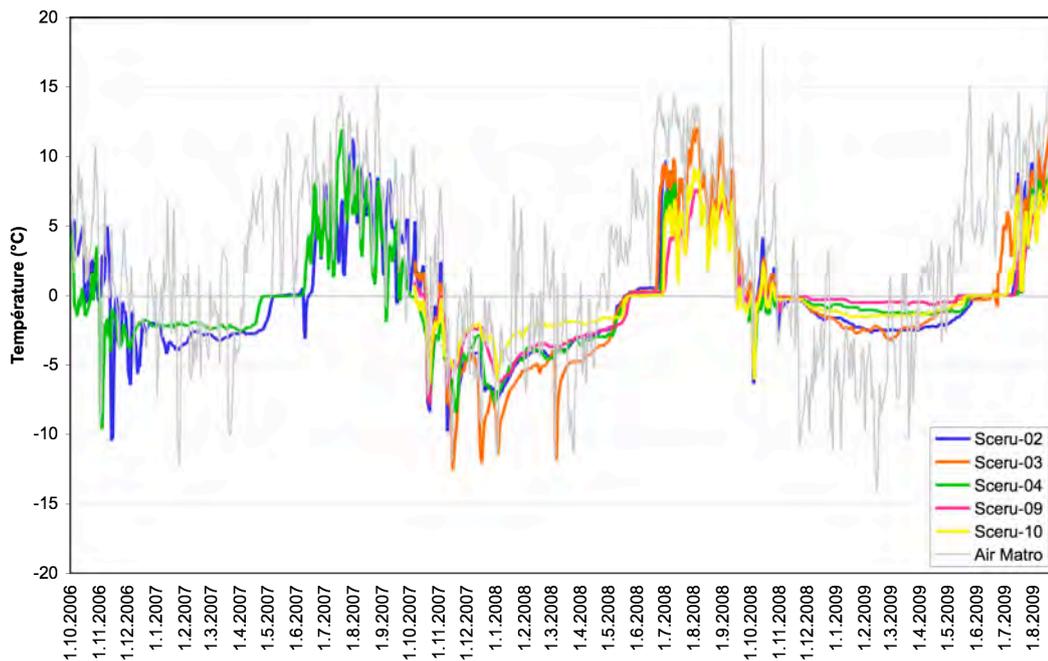


Figure 57: Régime thermique du glacier rocheux de Piancabella pendant la période 2006-2009.

Pendant l'hiver 2006-2007 les fluctuations hivernales des températures ont été peu importantes, en raison d'une couverture neigeuse épaisse et continue. Au Sud des Alpes cet hiver-là fut caractérisé par des températures très chaudes et par des précipitations excédentaires (MétéoSuisse, 2010). L'hiver 2007-2008, au contraire, montre des fluctuations très marquées.

En effet, pendant l'hiver 2007-2008, les chutes de neige ont été peu importantes voir déficitaires (MétéoSuisse, 2010), par conséquent la couverture neigeuse n'a pas été assez épaisse pour permettre une bonne isolation thermique du sol. De ce fait, les pics de froid des températures du sol ont suivi ceux de l'air.

Pendant l'hiver 2008-2009, les fluctuations des températures hivernales ont été presque nulles (figures 57 et 58), en raison de la couverture neigeuse qui a été très épaisse et continue le long de la saison (abondantes chutes de neige pendant cet hiver-ci, voir chap.4 4.) : cela a permis au sol de rester isolé en état d'équilibre thermique hivernal.

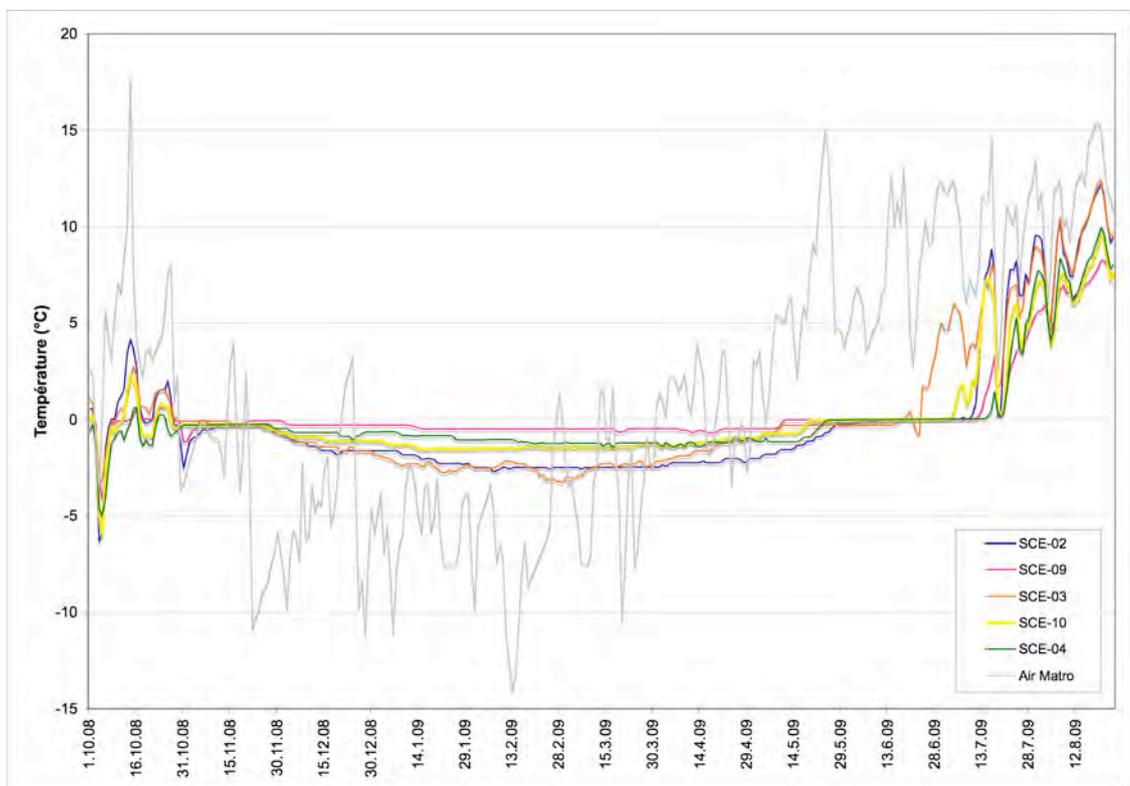


Figure 58: Régime thermique du glacier rocheux de Piancabella pendant l'hiver 2008-2009.

Les températures les moins froides ont été enregistrées par SCE-09, avec un minimum de -0.7°C vers la fin du mois d'avril. Compte tenu de l'effet isolant de la couverture neigeuse, la présence de pergélisol en cette zone est retenue probable. Les capteurs SCE-04 et SCE-10 montrent des températures hivernales assez stables autour -1.2 respectivement de -1.5°C . Les températures les plus froides (-3°C) ont été enregistrées à l'emplacement du capteur SCE-03, situé au sommet d'un bourrelet de fluage, où la neige a des difficultés à s'accumuler à cause de

l'action du vent. L'emplacement du capteur pourrait expliquer la variabilité des températures mesurées (épaisseur de neige insuffisante pour bien isoler le sol).

En synthèse les mesures de l'état thermique du sol indiqueraient qu'à l'intérieur du glacier rocheux de Piancabella le pergélisol est probable. Il s'agit d'un pergélisol froid au sens de Delaloye (2004 ; voir aussi chap. 2.2.1)

5.3.4 Structure interne

Sur le glacier rocheux de Piancabella, un sondage géoélectrique en configuration de Schlumberger a été effectué en 2008 (cf. Scapozza *et al*, sous presse). Il a été effectué longitudinalement, au centre de la partie frontale du glacier rocheux (figure 56).

Les résultats du sondage montrent une stratigraphie en trois couches: une couche peu résistante (5 k Ω m), jusqu'à 4 m de profondeur, suivie par une couche plus résistante (47 k Ω m), située à une profondeur comprise entre 4 et 21 m et par une autre couche très peu résistante (1 k Ω m), en profondeur, à partir de 21 m (figure 59).

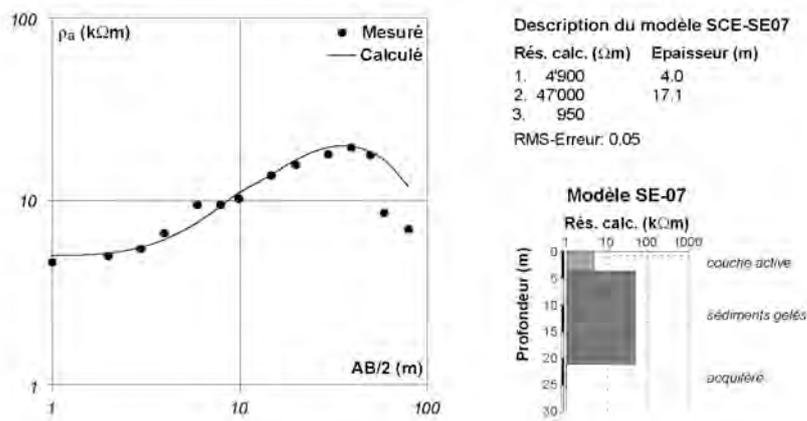


Figure 59: Sondage géoélectrique sur le glacier rocheux de Piancabella.
 Source: Scapozza *et al.*, sous presse.

Une résistivité de 5 k Ω m, mesurée pour la première couche, est typique des accumulations sédimentaires (cf. chap. 3.3.1) et correspond à la couche active du pergélisol. La deuxième

couche montre une résistivité de 47 k Ω m, cette valeur est typique des sédiments gelés, qui ont généralement une résistivité comprise entre 10 et 500 k Ω m. Cette deuxième couche correspond au corps du pergélisol. D'après Delaloye et Devaud (in : Reynard et al., 1999) une résistivité de cet ordre est typique d'un glacier rocheux actif dont la glace est issue du regel des eaux d'infiltration. Enfin la troisième couche, qui a une résistivité de moins de 1 k Ω m montre probablement la présence d'un aquifère, à partir d'une profondeur d'environ 21 m.

En résumé, ce sondage montre la présence d'un pergélisol situé au dessous d'une couche active de 4 m d'épaisseur et au dessus d'un niveau très humide situé en profondeur. Ce sondage pourrait aussi montrer le réchauffement d'un pergélisol depuis la surface (courbe-type D), au sens de la classification des courbes typiques des sondages géoélectriques de Delaloye (2004 ; voir aussi chap. 3.3.2.2).

5.3.5 Mouvement et vitesse de déplacement

Les mesures effectuées au GPS différentiel ont eu lieu le 26.06.2009 (première campagne de terrain) et le 11.10.2009 (deuxième campagne). Les résultats sont présentés dans le tableau 16.

Les mesures effectuées au GPS différentiel montrent que le glacier rocheux de Piancabella, sur la période de mesure 26.06.2009-11.10.2009, présente un mouvement total compris entre 4 et 15 cm. Les mouvements sont de l'ordre de 7 cm sur le front, de 4-8 cm dans la partie centrale et de 4-15 cm vers les racines du glacier rocheux. On peut noter que le mouvement vertical est positif dans presque tous les cas, jusqu'à +8 cm (point 21, voir tableau 16). Seulement au point 3 une dépression de -7 cm est mesurée. Cela pourrait être expliqué par un problème technique pendant la prise des mesures (lié à la réception des satellites) ou par la dynamique dont les blocs du glacier rocheux bougent, glissent, tombent et fluent.

La vitesse annuelle moyenne du mouvement horizontal est de 22.7 cm a^{-1} pour l'ensemble de la formation. La vitesse est plus importante vers les racines du glaciers rocheux, où elle est de plus de 25 cm a^{-1} (avec un maximum de 51 cm a^{-1} au point 21) (voir figure 60). La partie centrale et frontale présentent une vitesses de déplacement très variable de l'ordre de 5-25 cm a^{-1} . Sur le front la vitesse varient entre 23-24 cm a^{-1} , tandis qu'au centre de la formation elles est plus variable entre 13 et 28 cm a^{-1} . On peut aussi noter que les mouvements sont généralement plus importants au milieu du glacier rocheux, tandis que vers les bords extérieurs ils sont généralement plus faibles.

Tableau 16 Mouvements absolus du glacier rocheux de Piancabella pour la période 26.06.2009-11.10.2009 et vitesse annuelle. Tout mouvement total inférieur ou égal à 3 cm n'a pas été considéré dans l'analyse (ces points sont soulignés en gris).

Id	X	Y	Diff. Horiz. (cm)	Diff. Vert. (cm)	Mouvement total (cm)	Vitesse du mouvement horizontal (cma-1)	Vitesse moyenne (cma-1)	
controle-1	720171.7764	145691.4494	2	0	2	3		
controle-2	720150.9515	145741.9168	-2	0	2	3		
1	720173.6773	145638.6036	6	4	7	23		
2	720184.2081	145624.279	-2	0	2	7		
3	720204.7279	145607.7811	-1	-7	7	24	Sillon 1	
4	720209.1412	145586.5018	-3	-1	3	11	23.5	
5	720195.3556	145568.5707	2	3	3	11		
6	720175.3653	145592.0991	0	-1	1	5		
7	720161.8424	145605.45	-1	-1	1	05	Sillon 2	
8	720145.0134	145622.2113	6	-1	6	20	20	
9	720138.3063	145611.9269	6	5	8	28		
10	720148.1403	145581.8638	5	4	7	22		
11	720157.6312	145561.3235	0	-2	2	8	Sillon 3	
12	720161.7478	145544.5222	0	4	4	13	21	
13	720147.818	145531.0274	1	0	1	05		
14	720135.8823	145550.9013	7	2	7	25		
15	720133.219	145573.2379	-1	1	1	4		
16	720118.1844	145592.8015	4	1	4	13	Sillon 4	
17	720098.8804	145599.1457	3	1	3	11	19	
18	720107.586	145561.476	4	0	4	15		
19	720120.5667	145537.9127	2	1	2	7	Sillon 5	
20	720132.2061	145516.0502	3	2	4	12	13.5	
21	720101.6202	145491.3506	13	8	15	51		
22	720064.168	145517.9261	9	6	10	36		
23	720016.8258	145545.1486	0	-4	4	14		
							Total	22.7

Les bourrelets transversaux qui caractérisent la partie frontale de la formation présentent une vitesse de déplacement très variable et inhomogène, ce qui peut être à l'origine de cette morphologie en « plis ». Le premier sillon présente un mouvement moyen de $23,5 \text{ cma}^{-1}$, le deuxième de 20 cma^{-1} , le troisième de 21 cma^{-1} , le quatrième de 19 cma^{-1} et le dernier de $13,5 \text{ cma}^{-1}$ (tableau 16 et figure 60). La direction du mouvement vers amont de certains blocs pourrait être due à la morphologie des bourrelets du glacier rocheux, avec des blocs qui peuvent glisser le long du versant du sillon en direction de l'amont.

L'analyse d'interférogrammes InSAR (cf. S. Mari, données non publiées) sur le glacier rocheux de Piancabella montre que la formation est active et révèle une vitesse de déplacement de l'ordre de quelques centimètres par an (figure 60). Ces données sont confirmées par les mesures effectuées au GPS différentiel.

Une vitesse de l'ordre de 20 cm a^{-1} est comparable avec celle du Glacier rocheux du Col de Chassoure, au Valais (cf. Lambiel, 2006). La morphologie de ces deux glaciers rocheux est très similaire et on peut nommer les similitudes suivantes : la surface est caractérisée par une succession de bourrelets (ondulations), la taille des blocs est métrique (souvent pluri métrique), l'aspect est bombé et les lichens recouvrent certaines zones. On peut avancer l'hypothèse que, comme dans le cas du glacier rocheux du col de Chassoure, la taille des blocs (et donc la porosité élevée de la couche active) garantit la conservation du pergélisol et des températures relativement froides. Un pergélisol froid (cf. chap. 5.3.3) peut être à l'origine des mouvements lents mesurés sur le glacier rocheux de Piancabella.

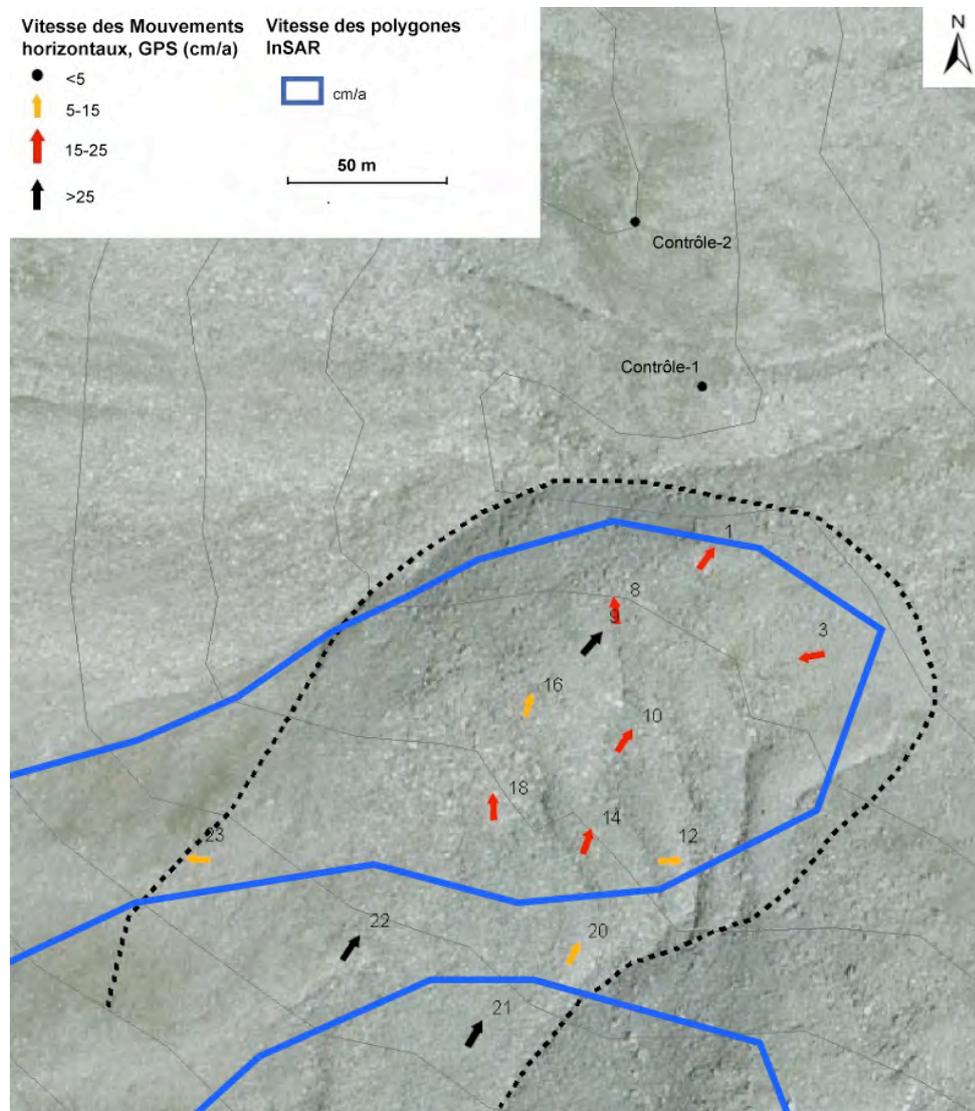


Figure 60: Mouvements sur le glacier rocheux de Piancabella.

5.4 Age des glaciers rocheux: datation relative et calibration

Les mesures au marteau de Schmidt ont permis de faire une première datation des glaciers rocheux étudiés. Les glaciers rocheux de Pièi et de Stabbio di Largario se sont formés pendant l'Holocène ; les deux lobes du glacier rocheux de Pièi appartiennent à deux générations différentes. Le glacier rocheux de Piancabella s'est formé pendant le Tardiglaciaire ; devenu inactif pendant la Période Chaude Médiévale, il s'est probablement réactivé après le Petit Âge Glaciaire.

Les résultats des mesures effectuées au marteau de Schmidt sont présentés dans ce chapitre. Dans le chapitre 5.4.1 les résultats sont présentés sous forme relative : aux glaciers rocheux il n'est donc pas assigné un âge en années. Des considérations sont faites sur l'âge relatif de chaque formation : les différences d'âge sont présentées. Dans le chapitre 5.4.2 il a été essayé de calibrer les âges relatifs sur des valeurs absolues. Un âge en cal ka BP a ainsi été calculé pour chaque formation étudiée. Comme les sites de Stabbio di Largario et de Pièi présentent une lithologie très similaire, les données ont pu être traitées parallèlement. Le site de Piancabella/Alpe di Sceru, puisqu' il se caractérise par une lithologie différente, a été traité séparément.

5.4.1 Datation relative : chronologies

La datation relative ne donne pas un âge aux glaciers rocheux, mais elle permet d'ordonner chronologiquement les différents sites de mesure (et les différentes formations).

Chronologie des sites de Pièi et de Stabbio di Largario

Au site de Pièi, six stations de mesures ont été choisies. Trois se situent sur le lobe inférieur principal (PIE-LOB1), deux sur le lobe supérieur (PIE-LOB2) et une sur une roche moutonnée devant le glacier rocheux (figure 61). Au site de Stabbio di Largario, on a choisi cinq stations de mesures : quatre sur le glacier rocheux et une sur une roche moutonnée située à côté de la formation (figure 61)

Les valeurs-R calculées pour chaque station sont présentées dans le tableau 17. Les figures 62 et 63 montrent les résultats des mesures.

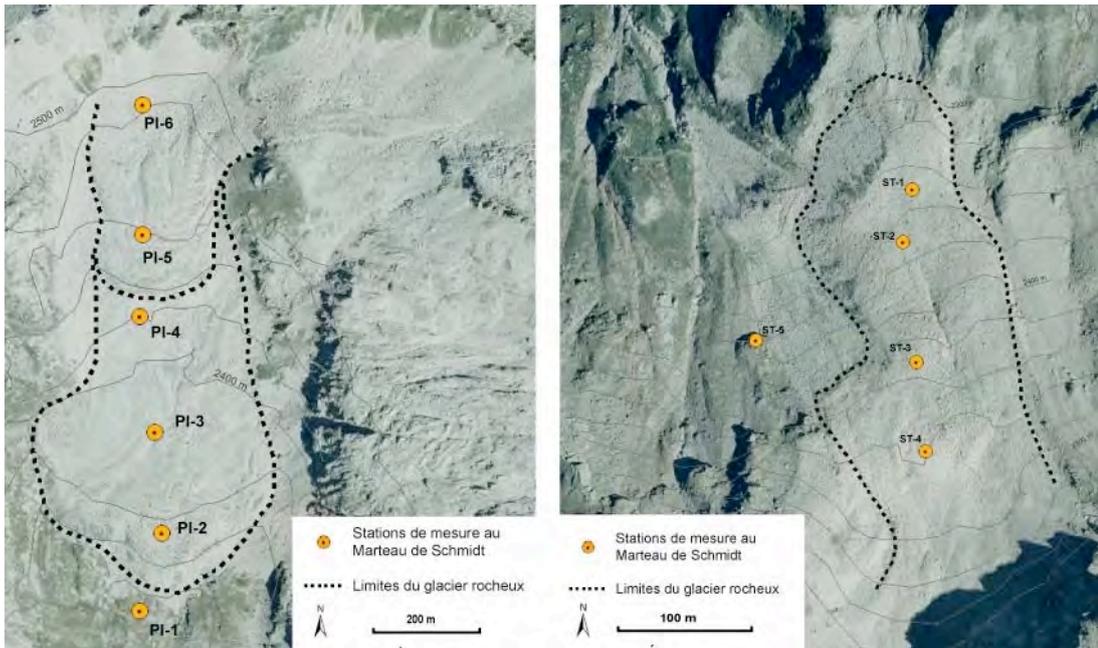


Figure 61: Stations de mesure au marteau de Schmidt sur le glacier rocheux de Pièi (à gauche) et sur celui de Stabbio di Largario (à droite).

Tableau 17: Stations de mesure aux sites de Pièi et de Stabbio di Largario et valeurs mesurées.

Site	Station	Description	X	Y	Altitude (m)	Valeur-R	Ecart-type	Intervalle de confiance 95%
Pièi	PI-1	Roche moutonnée	718695	147020	2335	45	5	1.76
	PI-2	PIE-LOB1	718725	147125	2375	55	4	1.07
	PI-3	PIE-LOB1	718715	147260	2390	55	3	0.80
	PI-4	PIE-LOB1	718695	147415	2420	57	4	1.09
	PI-5	PIE-LOB2	718700	147525	2460	57	3	0.79
	PI-6	PIE-LOB2	718700	147700	2485	57	3	0.79
Stabbio Largario	ST-1	Glacier rocheux actif	718875	148515	2350	56	3	0.75
	ST-2	Glacier rocheux	718865	148455	2370	57	3	0.77
	ST-3	Glacier rocheux	718880	148320	2430	59	3	0.79
	ST-4	Glacier rocheux	718890	148220	2470	60	4	1.00
	ST-5	Roche moutonnée	718700	148345	2450	48	6	1.86

Sur le glacier rocheux de Pièi, les valeurs-R moyennes sont comprises entre 55 et 57 (tableau 15 et figure 62). On peut noter que l'âge de la formation décroît en fonction de la distance du front : à l'emplacement des deux stations situées vers le front du lobe principal du glacier rocheux (PI-2 et PI-3) la valeur-R est de 55, tandis qu'à l'emplacement des deux stations situées vers les racines, sur le lobe supérieur, elle est de 57. A l'emplacement de la station PI-4 la valeur-R est de 57, même si la zone appartient au lobe inférieur. Il peut se faire que, vu que cette station se trouve en proximité du front du lobe PIE-LOB2, des blocs provenant de la

formation supérieure soient tombés jusqu'à l'emplacement de la station de mesure PI-4 : cela pourrait expliquer le résultat aberrant.

Les intervalles de confiance (95%) des valeurs-R, entre les stations du lobe inférieur et celles du lobe supérieur, ne se superposent pas sur le graphique (mis à part la station PI-4, explication ci-dessus). La différence d'âge entre les deux lobes du glacier rocheux de Pièi peut être considérée significative. Les roches moutonnées situées en aval du front du glacier rocheux de Pièi sont significativement plus vieilles par rapport à la formation : sur le graphique, les intervalles de confiance 95% des valeurs-R ne se superposent pas avec ceux des autres stations de mesure. La valeur-R est de 45, considérablement inférieure.

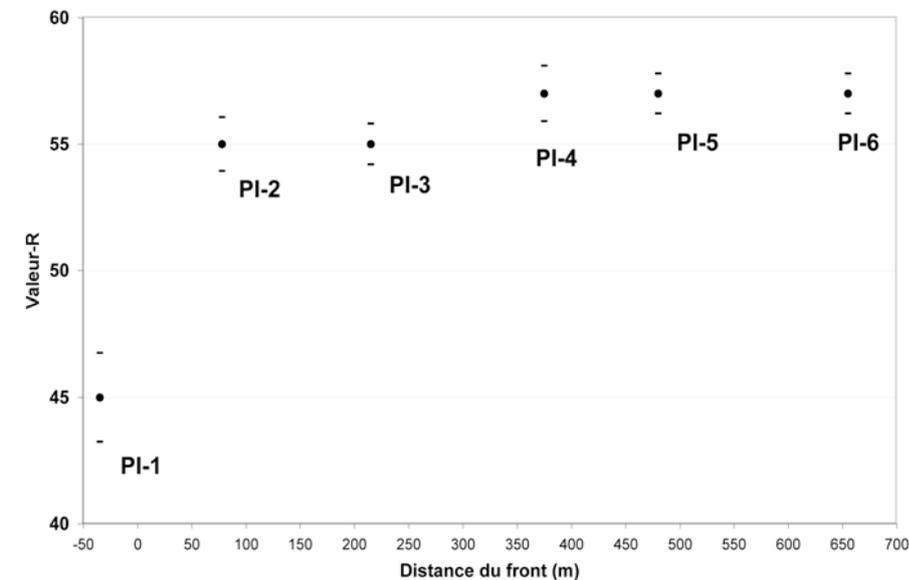


Figure 62: Valeurs-R mesurées (moyenne et intervalle de confiance 95%) sur le glacier rocheux de Pièi.

Sur le glacier rocheux de Stabbio di Largario l'âge décroît en fonction de l'altitude : à partir du front vers les racines de la formation, la valeur-R croît continuellement (figure 63). Elle est de 56 à la station plus en aval (ST-1) et de 60 à la station plus en amont (ST-4). Au milieu de la formation les valeurs-R sont de 57 (station ST-2) et de 59 (station ST-3). Entre les stations de mesure ST-2 et ST-3 les intervalles de confiance des valeurs-R ne se superposent pas sur le graphique. La différence d'âge est considérée comme statistiquement significative entre l'aval (stations ST-1 et ST-2) et l'amont du glacier rocheux (stations ST-3 et ST-4). Entre les stations ST-1 et ST-2 et les stations ST-3 et ST-4, par contre, les intervalles de confiance 95% se superposent graphiquement. Dans ces deux cas la différence d'âge ne peut pas être considérée

statistiquement significative. On peut toutefois noter une tendance du décroissement de l'âge. A la station ST-5, située sur une roche moutonnée, une valeur-R de 48 est mesurée. L'âge est significativement plus jeune par rapport à toutes les autres stations de mesure situées sur le glacier rocheux.

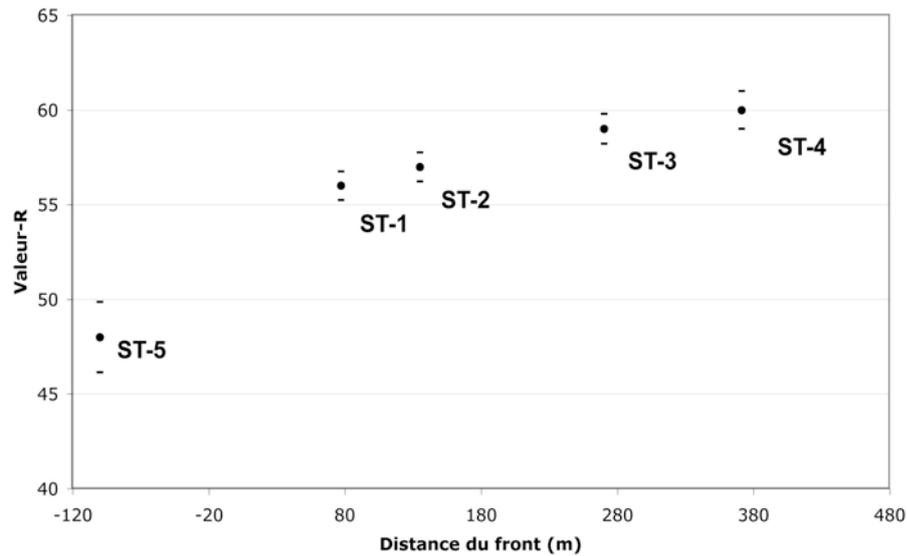


Figure 63: Valeurs-R mesurées (moyenne et intervalle de confiance 95%) sur le glacier rocheux de Stabbio di Largario.

Les mesures au marteau de Schmidt effectuées sur les deux glaciers rocheux montrent la même tendance : un décroissement d'âge en fonction de la distance du front. Les résultats obtenus confirment aussi les hypothèses déjà faites pour ce qui concerne le glacier rocheux de Pièi : les deux lobes de la formation appartiennent à deux générations différentes: le lobe PIE-LOB1 s'est formé en premier, le lobe PIE-LOB2 s'est formé après. Enfin, les deux glaciers rocheux ont commencé à se former pendant des périodes très proches. Le glacier rocheux de Stabbio di Largario a commencé à se former après le lobe PIE-LOB1 et avant le lobe PIE-LOB2. Le décalage de la date de formation entre le glacier rocheux de Pièi et celui de Stabbio di Largario peut être expliquée par la situation topographique des deux formations. Les deux glaciers rocheux se situent à la même altitude, sur deux versants opposés du même massif. Sur le versant orienté au Sud, sur lequel se trouve le glacier rocheux de Pièi, les glaciers ont dû se retirer avant par rapport au versant Nord. De ce fait, le glacier rocheux de Pièi a pu se développer avant. Sur le versant orienté au Nord, qui profite de l'ombrage des parois rocheuses, les glaciers ont disparu beaucoup plus tard, ce qui expliquerait le retard de formation du glacier rocheux de Stabbio di Largario.

Chronologie du site de Piancabella/Alpe di Sceru

Au site de Piancabella/Alpe di Sceru, les stations de mesure au marteau de Schmidt ont été choisies sur de nombreuses formes périglaciaires décrites dans le chapitre 5.3.1. Dans cette étude, les résultats des mesures effectuées sur le glacier rocheux de Piancabella et sur l'éboulis de Gana Rossa sont présentés. En total, sept stations de mesure se trouvent sur les deux formations (figure 64 et tableau 18).



Figure 64: Stations de mesure au site de Piancabella/Alpe di Sceru.

Tableau 18: Stations de mesure et valeurs mesurées pour le site de Piancabella/Alpe di Sceru.

Site	Station	Description	x	y	Altitude (m)	Valeur-R	Ecart-type	Intervalle de confiance 95%
Piancabella	PB-1	Base du front du glacier rocheux	720215	145650	2450	53	4	1.17
	PB-2	Glacier rocheux actif/inactif	720175	145615	2480	46	5	1.43
	PB-3	Glacier rocheux actif/inactif	720135	145575	2500	50	4	1.04
	PB-4	Glacier rocheux actif/inactif	720085	145505	2530	54	3	0.81
Gana Rossa	GR-1	Eboulis	720095	145665	2460	53	3	0.79
	GR-2	Eboulis	719985	145655	2515	53	3	0.82
	GR-3	Eboulis	719935	145630	2550	54	4	1.0

On peut noter que l'âge du glacier rocheux de Piancabella décroît en fonction de la distance du front (figure 65). A la station PB-2, située derrière le front du glacier rocheux, la valeur-R mesurée est de 46. La valeur-R est de 50 au milieu (PB-3) et de 54 vers les racines (PB-4) de la formation. Les intervalles de confiance 95% ne se superposent pas sur le graphique : la différence d'âge est significative entre les trois stations de mesure. A l'emplacement de la première station de mesure (PB-1) située devant le front du glacier rocheux on remarque une inversion : l'âge mesuré est plus bas et pas plus haut, comme on s'attendrait. Il est possible que la neige s'accumule au pied du glacier rocheux où le replat est favorable à sa persistance. La longue permanence de la neige dans cet endroit peut rajeunir la valeur-R mesurée, vue que la surface reste exposée à l'atmosphère pendant une période plus courte et l'altération est réduite. Une autre possibilité est que des blocs tombés du front se soient accumulés au pieds de la formation. Comme les mesures ont été effectuées sur cinq blocs, il est toutefois peu probable que les résultats reflètent cette situation.

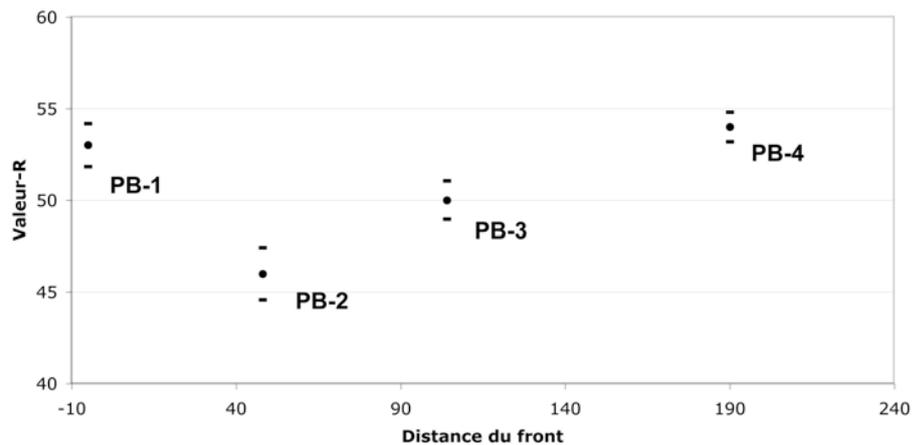


Figure 65: Valeurs-R mesurées (moyenne et intervalles de confiance 95%) sur le glacier rocheux de Piancabella

Sur l'éboulis de Gana Rossa la tendance est beaucoup moins évidente (figure 66) : on peut toutefois noter que l'âge diminue en amont de la formation et augmente aux pieds de l'éboulis. La valeur-R est de 53 aux pieds et au milieu de l'éboulis (stations GR-1 et GR-2) ; vers les racines de l'éboulis, par contre, (station GR-3) la valeur-R mesurée est de 54. La différence d'âge entre les stations de mesure n'est pas significative, vu que les intervalles de confiance 95% se superposent sur le graphique.

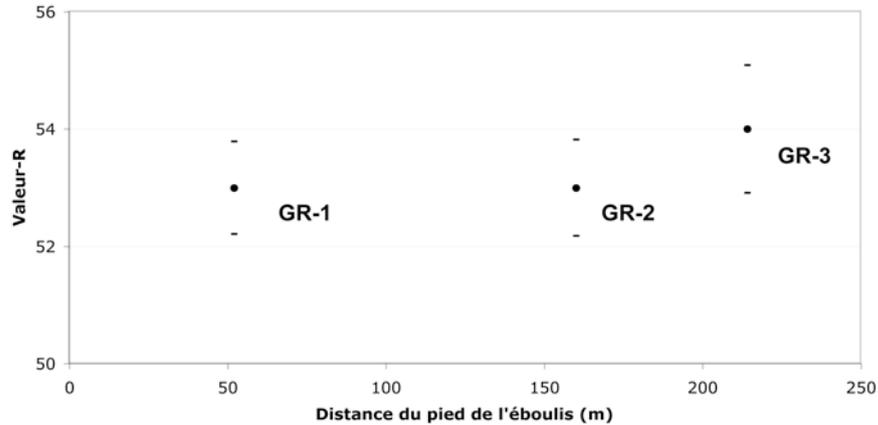


Figure 66: Valeurs-R mesurées (moyenne et intervalles de confiance 95%) sur l'éboulis de Gana Rossa

Les mesures au marteau de Schmidt montrent que le glacier rocheux de Piancabella est plus vieux par rapport à l'éboulis de Gana Rossa, situé à côté. Les racines des deux formations semblent avoir le même âge.

5.4.2 Datation absolue : propositions de calibration

Calibration des âges pour les sites de Pièi e de Stabbio di Largario

La calibration des âges en fonction des valeurs-R mesurées a été établie sur la base de trois stations de mesure d'âge connu. La première station de référence (PI-1) se situe sur des roches moutonnées en aval du front du glacier rocheux de Pièi. D'après les reconstructions de l'histoire glaciaire et périglaciaire du massif de la Cima di Gana Bianca (cf. Scapozza et Fontana, 2009), on peut attribuer à ces roches (valeur-R =45) un âge de 14.5 ± 1.7 cal ka BP, ce qui correspond à la période du Dryas Ancien du Tardiglaciaire. La deuxième station de référence se situe en amont du glacier rocheux de Stabbio di Largario (ST-4). D'après les reconstructions de Maisch (1992), cette zone était encore englacée pendant le Petit Age Glaciaire (PAG). A cette surface (valeur-R=60) est attribué un âge de 0 ± 1 cal ka BP. Enfin, la troisième station de référence (ST-5) se situe sur une paroi rocheuse, à laquelle est attribué un âge de 12 ± 1.7 cal ka BP, ce qui correspond à la période du Dryas Moyen du Tardiglaciaire. (cf. Scapozza et Fontana, 2009).

La régression linéaire calculée sur la base des trois stations de référence est représentée sur la figure 67. L'âge calibré de toutes les stations de mesure des sites de Pièi et de Stabbio di Largario a été calculé avec la formule de cette régression linéaire. Les résultats sont présentés dans la figure 67 et résumés dans le tableau 19.

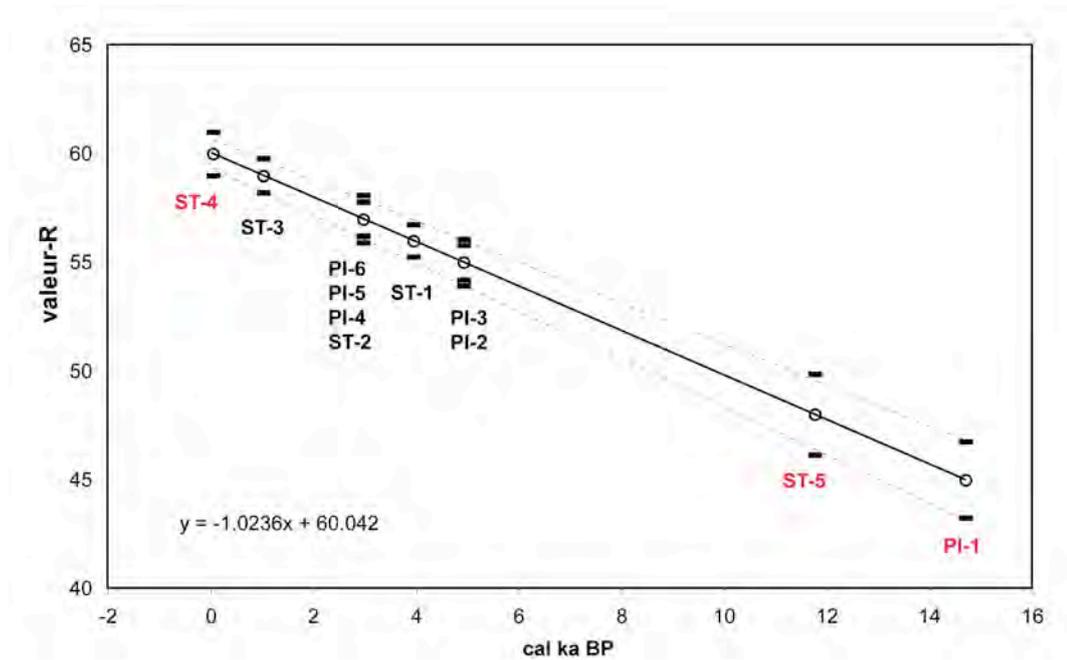


Figure 67: Ligne de calibration et équation de la régression linéaire qui explique la relation entre la valeur-R et l'âge pour les glaciers rocheux de Pièi et de Stabbio di Largario. Les trois stations de référence sont marquées en rouge.

Tableau 19: Age calibré pour le glacier rocheux de Pièi et pour celui de Stabbio di Largario. Les trois stations de référence sont marquées en rouge.

Site	Station	Description	Cal ka BP	Erreur
Pièi	PI-1	Roches moutonnées du Tardiglaciaire	14.7	1.7
	PI-2	PIE-LOB1	4.9	1
	PI-3	PIE-LOB1	4.9	0.8
	PI-4	PIE-LOB1	3.0	1.1
	PI-5	PIE-LOB2	3.0	0.8
	PI-6	PIE-LOB2	3.0	0.8
Stabbio di Largario	ST-1	Glacier rocheux actif	3.9	0.7
	ST-2	Glacier rocheux actif	3.0	0.8
	ST-3	Glacier rocheux actif	1.0	0.8
	ST-4	Glacier rocheux actif	0	1.0
	ST-5	Paroi rocheuse du tardiglaciaire	11.8	1.8

On constate que les deux lobes du glacier rocheux de Pièi appartiennent à deux générations différentes, le lobe PIE-LOB1 étant le plus vieux. L'âge calibré est de 4.9 ± 1 cal ka BP pour le lobe inférieur et de 3 ± 2.2 cal ka BP pour le lobe supérieur. Le glacier rocheux de Stabbio di Largario a un âge compris entre 3.9 ± 0.8 (front) et 0 ± 1 (racines) cal ka BP.

La calibration proposée montre que le glacier rocheux de Pièi et celui de Stabbio di Largario ont commencé à se former pendant les premières phases de l'Holocène, ou au plus tard après l'optimum climatique de l'Atlantique (terminé environ vers 5 cal ka BP). Le lobe supérieur du glacier rocheux de Pièi se serait développé pendant le Subboreal, chronozone qui succède à l'Atlantique et qui s'est terminé vers 2 cal ka BP.

Calibration des âges pour le site de Piancabella/Alpe di Sceru

Les deux stations de référence pour calibrer les âges en fonction de la valeur-R ont été choisies au sommet de l'éboulis de Gana Rossa (GR-3, valeur-R=54) et sur un glacier rocheux fossile de Sceru 1 (SC1-1, valeur-R=49). À la première station de référence est assigné un âge de 0 ± 3.2 cal ka BP, à la deuxième de 14.5 ± 1.6 cal ka BP qui correspond au Dryas Ancien (Tardiglaciaire) (cf. Scapozza et Fontana, 2009).

Les âges calibrés des autres stations de mesure ont ensuite été calculés au moyen de la formule de la régression linéaire présentée sur le graphique (figure 68). Les résultats de la calibration sont présentés dans le tableau 20.

On peut noter que le glacier rocheux de Piancabella a un âge compris entre 23.2 ± 4.1 (front) et 0 ± 2.3 (racines) cal ka BP. D'après la calibration proposée, ce glacier rocheux a dû commencer à évoluer pendant le Tardiglaciaire (Pleistocène Supérieur) et il est entré dans une phase d'inactivation à la fin de la Période Chaude Médiévale) (MWP 790 ± 120 cal BP, cf. Scapozza *et al.*, 2010). L'âge jeune calculé aux racines de la formation indique probablement que le glacier rocheux s'est réactivé pendant ou après le Petit Age Glaciaire.

L'éboulis de Gana Rossa est beaucoup plus jeune : il a un âge compris entre 2.9 ± 2.4 (base) et 0 ± 3.2 cal ka BP (racines). Il a donc dû commencer à évoluer pendant l'Holocène, après l'optimum climatique de l'Atlantique.

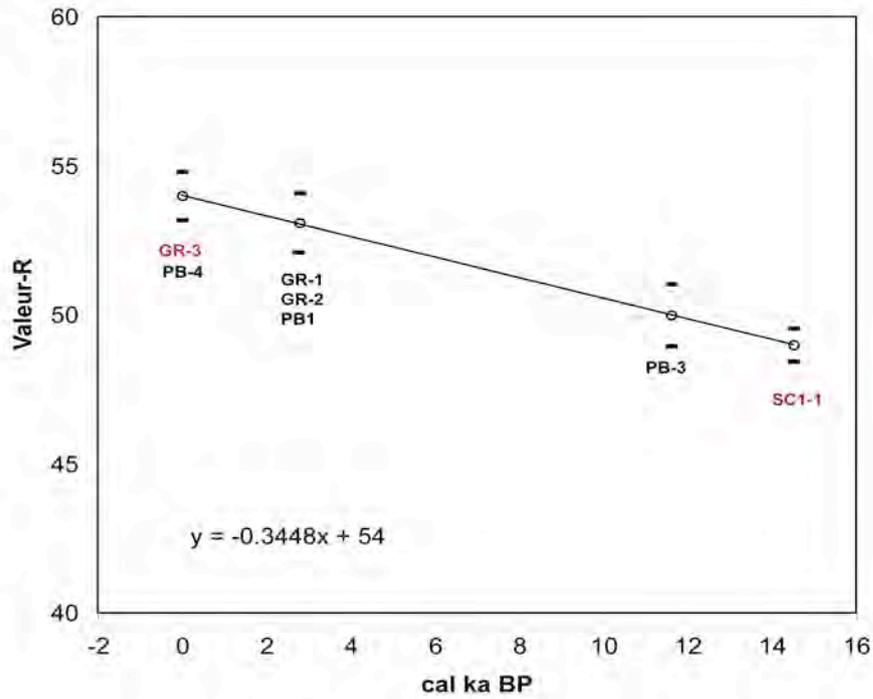


Figure 68: Ligne de calibration et équation de la régression linéaire qui explique la relation entre la valeur-R et l'âge pour le glacier rocheux de Piancabella et l'éboulis de Gana Rossa. Les deux stations de référence sont marquées en rouge.

Tableau 20: Age calibré des formes périglaciaires de la vallée de Sceru. Les deux stations de référence sont marquées en rouge.

Site	Station	Description	Cal ka BP	Erreur
Piancabella	PB-1	Base du front du glacier rocheux	2.9	3.4
	PB-2	Glacier rocheux actif/inactif	23.2	4.1
	PB-3	Glacier rocheux actif/inactif	11.6	3
	PB-4	Glacier rocheux actif/inactif	0	2.3
Gana Rossa	GR-1	Eboulis	2.9	2.4
	GR-2	Eboulis	2.9	2.4
	GR-3	Eboulis	0	3.2
Sceru	SC1-1	Glacier rocheux fossile	14.5	1.6

6. Discussion

6.1 Structure interne et vitesse de déplacement des glaciers rocheux étudiés

Grâce à l'analyse géomorphologique et aux mesures de géophysique (monitoring thermique de surface, géoélectrique GPS différentiel) il a été possible de caractériser la structure interne et les mouvements des trois glaciers rocheux étudiés. La combinaison de plusieurs méthodes de prospection s'est révélée être une stratégie très efficace, qui a permis de formuler des hypothèses sur la base de la mise en relation des différentes données obtenues. Les résultats sont toutefois encore partiellement incomplets, en raison de certains facteurs qui ont influencé les mesures. De nombreux problèmes de type techniques et liés aux appareils (comme dans le cas des capteurs de température) ou des erreurs pendant la prise des mesures (souvent liées aux conditions climatiques et morphologiques extrêmes de la zone d'étude), ont compromis la qualité des données récoltées sur le terrain. Il faut souligner le fait que les trois glaciers rocheux étudiés se situent aux alentours de 2300 d'altitude et qu'on peut y arriver seulement à pied après plusieurs heures de marche. Les appareils de mesure sont souvent très lourds, ce qui rend difficile la répétition et la correction des mesures pendant une période très courte (l'été 2009 a été très court, dans la zone d'étude la neige a disparu tard et sa réapparition tôt).

Le glacier rocheux de Pièi

Les mesures effectuées sur le glacier rocheux de Pièi ont mené à la conclusion que la formation est active et qu'elle contient de la glace. Les deux lobes (PIE-LOB1 et PIE-LOB2) présentent des mouvements de l'ordre de quelque centimètre par an. La vitesse plus rapide mesurée sur le lobe PIE-LOB1 est probablement due à une température près du point de fusion des sédiments gelés (Lambiel et Delaloye, 2004), ce qui est confirmé aussi par les mesures de température de la surface du sol. Les sondages géoélectriques semblent indiquer la présence d'une couche de sédiments gelés dans le lobe PIE-LOB1. La résistivité de la couche gelée est très faible (5 k Ω m), ce qui est probablement dû à un très bas contenu en glace et à une température pas trop froide. Comme le glacier rocheux de Pièi se situe près de la limite inférieure du pergélisol discontinu alpin, on peut toutefois considérer que la résistivité mesurée indique la présence d'un niveau gelé (cf. Ikeda, 2006). La couche de sédiments gelés est probablement très discontinue et hétérogène, ce qui serait confirmé aussi par l'analyse géomorphologique de la formation. Les rides longitudinales relevées font penser à des dépressions thermokarstiques, dues à la fonte de la glace en profondeur. Il est donc légitime de penser que le pergélisol à l'intérieur du glacier rocheux se trouve en phase de dégradation. Il faut souligner que le glacier rocheux de Pièi se situe à 2300 m d'altitude sur un versant orienté au Sud. La présence d'un pergélisol chaud et en

dégradation est fort probable. Les résultats des observations et des mesures effectuées sur le glacier rocheux de Pièi, avec leur interprétation, sont résumés dans le tableau suivant.

Tableau 21: Synthèse des analyses effectuées sur le glacier rocheux de Pièi et interprétation.

Lobe	Analyse géomorphologique	Régime thermique	Structure interne	Mouvements horizontaux	Conclusion
PIE-LOB1	Inactif	Pergélisol probable	Pergélisol probable	Actif	Pergélisol probable
PIE-LOB2	Actif	Données non disponibles	Pergélisol improbable	Actif	Pergélisol probable

Le glacier rocheux de Stabbio di Largario

Le glacier rocheux de Stabbio di Largario est une forme très active et instable. Cela est démontré par les nombreux signes visibles sur le terrain (partie frontale éboulée, matériaux fins à la surface sur le front, zone crevassée) et par les mesures effectuées au GPS différentiel qui relèvent des mouvements minimaux de l'ordre de plusieurs décimètres par an. Les températures de la surface du sol montrent que le pergélisol est probable à l'intérieur de la formation, une valeur minimale de -9°C a été mesurée. La tomographie électrique semble confirmer la présence de pergélisol dans la formation : un corps gelé semble en effet être présent dans la partie médiane du glacier rocheux et dans le front, où des résistivités comprises entre 100 et 200 $\text{k}\Omega\text{m}$ ont été mesurées (valeurs typiques du pergélisol dans les glaciers rocheux, cf. Haeberli et Vonder Mühll, 1996 in : Berthling *et al.*, 1998). Il est probable que la glace contenue dans le glacier rocheux dérive, en partie, du glacier qui recouvrait le cirque de Stabbio di Largario au Petit Âge Glaciaire. Cette hypothèse n'a pas pu être confirmée par la tomographie électrique effectuée. Les crevasses situées dans la partie centrale du glacier rocheux laissent penser que le pergélisol se trouve en état de dégradation. L'interprétation des résultats et des observations effectuées sur le glacier rocheux de Stabbio di Largario est résumée dans le tableau 22.

Tableau 22: Synthèse des analyses effectuées sur le glacier rocheux de Stabbio di Largario et interprétation.

Analyse géomorphologique	Régime thermique	Structure interne	Mouvements horizontaux	Conclusion
Actif /déstabilisé	Pergélisol probable	Pergélisol probable	Actif	Pergélisol probable

Le glacier rocheux de Piancabella

Le glacier rocheux de Piancabella, contrairement aux hypothèses avancées par Scapozza et Reynard (2007), est actif : les mesures aux GPS différentiel ont permis de relever des mouvements de l'ordre de quelques centimètres par an. La présence de pergélisol à l'intérieur de la formation a été confirmée par les températures de la surface du sol et par le sondage géoélectrique. Les observations et des mesures effectuées sur le glacier rocheux de Piancabella avec leur interprétation sont résumées dans le tableau suivant (tableau 23).

Tableau 23: Synthèse des analyses effectuées sur le glacier rocheux de Piancabella et interprétation.

Analyse géomorphologique	Régime thermique	Structure interne	Mouvements horizontaux	Conclusion
Actif	Pergélisol probable	Pergélisol probable	Actif	Pergélisol probable

Synthèse

Les trois glaciers rocheux étudiés présentent des caractéristiques générales qui sont comparables avec celles d'autres formes périglaciaires des Alpes et des régions européennes. Le pergélisol semble être présent à l'intérieur des trois glaciers rocheux et les valeurs des résistivités mesurées sont en concordance avec celles obtenues par d'autres auteurs (voir par exemple Kneisel *et al.*, 2000 ; Hauck *et al.*, 2007 ; Haeberli et Vonder Mühl, 1996 in : Berthling *et al.*, 1998 ; Ikeda, 2006 ; Reynard *et al.*, 1999).

Les vitesses de déplacement des trois glaciers rocheux étudiés sont comparables avec celles des glaciers rocheux des Alpes, qui présentent souvent des vitesses de déplacement comprises entre quelques décimètres et un mètre par an, voire plus (Haeberli, 1985, Lambiel et Dealoye, 2004 ; Lambiel, 2006). Le glacier rocheux de Stabbio di Largario montre un déplacement beaucoup plus marqué, qui pourrait être comparable avec les déplacements de certains glaciers rocheux déstabilisés du Valais (voir par exemple Lambiel *et al.*, 2006 ; Roer, 2005 ; Roer *et al.*, 2008). La présence de crevasses, les deux niches d'arrachement et les parties éboulées indiquent que ce glacier rocheux se trouve dans une phase de déstabilisation. On pourrait même penser à un comportement de « surge » (cf. Delaloye *et al.*, 2007), mais des données du mouvement fiables ne sont pour le moment pas disponibles pour confirmer cette hypothèse. Pour l'instant, avec les données à disposition, on peut dire que le glacier rocheux de Stabbio di Largario se trouve dans une phase de déstabilisation précoce, qui va probablement évoluer dans le temps. Il est aussi

probable que le glacier qui occupait la partie des racines du glacier rocheux pendant le Petit Âge Glaciaire, ait influencé le régime thermique et la dynamique de la formation. Les interrelations entre glacier et glaciers rocheux peuvent donc avoir engendré des processus très complexes, qui ont mené à la situation de déstabilisation actuelle (cf. Delaloye *et al.*, 2007).

Dans le cas du glacier rocheux de Pièi, les mouvements horizontaux mesurés au GPS différentiel ne correspondent pas avec ceux des polygones InSAR. La non correspondance entre les mesures au GPS et l'analyse des images satellitaires peut être due à la différente période de mesure. Enfin, la présence de lichens sur les blocs des glaciers rocheux n'est pas un indice univoque de l'inactivité de la formation. Le lobe inférieur du glacier rocheux di Pièi, par exemple, est en grande partie recouvert par les lichens et par de la végétation et pourtant il bouge. La formation de lichens peut à la limite indiquer une activité réduite ou des mouvement relativement constants et homogènes.

6.2 Âge des glaciers rocheux étudiés

Les mesures au marteau de Schmidt ont permis premièrement de déterminer une chronologie relative des glaciers rocheux étudiés. Au moyen des régressions linéaires calculées sur la base de stations de référence avec un âge connu, il a en outre été possible d'estimer l'âge de chaque formation.

Le glacier rocheux de Pièi et celui de Stabbio di Largario datent de l'Holocène et ils se sont probablement formés pendant ou après l'optimum climatique de l'Atlantique. Le lobe supérieur du glacier rocheux de Pièi a probablement commencé à recouvrir la formation principale pendant le Subboreale. Le fait que même la partie radicale du glacier rocheux de Pièi date de l'Holocène, laisse supposer que la formation soit destinée à l'inactivation. Apparemment il n'y a plus d'alimentation en matériel détritique (absence de blocs jeunes aux racines du glacier rocheux), puisque ce glacier rocheux n'a pas bougé beaucoup après la période du Subboreale. Cette période pourrait indiquer la fin de l'aggradation du pergélisol dans la formation.

Les racines du glacier rocheux de Stabbio di Largario montrent que cette partie de la formation est très jeune. Elle n'a pu se former qu'après la disparition du glacier, qui au Petit Age Glaciaire occupait encore le cirque. Les mouvements assez rapides et la grande instabilité du glacier rocheux de Stabbio di Largario peuvent être le résultat d'une réactivation ou d'une accélération pendant les dernières décennies. Les lichens et la végétation qui occupent une partie du front témoignent d'une phase relativement calme et caractérisée par des déplacements très faibles.

Le glacier rocheux de Piancabella est beaucoup plus vieux. La date de sa formation se situe dans le Tardiglaciaire. Après une phase d'inactivation, ce glacier rocheux s'est réactivé après le Petit Age Glaciaire.

D'après Frauenfelder et al. (2005) la plupart des glaciers rocheux actifs ont un âge minimal compris entre 3'000 et 5'000 ans. La datation des trois glaciers rocheux présentée dans cette étude est donc cohérente. Il semblerait que la deuxième partie de l'Holocène (l'optimum climatique de l'Atlantique en particulier) ait été caractérisée par la formation ou par la réactivation des glaciers rocheux actuellement actifs (voir aussi Scapozza *et al.*, sous presse).

Le marteau de Schmidt s'est relevé être une méthode efficace pour la datation des formes périglaciaires de l'Holocène. Pour cette période, les morpho-stratigraphies et les séries glaciaires sont souvent très sommaires, elles sont bien documentées seulement pour le Petit Age Glaciaire. Le marteau de Schmidt permet de combler les séries chronologiques manquantes

(Scapozza *et al.*, sous presse). Il semblerait en effet que, pour la datation des formes du Tardiglaciaire au moyen du marteau de Schmidt, il faut compter une marge d'erreur plus grande : la précision des mesures est généralement plus faible. La valeur-R mesurée est en effet très peu variable sur les surfaces jeunes, qui ont des caractéristiques assez homogènes. Les surfaces vieilles, qui ont été soumises aux facteurs climatiques pendant des longues périodes, sont beaucoup plus inhomogènes en raison de l'altération des minéraux et de leur composition chimique. Par conséquent les valeurs-R sont beaucoup plus variables et donc la marge d'erreur plus grande (Mattews et Owens, 2009 ; Scapozza *et al.*, sous presse). La datation au marteau de Schmidt, basée essentiellement sur une calibration au moyen d'une régression linéaire, a toutefois des limites. L'hypothèse d'une relation linéaire entre l'altération d'une surface et le temps ne peut pas être assurée (Mattews et Owens, 2009 ; Kellerer-Pirklbauer, 2008).

Pour conclure, le marteau de Schmidt est un outil applicable pour la datation relative et absolue des formes périglaciaires et glaciaires. La marge d'erreur et les incertitudes liées à la méthode doivent toutefois être prises en compte dans l'interprétation des résultats : la combinaison du marteau de Schmidt avec d'autres méthodes de datation permet de calibrer les résultats.

7. Conclusion et perspectives

Conclusions

Cette étude a permis de mieux comprendre la structure, la dynamique et l'âge des trois glaciers rocheux étudiés, même si dans certains cas les données sont peu fiables ou incomplètes. Une synthèse des résultats des mouvements et du régime thermique des trois glaciers rocheux est présentée dans Ramelli *et al.* (sous presse). Les trois glaciers rocheux étudiés présentent des caractéristiques morphologiques très différentes : cette étude a permis de montrer que leur structure interne et leurs mouvements aussi sont très variables. De plus, l'âge et la date de formation des trois glaciers rocheux a pu être calculée.

Si on fait un retour en arrière aux questions de départ (cf. chap. 1.3), on peut finalement leur donner une réponse, qui parfois est confirmée par des mesures fiables et parfois reste basée sur des hypothèses et des spéculations.

I. Quelle est la structure interne des glaciers rocheux de la Cima di Gana Bianca ?

→ Dans le glacier rocheux de Pièi, un pergélisol avec un très bas contenu en glace et avec une température pas véritablement froide se situe dans le lobe inférieur de la formation. Le corps du pergélisol se trouve à une profondeur d'environ 2 m, il a une épaisseur de 1.8 m et est probablement en phase de dégradation.

→ Dans le glacier rocheux de Stabbio di Largario le pergélisol est présent. Une couche de pergélisol sursaturé en glace d'environ 4-5 m d'épaisseur, située à 2 m de profondeur, a été relevée dans le front et dans la partie en amont du front.

→ Dans le glacier rocheux de Piancabella, un niveau gelé situé à une profondeur comprise entre 4 et 21 m a été relevé.

II. Quel est le régime thermique des glaciers rocheux étudiés ?

→ Le régime thermique des trois glaciers rocheux étudiés montre que le pergélisol est probable à l'intérieur des trois formations. Le glacier rocheux de Pièi affiche des valeurs assez élevées, les températures les plus froides ont été mesurées sur le glacier rocheux de Stabbio di Largario. Le pergélisol dans le glacier rocheux de Pièi est de type tempéré, tandis que dans celui de Piancabella il est de type froid.

III. a) Les glaciers rocheux étudiés sont-ils actifs ou inactifs ?

→ Les trois glaciers rocheux étudiés sont actifs.

b) Quelle est la vitesse de déplacement des glaciers rocheux étudiés ?

→ Le glacier rocheux de Pièi présente des vitesses de déplacement de l'ordre de 20 cm a^{-1} (lobe inférieur) et de 12 cm a^{-1} (lobe supérieur).

→ Le glacier rocheux de Stabbio di Largario présente des vitesses de déplacement minimales de l'ordre de 61 cm a^{-1} (partie en aval) et de 38 cm a^{-1} (partie en amont). Ce glacier rocheux présente des signes clairs d'instabilité, qui doivent être monitorés régulièrement. Le danger de déclenchements de laves torrentielles ou d'écroulements est très élevé, car la partie frontale est très instable et déjà en partie collapsée.

→ Le glacier rocheux de Piancabella présente des vitesses de déplacement de l'ordre de 22 cm a^{-1} .

IV. Quel est l'âge des glaciers rocheux étudiés ?

→ Le glacier rocheux de Pièi et celui de Stabbio di Largario se sont formés pendant l'Holocène, pendant ou après l'optimum climatique de l'Atlantique. Les deux lobes du glacier rocheux de Pièi appartiennent à deux générations différentes.

→ Le glacier rocheux de Piancabella s'est formé pendant le Tardiglaciaire. Après une phase d'inactivation, il s'est réactivé après le Petit Âge Glaciaire.

Pour conclure, cette étude a permis de relever des informations concernant les glaciers rocheux des Alpes Tessinoises orientales, dont les connaissances sont encore sommaires.

Le résultat le plus significatif de cette étude est l'entrée du massif de la Cima di Gana Bianca dans le réseau suisse PERMOS. En automne 2009, le site de Largario/Sceru a été désigné comme site permanent du réseau suisse PERMOS. Cette entrée dans le réseau, garantit la continuation des mesures et le Tessin dispose enfin d'un site de monitoring à l'échelle Suisse. De ce fait, la lacune de connaissances sur le pergélisol au Tessin pourra être petit à petit comblée.

Perspectives de recherche

Cette étude a permis de répondre aux questions de recherche initiales : toutefois il reste encore un certain nombre d'interrogations et le champ d'action est encore très large.

Premièrement il est indispensable, pendant les prochaines années, de poursuivre les mesures au GPS différentiel sur les trois glaciers rocheux étudiés dans cette étude. Les séries de mesures sur plusieurs années permettent de relever les changements des mouvements, notamment les variations saisonnières et inter-annuelles. Ces variations peuvent être mises en relation avec les effets du réchauffement climatique sur le pergélisol alpin ; des études de cas du Sud de Alpes peuvent fournir des informations importantes et des bases de comparaison entre les différentes régions.

Deuxièmement, la réalisation d'une tomographie électrique fiable sur le glacier rocheux de Stabbio di Largario est indispensable pour mieux comprendre la structure interne de la formation. Il serait intéressant d'effectuer un profil juste derrière le front (zone instable qui menace de céder), dans la partie centrale (zone crevassée) et dans la partie plus en amont où la présence de glace sédimentaire est soupçonnée.

Le monitoring du glacier rocheux de Stabbio di Largario est prioritaire. En effet, des trois glaciers rocheux analysés dans cette étude, c'est le seul qui montre des signes d'instabilité évidents et dont la situation est préoccupante. La masse de débris instables du front menace de s'écrouler dans le talweg ; de plus, les crevasses vers la moitié de la formation laissent penser que toute la formation soit déstabilisée. Comme le versant sur lequel se situe le glacier rocheux est très escarpé, la décharge de matériel détritique peut engendrer des laves torrentielles avec des conséquences non négligeables sur le fond de la vallée. Le monitoring du glacier rocheux de Stabbio di Largario devrait être coordonné avec la Section Forestière Cantonale, qui s'occupe du pergélisol et de la gestion des dangers naturels au Tessin.

8. Bibliographie

Barsch, D. (1996). Rockglaciers. Indicators for the present and former geocology in high mountain environments. Berlin/Heidelberg : Springer.

Berthling, I., Eiken, T. et Sollid, J. (2000). Continuous measurements of solifluction using carrier-phase differential GPS. *Norsk Geographic Tidsskrift*, **54**, pp. 182-185.

Berthling, I. Etzelmüller, B., Eiken, T. and Sollid, J.L. (1998). Rock Glaciers on Prins Karls Forland, Svalbard. I : Internal Structure, Flow Velocity and Morphology. *Permafrost and Periglacial Process*, **9**, pp. 135-145.

Bouët, M. (1985). Climat et météorologie de la Suisse romande. Lausanne: Payot (2ème édition).

Chapellier, D. (2000/2001). Prospection électrique de surface. Cours online de géophysique. Université de Lausanne, Institut Français du Pétrole.

Davis, N. (2001). Permafrost. A Guide to Frozen Ground in Transition. Fairbanks : University of Alaska Press.

Decuyper, H. et Antognini, M (2008). Magie di pietra. Paesaggi geologici del Ticino. Locarno: Armando Dadò Editore.

Delaloye, R., Gärtner-Roer, I. et Lambiel, C. (2009). Morphology, structure, development and kinematics of destabilised, rapidly moving rockglaciers (Valais Alps, Switzerland). DeRoVa project. SNF Proposal, Div.2.

Delaloye, R., Perruchoud, E., Avian, M., Kaufmann, V., Bodin, X., Hausmann, H., Ikeda, A., Käab, A., Kellerer-Pirklbauer, A., Krainer, K., Lambiel, C., Mihajlovic, D., Staub, B., Roer, I. et Thibert, E. (2008). Recent Interannual Variations of Rock Glacier Creep in the European Alps. *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, 29 June – 3 July 2008*.

Delaloye, R., Lambiel, C., Lugon, R., Raetzo, H. et Strozzi, T. (2007). ERS InSAR for Detecting Slope Movement in a Periglacial Mountain Environment (Western Valais Alps, Switzerland). *Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung*, **43**, pp. 113-120.

Delaloye, R. (2004). Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale. Université de Fribourg, Département des Géosciences. *GeoFocus*, **10**.

Dubuois, J. et Diament, M. (2005). Géophysique. Cours et exercices corrigés. 3^{ème} édition, Paris : Masson.

Evin, M. (1987). Dynamique, répartition et âge des glaciers rocheux des Alpes du Sud. Thèse de doctorat, Université de Grenoble, France.

Evin, M., Fabre, D. et Johnson, P.G. (1997). Electrical Resistivity Measurements on the rock Glaciers of Grizzly Creek, St Elias Mountains, Yukon. *Permafrost and Periglacial Process*, **8**, pp. 179-189.

Frauenfelder R. & Roer I. (2007). Les glaciers rocheux et leur mouvements, *Les Alpes*, **9**, pp. 34-37.

Frauenfelder, R., Laustela, M. et Käab, A. (2005). Velocities and relative surface ages of selected Alpine rockglaciers. Turbulenzen in der Geomorphologie. *Mitteilungen der VAW/ETH Zürich*, **184**, pp. 103-118.

Frauenfelder, R. (2004). Regional-scale modelling of the occurrence and dynamics of rockglaciers and the distribution of paleopermafrost. Thèse de doctorat, Université de Zurich, Suisse.

Frauenfelder, R. et Käab A. (2000). Towards a paleoclimatic model of rock glacier formation in the Swiss Alps. *Annals of Glaciology*, **31**, pp. 281-286.

French, H. M. (2007). The periglacial Environment (3^e ed. rév.). West Sussex : John Wiley & Sons Ltd.

Gadek, B. et Kedzia, S. (2008). Winter Ground Surface Temperature Regimes in the Zone of Sporadic Discontinuous Permafrost, Tatra Mountains (Poland and Slovakia). *Permafrost and Periglacial Process*, **19**, pp. 315-312.

Gruber, S. (2005). Mountain permafrost: Transient spatial modelling, model verification and the use of remote sensing. Thèse de doctorat, Université de Zurich, Suisse.

Gustavsson, M., Seijmonsbergen, A.C. et Kolstrup, E. (2008). Structure and contents of a new geomorphological GIS database linked to a geomorphological map – With an example from Liden, central Sweden. *Geomorphology*, **95**, pp. 335-349.

Gustavsson, M., Kolstrup, E. et Seijmonsbergen, A.C. (2006). A new symbol-and-GIS based detailed geomorphological mapping system: Renewal of a scientific discipline for understanding landscape development. *Geomorphology*, **77**, pp. 90-111.

Haerberli, W., Hallet, B., Arenson, L., Elconin, R., Humlum, O., Käab, A., Kaufmann, V., Ladanyi, B., Matsuoka, N., Springman, S. et Vonder Mühl, D. (2006). Permafrost Creep and Rock Glacier Dynamics. *Permafrost and Periglacial Process*, **17**, pp. 189-214.

Haerberli, W., Brandova, D., Burga, C., Egli, R., Frauenfelder, R., Käab, A. et Maisch, M.

(2003). Methods for absolute and relative age dating of rock-glacier surfaces in alpine permafrost. In : Permafrost, Phillips, Springman & Arenson (Ed), Lisse : Swets & Zeitlinger.

Haeberli, W. et Burn, C.R. (2002). Natural Hazards in Forests: Glacier and Permafrost Effects as Related to Climate Change. In : Environmental Change and Geomorphic Hazards in forests. R.C. Sidle (Ed). IUFRO Research Series **9**, Wallingford/New York : CABI Publishing.

Haeberli, W., Käab, A., Hölze, M., Bösch, H., Funk, M., Vonder Mühl, D. et Keller, F. (1999). Eisschwund und Naturkatastrophen im Hochgebirge. Schlussbericht des NFP 31. Zürich : vdf Hochschulverlag AG an der ETH Zürich.

Haeberli, W. (1996). Die Permafrost-Faustregeln der VAW/ETHZ einige grundsätzliche Bemerkungen. In: Simulation der Permafrostverbreitung in den Alpen mit geographischen Informationssystemen. Arbeitsbericht des NFP31, Zürich: vdf Hochschulverlag AG an der ETH Zürich. vdf-Hochschulverlag, pp. 13-18.

Haeberli, W. (1985). Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock Glaciers. *Mitteilungen der VAW/ETH Zürich*, **77**.

Haeberli, W. (1983). Permafrost-glacier relationships in the Swiss Alps – today and in the past. *Proceedings of the 4th International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, 17-22 July 1983*.

Haeberli, W. (1975). Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass and Piz Grialetsch (Graubünden). *Mitteilungen der VAW/ETH Zürich*, **17**.

Hamilton, S.J. et Whalley, W.B. (1995). Rock glacier nomenclature : A re-assessment. *Geomorphology*, **14**, pp. 73-80.

Harris, S.A. (1986). The permafrost environment. London/Sydney : Croom Helm.

Harris, C. et Haeberli, W. (2003). Warming Permafrost in the mountains of Europe. *Bulletin World Meteorological Organization*, **3**, pp. 1-6.

Harris, C., Haeberli, W., Vonder Mühl, D. et King, L. (2001). Permafrost monitoring in the high mountains of Europe : the PACE Project in its global context. *Permafrost and Periglacial Process*, **12**, pp. 3-11.

Hauck, C., Vieira, G., Gruber, S., Blanco, J. et Ramos, M. (2007). Geophysical identification of permafrost in Livingston Island, maritime Antarctica. *Journal of geophysical research*, **112**, pp. 1-15.

Hauck, C., et Vonder Mühl, D. (2003). Inversion and interpretation of two-dimensional geoelectrical measurements for detecting permafrost in mountainous regions. *Permafrost and Periglacial Processes*, **14**, pp. 305-318.

- Hoelzle, M., Haeberli, W. et Stocker-Mittaz, C. (2003). Miniature ground temperature data logger measurements 2000-2002 in the Murtèl- Corvatsch area, Eastern Swiss Alps. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zurich, Switzerland, 21-25 July 2003*.
- Hoelzle, M., Wegmann, M. and Krummenacher, B. (1999). Miniature Temperature Dataloggers for Mapping and Monitoring of Permafrost in High Mountain Areas : First Experience from the Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Process*, **10**, pp. 113-124.
- Ikeda, A. (2006). Combination on Conventional Geophysical Methods for Sounding the Composition of Rock Glaciers in the Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Process*, **17**, pp. 35-48.
- Imhof, M. (1996). Modelling and verification of the permafrost distribution in the Bernese Alps (Western Switzerland). *Permafrost and Periglacial Processes*, **7**, pp. 267-280.
- Kääb, A., Fraunfelder, R. et Roer, I. (2007). On the response of rockglacier creep to surface temperature increase. *Global and Planetary Change*, **56**, pp. 172-187.
- Kääb, A., Reynolds, J.M. et Häberli, W. (2005). Glacier and permafrost hazards in high mountains. In: Huber U.M., Bugmann H.K.M. et Reasoner M.A. (Ed.). *Global Change and Mountain Regions (A State of Knowledge Overview)* : Springer, pp. 225-234.
- Keller, F. et Hoelzle, M. (1996). PERMAKART und PERMAMAP. In: Haeberli, W., Hoelzle, M., Dousse, J.P., Ehrler, C., Gardaz, J.M., Imhof, M., Keller, F., Kunz, P. Lugon, R. et Reynard, E. (1996). *Arbeitsbericht des NFP31, Zürich: vdf Hochschulverlag AG an der ETH Zürich*.
- Keller, F. (1994). Interaktionen zwischen Schnee und Permafrost. *Mitteilungen der VAW/ETH Zürich*, **127**.
- Kellerer-Pirklbauer, A. (2008). The Schmidt-Hammer as a relative Age Dating Tool for Rock Glacier Surfaces : Examples from Northern and Central Europe. *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, 29 June – 3 July 2009*.
- Kerschner, H. (1985). Quantitative paleoclimatic inferences from lateglacial snowline, timberline and rock glacier data, Tyrolean Alps, Austria. *Zeitschrift. für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, **21**, pp. 363-369.
- Kerschner, H. (1978). Paleoclimatic inferences from late Würm rock glaciers, Eastern Central Alps, Western Tyrol, Austria. *Arctic and Alpine Research*, **10**, pp. 635-644.
- Kneisel, C., Hauck, C., Fortier, R. and Moorman, B. (2008). Advanced in Geophysical Methods for Permafrost Investigations. *Permafrost and Periglacial Process*, **19**, pp. 157-178.
- Kneisel, C., Hauck, C. et Vonder Mühl, D. (2000). Permafrost below the Timberline

Confirmed and characterized by Geoelectrical Resistivity Measurements, Bever Valley, Eastern Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Process*, **11**, pp. 295-304.

Krummenacher, B. (1996). Mini – Temperatur-Datalogger UTL1. *Arbeitsheft VAW/ETHZ*, **19**, pp. 10-13.

Lambiel, C., Bardou, E., Delaloye, R., Schoeneich, P et Schuetz, P. (2008). Permafrost-Vaud. Etat des lieux de la distribution du pergélisol et du risque périglaciaire dans le canton de Vaud. Rapport d'étude, Lausanne.

Lambiel, C. (2006). Le pergélisol dans les terrains sédimentaires à forte déclivité : distribution, régime thermique et instabilités. Lausanne : Institut de Géographie, Travaux et recherches No. **33**.

Lambiel, C. et Delaloye, R. (2004). Contribution of Real-time Kinematic GPS in the study of Creeping Mountain Permafrost : Examples from the Western Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Process*, **15**, pp. 229-241.

Lambiel C. et Reynard, E. (2003). Cartographie de la distribution du pergélisol et datation des glaciers rocheux dans la région du Mont Gelé (Valais). In: Maisch M., Vonder Mühl D., Monbaron M. (Eds.). *Entwicklungstendenzen und Zukunftsperspektiven in der Geomorphologie. Publikation zur Jahrestagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft (SGmG) anlässlich des 180. Jahreskongresses des Schweizerischen Akademie der Naturwissenschaften in Winterthur (11-13 Oktober 2000)*. Universität Zürich, *Physische Geographie*, **41**, pp. 91-104.

Lewkowicz, A. (2008). Evaluation of Miniature Temperature-loggers to Monitor Snowpack Evolution at Mountain Permafrost Sites, Northwestern Canada. *Permafrost and Periglacial Process*, **19**, pp. 323-331.

Little, J.D, Sandall, H., Walegur, M.T. and Nelson, F.E. (2003). Application of Differential Global Positioning Systems to Monitor Frost Heave and Taw Settlement in Tundra Environments. *Permafrost and Periglacial Process*, **14**, pp. 349-357.

Maisch, M. (1992). Die Gletschers Graubündens. Geographischen Institut des Universität Zürich, *Physische Geographie*, **33**.

Mattews, J., et Owens, G. (2009). Schmidt hammer exposure-age dating : developing linear age-calibration curves using Holocene bedrock surfaces from the Jotunheimen-Jostedalbreen regions of southern Norway. *Boreas*, **9**, pp. 105-115.

McCarroll, D. (1989). Potential and limitations of the Schmidt Hammer for relative-age dating : field tests on neoglacial maraines, Jotunheimen, Southern Norway. *Artic and Alpine Research*, **21**, pp. 268-275.

Monnier, S. (2007). Du glacier au glacier rocheux, depuis la fin du Petit Age glaciaire, au pied

du Mont Thabor (Alpes du Nord, France). *Quaternaire*, **18**, pp. 283-294.

Niggli, P., Preiswerk, H., Grütter, O., Bossard, L. et Kündig E. (1936). Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniotal. Bern: Stämpfli & Cie, Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz No. **71**.

Nötzli, J. et Gruber, S. (2005). Alpiner Permafrost – ein Überblick. *Jahrbuch des vereins zum Schutz der Bergwelt*, **70**, pp. 111-121.

OFEV, 2006. Office Fédéral de l'environnement. Hinweiskarte Permafrost Schweiz. Potentielle Permafrostverbreitung aufgrund von Modellierungen mit dem DHM25 (BAFU 7/06).

Péwé, T.L. (1970). Permafrost and its Effect on Life in the North. Corvallis : Oregon State University Press.

Ramelli, G., Scapozza, C., Mari, S. et Lambiel, C. (sous presse). Structure interne et dynamique des glaciers rocheux du Massif de la Cima di Gana Bianca, Val Blenio (Tessin). *Actes de la réunion annuelle de la Société Suisse de Géomorphologie (SSGM), Olivone, Suisse, 5-6 septembre 2009*.

Reynard, E., Bissig, G., et Thomi, L. (2006). Manuel de Géomorphologie générale, Volume 2, Università de lausanne, Institut de Géographie, matériaux pour les cours et séminaires, **47**.

Reynard, E., Delaloye, R. et Lambiel, C. (1999). Prospection géoélectrique du pergélisol alpin dans le massif des Diablerets (VD) et au Mont Gelé (Nendaz, VS). *Bulletin Murithienne*, **117**, pp. 89-103.

Roer, I., Haeberli, W., Avian, M., Kaufmann, V., Delaloye, R., Lambiel, C. et Käab, A. (2008). Observations And Considerations On Destabilizing Active Rockglaciers In The European Alps. *Proceedings of the 9th Interantional Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, 29 june – 3 july 2009*.

Roer, I. et Nyenhuis, M. (2007). Rockglaciers activity studies on a regional scale: comparison of geomorphological mapping and phtogrammetric monitoring. *Earth Surface Processes and Landforms*, **32**, pp. 1747-1758.

Roer, I. (2005). Rockglacier kinematics in a high mountain Geosystem. Thèse de doctorat. Université de Bonn, Allemagne.

Scapozza, C., Lambiel, C., Reynard, E., Fallot, J.-M., Antognini, M. et Schoeneich, P. (2010). Radiocarbon dating of fossil wood remains buried by the Piancabella rock glacier, Blenio Valley (Ticino, Southern Swiss Alps): implications for rock glacier, treeline and climate history. *Permafrost and Periglacial Processes*, **21**, pp. 90-96.

Scapozza, C. et Fontana, G. (2009). Le Alpi Bleniesi. Storia glaciale e periglaciale e patrimonio geomorfologico. *Memorie della Società ticinese di Scienze naturali e del Museo cantonale di storia naturale*, Lugano, **No 10**.

Scapozza, C., Gex, P., Lambiel, C. et Reynard, E. (2008). Electromagnetic Prospecting in Alpine Permafrost : Examples from the Southern Swiss Alps. *Proceeding of the 6th Geosciences Meeting, Lugano, 21-23 novembre 2008*.

Scapozza, C. (2008). Contribution à l'étude géomorphologique et géophysique des environnements périglaciaires des Alpes Tessinoises orientales. Mémoire de Master. Lausanne : Université, Faculté des géosciences et de l'environnement, Institut de géographie (non publié).

Scapozza, C., Lambiel C., et Reynard, E. (2008). Glaciers rocheux et distribution régionale du pergélisol discontinu dans les Alpes Tessinoises orientales (Suisse). *Actes de la réunion annuelle de la Société Suisse de Géomorphologie (SSGM), Samedan, Suisse, 14-17 juillet 2007*.

Scapozza, C. et Reynard, E. (2007). Rock glaciers e limite inferiore del permafrost discontinuo tra la cima di Gana Bianca e la Cima di Piancabella (Val Blenio, TI). *Geologia Insubrica*, **10**, pp. 21-32.

Scapozza, C. (2006). Inventaire des glaciers rocheux entre la Cima di Gana Bianca e la Cima di Piancabella (Val Blenio, Tessin). Travail Personnel de Recherche. Lausanne : Université, Faculté des géosciences et de l'environnement, Institut de géographie (non publié).

Scapozza, C., Lambiel, C. et Reynard, E. (sous presse). Datation relative de formes périglaciaire alpines à l'aide de la méthode paléogéographique et du marteau de Schmidt. *Actes de la réunion annuelle de la Société Suisse de Géomorphologie (SSGM), Olivone, Suisse, 5-6 septembre 2009*.

Scapozza, C., Lambiel, C., Gex, P. et Reynard E. (sous presse). Prospection géophysique multi-méthodes du pergélisol alpin dans le sud des Alpes suisses. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, **1/2011**.

Schmidt, E. (1950). Der Beton-Prüfhammer: Ein Gerät zur Bestimmung der Qualität des Betons im Bauwerk. *Schweizerische Bauzeitung*, **68**, pp. 378-379.

Schoeneich, P. (1993). Comparaison des systèmes de légendes français, allemand et suisse – Principes de la légende IGUL. In: Reynard, E. et Schoeneich, P. (Ed). Cartographie géomorphologique – Cartographie des risques. *Actes de la réunion annuelle de la Société Suisse de Géomorphologie (SSGM), Randa, Suisse, 19-21 juin 1992*.

Schoeneich, P. (1992). Glaciers rocheux fossiles des Préalpes vaudoises. *Bulletin de la Société vaudoise des Sciences naturelles*, **82**, pp. 35-55.

Shakesby, R.A., Matthews, J.A. et Owen, G. (2006). The Schmidt hammer as a relative-age dating tool and its potential for calibrated-age dating in Holocene glaciated environments. *Quaternary Science Reviews*, **25**, pp. 2846-2867.

Slaymaker, O. et Owens, P.N. (2004). Mountain geomorphology and global environmental change. In O. Slaymaker et P.N. Owens (Ed), *Mountain Geomorphology*, pp 277-300.

London : Edward Arnold Publishers.

Smith, S. et Burgees, M. (2003). The Global Terrestrial Network for Permafrost (GTN-P). Status Report – Thermal Monitoring Component. Geological Survey of Canada, Natural Ressource Canada.

Theiler, D., Reynard, E., Lambiel, C. et Bardou, E. (sous presse). The contribution of geomorphological mapping to sediment transfer evaluation in small alpine catchments. *Geomorphology* (2010), doi :10.1016/j.geomorph.2010,03,03,006.

Valsecchi, A. (2000). Adula, il tetto del Ticino. Club Alpino Svizzero Sezione Ticino.

Valenti, G. (2006). Il Permafrost in Ticino. *Dati, statistiche e società*, **6**, pp. 46-50.

Vonder Mühl, D., Nötzli, J., Rör, I., Makowski, K. Et Delaloye, R. (2007). Permafrost in Switzerland 2002/2003 and 2003/2004. *Glaciological Report (Permafrost)*, **4/5**. Récupéré le 12.12.2008, sur <http://www.permos.ch>.

Washburn, A.L. (1973). Periglacial processes and environments. London: Edward Arnold (Publishers) Ltd.

Winkler, S. (2000). Der “Schmidt-Hammer” als geochronologische Methode – Anwendungsmöglichkeiten und Problematik aufgezeigt an Beispielen aus Neuseeland und Norwegen. *Trierer Geographische Studien*, **23**, pp. 123-146.

Winkler, S. et Pohle, A. (2002). Lichenometrie und Schmidt-Hammer als physich-geographische Methoden zur Auswertung von Gletscherstandsschwankungen. Eine Einführung in die theoretischen Grundlagen und praktische Anwendung im Gelände (non publié).

Zeller, G. (1964). Morphologische Untersuchungen in den östlichen Seitentälern des Val Blenio. Bern : Kümmerly & Frei, *Beiträge zur Geologie der Schweiz – Hydrologie*, **13**.

Sites Internet consultés

GEOTEST AG, 2009. Universal Temperature Datalogger by Geotest and SLF.

<http://www.utl.ch>, consulté le 12.09.2009.

MétéoSuisse, 2010. Office Fédéral de météorologie et de climatologie MétéoSuisse.

http://www.meteosuisse.admin.ch/web/fr/climat/climat_en_suisse.html, consulté le 15.04.2010.

PERMOS, 2010. Permafrost Monitoring Switzerland.

<http://www.permos.ch>, consulté le 8.05.2010.

Swisstopo, 2009. Office Fédéral de topographie Swisstopo.

<http://www.swisstopo.admin.ch/internet/swisstopo/de/home/topics/survey/procs/gps.html>,
consulté le 10.02.2010.