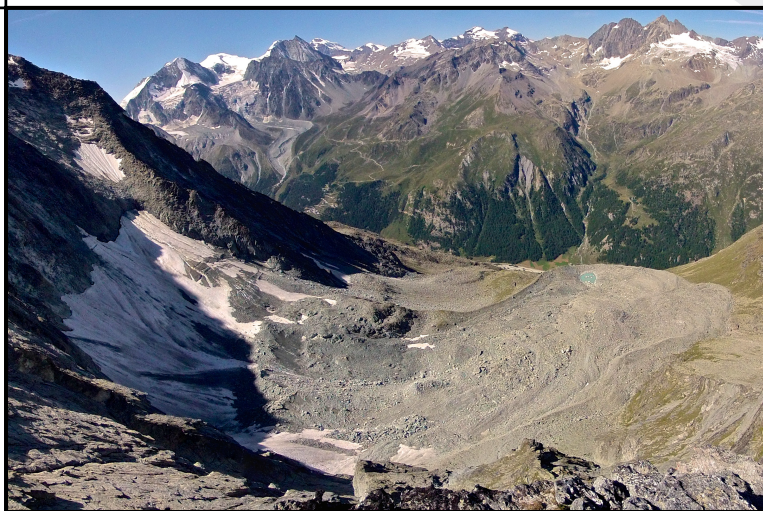


**Evolution des petits systèmes glaciaires situés dans le domaine
périglaciaire alpin à différentes échelles temporelles**
Les cas de Tsarmine (Arolla, Valais) et Entre la Reille (Diablerets, Vaud)

Maxime Capt

Sous la direction du Dr. Christophe Lambiel
Expert: Prof. Stuart Lane



Remerciements

Ce travail de mémoire n'aurait pas pu être réalisé sans l'aide et le soutien de plusieurs personnes. Je tiens à les remercier sincèrement, en particulier :

- Le Dr. Christophe Lambiel, directeur de ce mémoire, qui m'a permis de percevoir les paysages alpins d'une autre façon et d'aiguiser mon « œil géomorphologique ». Je le remercie également pour son aide tout au long de ce travail, ses conseils et sa disponibilité.
- Le Prof. Stuart Lane, expert de ce mémoire, pour l'apprentissage de la photogrammétrie et sa disponibilité pour le traitement LiDAR.
- Jean-Baptiste Bosson, pour ses nombreux conseils sur l'analyse géomorphologique des résultats, sa grande disponibilité, et la communication de son savoir lors des campagnes de terrain durant l'été 2013.
- Natan Micheletti, pour ses conseils et sa grande disponibilité lors du traitement des scans LiDAR et de la photogrammétrie, mais également pour les pauses de midi passées à taper la balle.
- L'ensemble de la classe de Master, à savoir Gilles, Mattia, Thierry, Johnny, Marco, Gaspard, Prisca, Chrystelle, Hélène et Sopi pour les bons moments de décompression bienvenus durant les camps de terrain et à Zelig.
- Mes parents et ma sœur, pour m'avoir soutenu (et supporté) tout au long de mes études.
- Et finalement Pauline, pour ses encouragements quotidiens et son sourire.

....Et tous ceux que j'oublie de citer.... **Un grand merci !**

Résumé

Depuis la fin du Petit Âge Glaciaire, les glaciers ont subi un retrait et une perte de volume intense avec le réchauffement du climat. Dans les Alpes, ce recul n'a pas été uniforme au cours du 20^{ème} siècle : certaines périodes ont été favorables à une stabilisation des glaciers, voire même à leur avancée. Par ailleurs, la présence d'une couverture sédimentaire supérieure à quelques centimètres sur de nombreux glaciers a réduit la fonte de la glace par isolation thermique et stabilisé le front du glacier. Bien que les recherches sur les glaciers couverts aient augmenté ces dernières décennies, plusieurs questions restent ouvertes, principalement dans les environnements périglaciaires où de la glace massive, de la glace recouverte, des sédiments gelés et non gelés peuvent coexister dans les systèmes glaciaires.

Cette étude s'intéresse à la dynamique superficielle (changements d'élévation, vitesses horizontales) des systèmes glaciaires situés dans le domaine périglaciaire alpin à deux échelles temporelles, à savoir l'échelle pluri-décennale et l'échelle annuelle et saisonnière. Deux sites d'étude ont été choisis : Tsarmin (Arolla, Valais) et Entre la Reille (Diablerets, Vaud). À l'échelle pluri-décennale, la photogrammétrie a permis de souligner la réponse complexe des glaciers couverts face aux oscillations climatiques du 20^{ème} siècle, ainsi que l'influence de la couverture sédimentaire sur la dynamique géomorphologique au sein du système. La fonte à Tsarmin est différentielle et est limitée dans la partie aval du glacier par l'épaisseur de la couverture de débris et par l'apport en glace des années 1960 à 1980. À l'échelle annuelle, la comparaison de scans LiDAR a mis en avant le rôle de l'écoulement de l'eau à l'intérieur du système sur la dynamique géomorphologique, ainsi que les relations complexes entre glacier noir et glacier rocheux. Enfin, de manière globale, l'augmentation des températures devrait mener à une baisse des vitesses de déplacements en raison de l'amincissement des glaciers et à une fonte généralisée, ainsi qu'à une augmentation de la part en sédiment au sein de ces systèmes.

Mots clés : *réchauffement climatique | dynamique différentielle | glaciers noirs | glaciers rocheux | réponse complexe | couverture sédimentaire*

Summary

Since the end of the Little Ice Age, glaciers have experienced intense mass loss in response to global change. In the Alps, this shrinking has not been uniform over the twenty-first century: some periods have been favorable to glaciers stabilization, or even their advance. Moreover, the burying of some glaciers under a several centimeters thick debris cover significantly reduces the ice melt and stabilize the glacier front. The research on debris-covered glaciers has increased in last decades but numerous questions remain open, especially in permafrost environments where clean ice, debris-covered ice, frozen and unfrozen sediments accumulations may complexly coexist.

This study examines the surface dynamics (elevation changes, horizontal velocities) of glacial systems in periglacial environments, at a multi-decadal scale and annual/seasonal scale. Two study sites were chosen : Tsarmine (Arolla, Valais) and Entre la Reille (Diablerets, Vaud). At a multi-decadal scale, photogrammetry has highlighted the complex response of debris-covered glaciers to climate changes, and the influence of the debris layer on geomorphological dynamics within the system. In Tsarmine, melting is restricted in the lower part of the glacier by the debris layer and the ice supply from the 1960s and the 1970s. At an annual timescale, LiDAR scans comparison point out the importance of hydrological forcing (especially related to snow and ice melt) on geomorphological dynamics, and the complex interaction between debris-covered glaciers and rock glaciers. Finally, temperature increase is leading to a decrease of horizontal velocities and a widespread melt, and an increase of the sediment amount within these systems.

Key words : *global warming | differential dynamics | debris-covered glaciers | rock glaciers | complex response | debris layer*

Table des matières

Partie I – Introduction générale	1
1.1 Introduction	2
1.2 Etat général de la recherche : contexte sédimentaire et géomorphologique	3
1.2.1 Notion de « paraglaciale »	3
<i>a) Définition et évolution du terme « paraglaciale »</i>	3
<i>b) Les processus paraglaciales des systèmes glaciaires de haute altitude</i>	5
<i>c) Histoire (péri)glaciale et crises para(péri)glaciaires</i>	5
1.2.2 Dynamique sédimentaire en haute montagne	6
1.2.3 Les systèmes glaciaires situés dans le domaine périglaciaire alpin : une interaction entre formes géomorphologiques diverses	7
<i>a) Diversité géomorphologique</i>	7
<i>b) Types de déformations mécaniques</i>	8
1.2.4 Des environnements encore mal connus	9
1.3 Objectifs généraux	9
1.4 Méthodes	10
1.4.1 Changements d'élévation	11
<i>a) LiDAR</i>	11
<i>b) Photogrammétrie</i>	11
1.4.2 Vitesses horizontales	12
1.5 Terrains d'études	12
1.5.1 Présentation des sites d'études	12
1.5.2 Etat de la recherche à Tsarmine	13
1.5.3 Etat de la recherche à Entre la Reille	14
1.6 Synthèse des objectifs et méthodes par sites d'études	15
Partie II – Article 1	19
2.1 Introduction	20
2.2 Site d'étude et contexte climatique	21
2.2.1 Système glaciaire de Tsarmine	21
2.2.2 Contexte climatique local	22
2.3. Méthodes	23
2.3.1 Création de MNTs par la photogrammétrie	23
2.3.2 Limite de détection des MNTs de différence	24
2.3.3 Création de vecteurs de déplacements par le logiciel 7D	24
2.3.4 Limite de détection des vecteurs de déplacements	24
2.4. Résultats	25
2.4.1 Changements d'élévation basés sur l'analyse de MNTs	25
<i>a) Résultats par secteurs et par pas de temps</i>	25
<i>b) Changements totaux entre 1967 et 2012 (45 ans)</i>	27
<i>c) Variations de volumes sur un profil en long</i>	28
2.4.2 Vitesses horizontales de déplacements	29
<i>a) Résultats par secteurs et par pas de temps</i>	29
<i>b) Déplacements totaux entre 1967 et 2012 (45 ans)</i>	30
<i>c) Variation des vitesses sur un profil en travers</i>	31
2.4.3 Synthèse des résultats	31
2.5. Discussion	32
2.5.1 Evolution du glacier de Tsarmine depuis 45 ans	32
2.5.2 Dynamique du glacier de Tsarmine	32
<i>a) Le régime thermique du glacier</i>	32
<i>b) Le rôle de la couverture sédimentaire dans le système</i>	33
<i>c) L'évolution de la couverture sédimentaire du glacier entre 1967 et 2013</i>	34

d) <i>L'évolution probable du glacier dans le futur et dangers naturels associés</i>	35
e) <i>Les interactions entre glacier et permafrost</i>	36
2.6. Conclusion	37
Partie III – Article 2	39
<hr/>	
3.1 Introduction	40
3.2 Site d'étude et contexte climatique	41
3.2.1 Système glaciaire d'Entre la Reille	41
3.2.2 Contexte climatique local	42
3.3 Méthodes	43
3.4 Résultats	44
3.4.1 Dynamique du système glaciaire	44
a) <i>Echelle annuelle</i>	44
b) <i>Echelle saisonnière</i>	46
3.4.2 Comparaison méthodologique	48
3.5 Discussion	48
3.5.1 Dynamiques locales du système glaciaire entre 2013 et 2014	48
3.5.2 Influence de la saison estivale sur les processus en cours	51
3.5.3 Morphogénèse du système glaciaire	52
3.5.4 Comparaison méthodologique	54
3.6 Conclusion	54
Partie IV – Conclusion générale	57
<hr/>	
4.1 Conclusions géomorphologiques	58
4.1.1 Dynamique géomorphologique	58
4.1.2 Interactions entre les glaciers et le permafrost	59
4.1.3 Dynamique sédimentaire	60
4.1.4 Evolution probable des systèmes dans le futur	60
4.1.5 Dangers naturels	61
4.2 Conclusions méthodologiques	61
4.2.1 Limites méthodologiques	61
4.2.2 Perspectives	62
Références	65



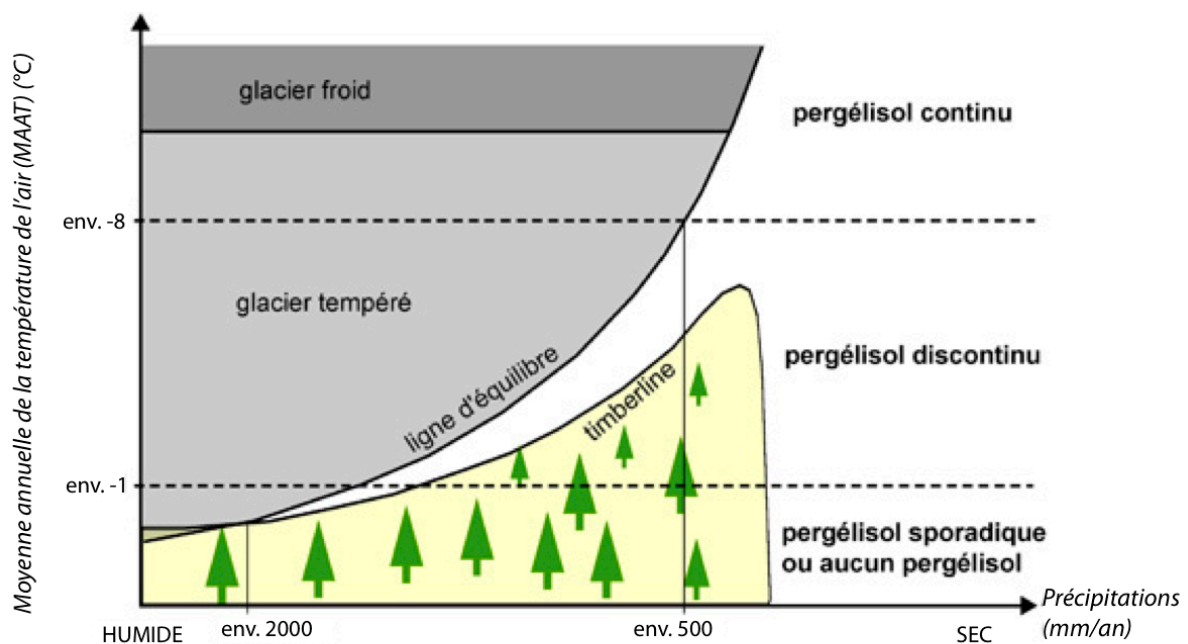
Partie I – Introduction générale

Photo : Maxime Capt

Partie terminale du système glaciaire de Tsarmine durant l'été 2013, avec le lac proglaciaire en arrière-plan et les moraines de poussée en premier plan.

1.1 Introduction

Certaines influences du réchauffement climatique sont préoccupantes et encore relativement peu connues actuellement, notamment en ce qui concerne l'environnement alpin. Effectivement, ce dernier est, et sera, particulièrement touché par le forçage climatique, comme nous le rappellent Schoeneich et De Jong (2008) : « le réchauffement a été plus important dans les Alpes que la moyenne mondiale : 0.9-1.5°C depuis 1850, pour 0.7-0.8°C en moyenne mondiale, soit près du double ». De ce fait, plusieurs secteurs alpins sont perturbés par la hausse des températures non uniforme depuis le Petit Âge Glaciaire. Pouvant être très proches des conditions de fusion, les glaciers et le permafrost de montagne sont plus vulnérables face au réchauffement climatique et « vont probablement réagir de manière exacerbée » (Ravel, 2009) dans le futur.



adapté de Haeberli, 2005

Figure 1 : Modèle de la cryosphère (SSGm, 2009) adapté de Haeberli (2005).

Dans les Alpes, les glaciers et le permafrost ont des localisations souvent différentes. Alors que les premiers se trouvent principalement dans les zones froides et humides, le permafrost est en grande partie localisé dans les régions sèches dépourvues de glaciers. Cependant, comme le démontre le modèle de la cryosphère élaboré par Haeberli (2005), il arrive que des formes glaciaires et périglaciaires cohabitent dans un même environnement lorsque la moyenne annuelle des précipitations indique des valeurs inférieures à 2500mm (Figure 1). Effectivement, lorsque les conditions sont plus sèches, la ligne d'équilibre des glaciers est plus haute que la limite inférieure du permafrost discontinu. Par conséquent, certains glaciers ont pu être en contact avec des matériaux gelés préexistants durant la récurrence du Petit Âge Glaciaire (Lugon et al., 2004). Le développement de formes à la fois glaciaires et périglaciaires est fortement influencé par les fluctuations climatiques de l'Holocène et par les tendances du réchauffement climatique du 20^{ème} siècle (Maisch et al., 2003).

Une étude approfondie de ces secteurs composés de formes à la fois glaciaires et périglaciaires s'avère nécessaire dans le but de prévenir les dangers naturels éventuels dont ils peuvent être à l'origine, ainsi que de prévoir leur réaction potentielle face au réchauffement climatique. Haeberli (2005) rappelle d'ailleurs à ce sujet qu'il existe encore une grande négligence sur ce domaine de la

cryosphère en haute montagne. De plus, les milieux de haute montagne sont devenus depuis plusieurs décennies des marqueurs du réchauffement climatique, « en particulier à travers le retrait des glaciers » (Ravel et Lambiel, 2012). C'est dans ce contexte que s'insère ce mémoire, qui s'intéresse à la dynamique superficielle des systèmes glaciaires situés dans le domaine périglaciaire alpin. Cette notion de systèmes est aujourd'hui fréquemment utilisée pour définir les glaciers, ces derniers étant en interaction constante avec l'environnement extérieur (e.g. Coutterand, 2008 ; Pidwirny et Jones, 2009 ; Savoskul et Smakhtin, 2013). En effet, un glacier se forme par l'accumulation de la neige et peut à terme s'écouler sous son propre poids. Les précipitations neigeuses accumulées durant l'hiver sont évacuées par les eaux de fonte durant la période estivale (Savoskul et Smakhtin, 2013). Le glacier fonctionne donc comme un système ouvert et son évolution dépend fortement de la composante climatique. Par conséquent, la notion de système glaciaire sera souvent utilisée dans cette étude pour définir l'ensemble du secteur délimité par les moraines du Petit Âge Glaciaire et par les formes périglaciaires situées dans les marges du glacier.

Ce travail de mémoire a comme objectif l'étude de la dynamique superficielle (changements d'élévation, vitesses horizontales) des systèmes glaciaires situés dans le domaine périglaciaire alpin à deux échelles temporelles, à savoir l'échelle pluri-décennale et l'échelle annuelle et saisonnière. Les objectifs généraux sont détaillés au chapitre 1.3. Pour répondre à ces objectifs, deux méthodes principales seront utilisées : la photogrammétrie et le LiDAR (« Light Detection and Ranging ») qui seront toutes deux présentées au chapitre 1.4. Les deux sites d'études concernés sont Tsarmine (Arolla, Valais) et Entre la Reille (Diablerets, Vaud). Leurs caractéristiques géomorphologiques ainsi que la justification du choix de ces terrains sont décrits au chapitre 1.5. Les résultats de ce mémoire sont présentés sous forme de deux articles scientifiques, le premier sur l'évolution des systèmes glaciaires dans les environnements périglaciaires depuis la deuxième moitié du 20^{ème} siècle avec le cas de Tsarmine (Partie II), et le deuxième à court terme (échelle de l'année et de la saison) avec le cas d'Entre la Reille (Partie III). Pour chaque article, une problématique spécifique à l'étude a été réalisée. Mais auparavant, il est nécessaire de mieux comprendre le contexte sédimentaire et géomorphologique de ces systèmes glaciaires qui est détaillé au chapitre suivant (chapitre 1.2).

1.2 Etat général de la recherche : contexte sédimentaire et géomorphologique

1.2.1 Notion de « paraglaciaire »

Ce chapitre introduit la notion de « paraglaciaire », introduite dans les années 1970 par Church et Ryder (1972), puis approfondie par Ballantyne (2012). Récemment, cette notion a également été étudiée par Scapozza (2013) dans le cadre de sa thèse, afin de mieux comprendre les liens entre la transformation des paysages glaciaires et périglaciaires depuis la fin du Tardiglaciaire, et les oscillations climatiques holocènes. Ces différentes études permettront de mieux cerner le contexte passé qui a permis aux systèmes glaciaires situés dans le domaine périglaciaire alpin d'acquiescer la morphologie complexe que nous leur connaissons actuellement.

a) Définition et évolution du terme « paraglaciaire »

En 1972, Church et Ryder définissent le terme « paraglaciaire » comme étant une série de processus non glaciaires directement conditionnés par une glaciation. Ceci comprend à la fois les processus proglaciaires, mais également ceux qui se produisent autour et à l'intérieur des marges d'anciens glaciers et qui sont le résultat direct d'une ancienne présence de glace. Cette définition n'introduit pas de nouveaux processus paraglaciaires, mais souligne l'ajustement rapide des paysages non englacés aux conditions non glaciaires selon Church et Ryder (1972). Récemment, Ballantyne (2002) a proposé une définition plus large du concept introduit par Church et Ryder (1972), en définissant le

terme paraglaciale comme les processus de surface non glaciaires, les accumulations sédimentaires, les formes, les systèmes et les paysages qui sont directement conditionnés par les glaciations et les déglaciations. Comme le soulignent Mercier et Etienne (2008), la notion « paraglaciale » n'est plus utilisée pour décrire des processus, mais pour définir des formes, des paysages et des systèmes qui en résultent. Ballantyne (2002) a donc introduit la notion de « géomorphologie paraglaciale » comme concept global en géomorphologie. Les études de Mercier (2007) vont également dans le sens d'une géomorphologie paraglaciale : « le concept de paraglaciale ouvre des perspectives et renouvelle les approches géomorphologiques classiques en mettant l'accent sur les stocks sédimentaires, les flux, les bilans, les rythmes et les crises ». La notion de « paraglaciale » ne fait cependant pas l'unanimité. Slaymaker (2009) affirme en effet que ce terme est controversé et doit davantage être perçu comme une idée qui attire l'attention sur les façons dont les paysages glaciaires répondent aux conditions non glaciaires.

La majorité des modèles d'évolution du relief des régions froides non englacées ont un schéma théorique similaire. Suite à une déglaciation, le système morphogénétique glaciaire doit s'ajuster aux conditions environnementales du moment et subit ainsi un rééquilibrage. Ces changements rapides sont responsables d'une « crise morphogénétique paraglaciale » (Scapozza, 2013). La figure 2 illustre bien les différentes phases d'équilibre que subissent les systèmes morphogénétiques au cours du temps et en fonction des régimes énergétiques. Le régime d'énergie est défini selon Thorn et Loewenhertz (1987) comme la « capacité de rupture des sédiments et de leur transport dans le système géomorphologique ». Une période glaciaire, où les appareils ont un pouvoir érosif très important, est ainsi considérée comme ayant un haut régime énergétique. Selon la figure 2, « le niveau d'équilibre atteint à la fin d'une crise paraglaciale serait l'équilibre périglaciaire » (Scapozza, 2013). Cet équilibre traduit une transition énergétique entre un système dominé par des processus glaciaires et un système dominé par des processus périglaciaires (Harris et Murton, 2005). La sortie de cette phase d'équilibre peut évoluer de deux façons distinctes. Lors d'une glaciation, le système se dirige vers un système morphogénétique glaciaire (dominé par les processus glaciaires) et lors d'une période interglaciaire, le système transite vers un système morphogénétique tempéré (les formes périglaciaires sont en déséquilibre avec les conditions climatiques). Cette dernière transition d'équilibre peut porter le nom de « crise morphogénétique parapériglaciaire », durant laquelle les processus et formes sédimentaires sont conditionnés par la dégradation du pergélisol. Les formes parapériglaciaires doivent donc s'ajuster aux conditions climatiques tempérées selon Scapozza (2013).

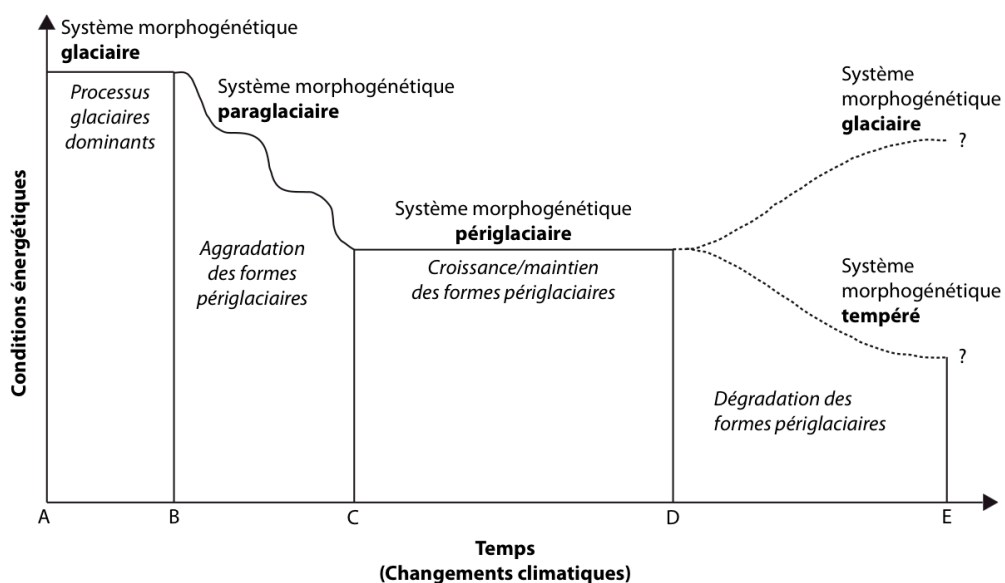


Figure 2 : Phases d'équilibre subies par les systèmes morphogénétiques au cours du temps. Schéma réalisé à la base par Thorn et Loewenhertz (1987), modifié par Slaymaker (2009) puis repris par Scapozza (2013).

b) Les processus paraglaciers des systèmes glaciaires de haute altitude

Depuis la fin du Petit Âge Glaciaire, il y a environ 150 ans, le volume des glaciers des Alpes européennes a diminué de moitié (Haeberli et Beniston, 1998) ce qui a conduit à de nombreux changements géomorphologiques. Selon Cossart *et al.* (2008), les zones les plus instables sont localisées dans les secteurs qui étaient autrefois occupés par des glaciers. Libérés de la glace, ces secteurs doivent alors s'ajuster aux conditions externes et des processus paraglaciers se manifestent, le principal étant l'érosion de matériaux glaciaires non consolidés et non végétalisés (Curry *et al.*, 2006). Cette interdépendance entre la déglaciation et la transformation du paysage a été notée depuis longtemps dans l'environnement alpin (Iturrizaga, 2008). Les processus géomorphologiques sont les plus intenses durant les dix premières années de la déglaciation, principalement à cause de la présence d'eau de fonte. Lorsque la déglaciation est complète, le transfert sédimentaire diminue radicalement (Ballantyne, 2002). L'échelle spatiale est également très importante, car elle influence grandement l'apport en sédiments en fonction du temps. Ainsi, cet apport en sédiments est nettement plus rapide après une déglaciation pour les environnements alpins de haute altitude, dont les systèmes glaciaires étudiés dans ce mémoire, alors qu'il faut plus de temps pour que cette charge sédimentaire accède aux vallées principales (Figure 3). Le transport sédimentaire paraglacier s'apparente donc à une cascade sédimentaire complexe qui est interrompu localement par plusieurs zones de dépôts et de stocks (Ballantyne, 2002).

La figure 3 vaut également pour la période qui a suivi le Petit Âge Glaciaire. Les terrains désenglacés doivent se remettre de la dernière avancée glaciaire (Slaymaker, 2009) et sont souvent susceptibles d'évoluer très rapidement par les agents érosifs et gravitaires notamment (Harris et Murton, 2005). Il n'est pas rare que l'amincissement d'un glacier déstabilise les agencements sédimentaires latéraux (Ravel et Lambiel, 2012), rééquilibrant ainsi les pentes des moraines. Les processus fluviaux (ravineurs) ou gravitaires (éboulis) peuvent également modifier le paysage. En ce qui concerne les marges proglaciaires qui se situent à l'intérieur de la ceinture du permafrost discontinu, le rétrofluage des moraines de poussée en direction du centre de la marge a déjà pu être observé (e.g. Kneisel et Kääh, 2007), et traduit un réajustement paraglacier.

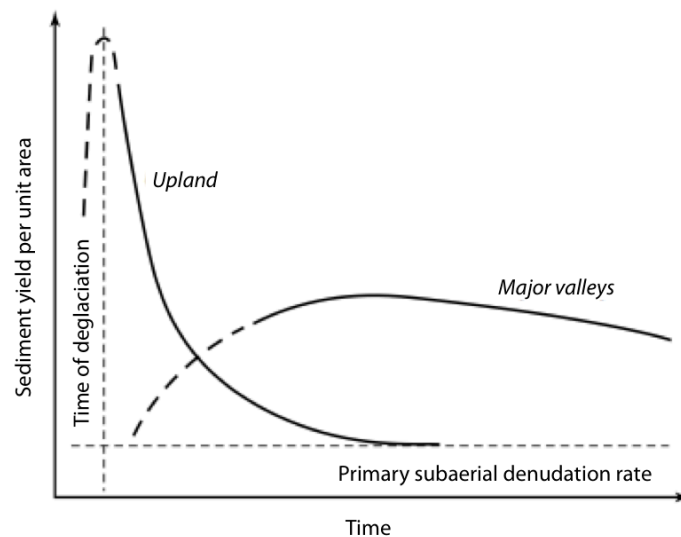


Figure 3 : Cycle de sédimentation paraglacière suite à une déglaciation, en fonction de l'échelle spatiale (Ballantyne, 2002).

c) Histoire (péri)glaciaire et crises para(péri)glaciaires

Cette section introduit les différentes périodes climatiques qui ont transformé les paysages glaciaires et périglaciaires depuis la fin du Tardiglaciaire, et les crises para(péri)glaciaires associées qui ont largement été étudiées par Scapozza (2013).

La fin du Tardiglaciaire a été marquée par une période de refroidissement appelée Dryas Récent, durant laquelle les glaciers ont réavancé. Ces avancées ont laissé des traces parfois encore visibles dans le paysage : les moraines du stade Egesen (Ivy-Ochs et al., 2009). Le réchauffement rapide du **début de l'Holocène** (11'550 calBP) a fait fondre rapidement les glaciers du stade glaciaire de l'Egesen, marquant une première **crise paraglaciaire** selon Scapozza (2013). Ce même auteur affirme également que la période entre le début de l'Holocène et la fin de l'Optimum climatique (6300 calBP) se caractérise par une **crise parapériglaciaire**, consécutivement à la dégradation du permafrost dans les parois rocheuses. Cette période est donc marquée par une grande phase d'ébouilisation. Les dépôts morainiques laissés par les glaciers lors de leur retrait ainsi que les dépôts créés par cette grande phase d'ébouilisation sont selon Scapozza (2013) responsables de la formation de plusieurs glaciers rocheux actuellement actifs. Cela concorde avec les études de Lambiel et Reynard (2002) qui affirment que la formation des glaciers rocheux actuellement actifs date vraisemblablement du début de l'Holocène, en lien avec le retrait des glaciers. Selon ces mêmes auteurs, les glaciers rocheux actuellement inactifs se sont quant à eux sûrement créés lors des périodes plus froides de la deuxième moitié de l'Holocène (à partir de 6000 calBP), et se situent à des altitudes plus basses que les glaciers rocheux actifs. Le maintien actuel de plusieurs glaciers rocheux formés il y a plusieurs milliers d'années s'explique selon Delaloye (2004) par une faible variation de la limite inférieure du permafrost discontinu (estimation de +/- 200m), consécutivement à des oscillations climatiques holocènes pas assez marquées pour faire considérablement varier cette limite. Cette faible réactivité s'explique par les nombreux facteurs de contrôle de la limite inférieure du permafrost discontinu, autres que la température.

La deuxième moitié de l'Holocène (6000 calBP) a été marquée par une alternance de périodes froides et chaudes. Durant les périodes plus froides, les glaciers ont réavancé jusqu'aux environs de leur limite du Petit Âge Glaciaire (Schneebeli et Röthlisberger, 1976). Lors de chacune de ces récurrences, certains glaciers rocheux ont été repoussés aux marges des systèmes glaciaires (Delaloye, 2004). Ces réavancées glaciaires ont également contribué à former d'importantes accumulations morainiques qui peuvent mener dans certains cas à la formation de bastions morainiques (Lambiel *et al.*, 2004). **Depuis la fin du Petit Âge Glaciaire**, les températures ont augmenté de façon non linéaire. Effectivement, plusieurs glaciers ont réavancé entre 1960 et 1980, avant de reculer fortement à partir des années 1980 (e.g. Huss, 2012 ; Haeberli, 2007). Selon Scapozza (2013), il est probable que « la partie inférieure de la zone périglaciaire alpine vit à nouveau une **phase d'ébouilisation parapériglaciaire** suite à la dégradation du pergélisol dans les parois rocheuses », principalement depuis les années 1980. Selon ce même auteur, la possible crise parapériglaciaire actuelle permettrait la transition entre le système morphogénétique périglaciaire du Petit Âge Glaciaire et un système morphogénétique tempéré, où les formes périglaciaires se dégradent progressivement et où les glaciers voient leur température se rapprocher du point de fusion (Ravanel, 2009).

1.2.2 Dynamique sédimentaire en haute montagne

Dans les environnements de haute montagne, les flux de sédiments sont grandement influencés par la topographie et par les glaciations passées et présentes. Certains secteurs des vallées suspendues (situées à plus de 2000m d'altitude) ont été creusés par l'érosion glaciaire depuis des milliers d'années et sont de véritables puits/pièges à sédiments (Otto *et al.*, 2009). La forte accumulation sédimentaire qui caractérise ces secteurs, composés de débris glaciaires du Pléistocène et de l'Holocène, s'explique non seulement par leur faible pente (Bosson, 2011), mais également par les variations de la ligne d'équilibre glaciaire depuis le début de l'Holocène (Ivy-Ochs *et al.*, 2009). Ces variations se sont traduites par une alternance d'avancées et de retraits glaciaires qui ont à chaque fois accumulé une couche supplémentaire de sédiments. Les glaciers de petite taille (quelques km²) avec une extension verticale faible ont eu un temps de réponse rapide face aux variations de température de l'Holocène (Ivy-Ochs et al., 2009) et ont eu de la peine à évacuer ces sédiments. Ces

environnements sont donc considérés comme étant « clos » selon Otto *et al.* (2009). La cascade sédimentaire n'y est que très peu développée et ne s'étend que sur des distances faibles. En effet, « bien que les processus périglaciaires et glaciaires exercent une grande influence sur le transport sédimentaire dans les vallées suspendues, ils ne produisent pas une sortie du sous-système » (Otto et Dikau, 2004).

La déconnexion des formes géomorphologiques avec l'hydrosystème est l'une des principales causes qui explique la faible évacuation sédimentaire depuis les vallées suspendues à l'échelle d'un versant (Brown *et al.*, 2009). Bien que les marges proglaciaires soient les parties les plus dynamiques des systèmes de flux sédimentaires dans les Alpes (Otto *et al.*, 2009), il est nécessaire qu'elles soient connectées à l'hydrosystème pour garantir une bonne évacuation des débris. En effet, Gailhausen *et al.* (2012) ont remarqué que le transfert sédimentaire depuis les glaciers couverts jusqu'à la rivière principale dépend fortement de cette connexion à l'hydrosystème.

Une seconde forme géomorphologique fréquente dans les Alpes et perçue comme un véritable agent de transport est le glacier rocheux (Reynard *et al.*, 2012). Les glaciers rocheux peuvent transporter de grandes quantités de débris provenant des parois rocheuses ou des moraines, à des vitesses majoritairement comprises entre 0.1 à 2 m/an à travers les siècles et les millénaires (e.g. Barsch, 1996 ; Haeberli, 1985). Cependant, ces formes géomorphologiques sont souvent déconnectées de l'hydrosystème, et n'évacuent donc que peu de sédiments (Müller *et al.*, 2013). Une étude sur le glacier rocheux du Ritigraben (Lugon et Stoffel, 2010) souligne tout de même le risque que peut présenter ces formes périglaciaires. En effet, le déclenchement de laves torrentielles depuis le front de ce glacier rocheux a été remarqué à plusieurs reprises, mettant ainsi en évidence le rôle des glaciers rocheux dans la dynamique sédimentaire à l'échelle d'un versant. Tout comme les glaciers couverts, l'évacuation sédimentaire depuis un glacier rocheux semble donc largement dépendante de sa connexion avec l'hydrosystème.

Selon Otto et Dikau (2004), le réchauffement climatique et son impact sur les stocks sédimentaires dans des terrains gelés soulève de nouvelles questions scientifiques. La future hausse des températures va certainement contribuer à modifier de manière significative le transfert sédimentaire dans les vallées suspendues. Par conséquent, les recherches sur la quantification des stocks sédimentaires peuvent largement contribuer à améliorer les modélisations, ainsi que la compréhension des formes géomorphologiques et de leur évolution (Schrott et Bonn, 2012).

1.2.3 Les systèmes glaciaires situés dans le domaine périglaciaire alpin : une interaction entre formes géomorphologiques diverses

La connaissance des caractéristiques géomorphologiques des systèmes glaciaires situés dans le domaine périglaciaire alpin est fondamentale dans le but d'expliquer les processus à l'origine des déformations géométriques dans ces environnements. Plusieurs études (e.g. Reynard *et al.*, 2003 ; Delaloye, 2004 ; Käab et Kneisel, 2004) ont permis de mieux comprendre les différents types de formes géomorphologiques qui composent ces secteurs, ainsi que les déformations mécaniques qui s'y déroulent.

a) Diversité géomorphologique

L'avancée de plusieurs petits glaciers alpins au Petit Âge Glaciaire se situant dans la ceinture du permafrost discontinu a eu des répercussions mécaniques et thermiques sur des corps gelés préexistants, le plus souvent des glaciers rocheux (Delaloye, 2004). Ces glaciers alpins étaient pour la plupart polythermiques (Delaloye, 2004 ; Käab et Kneisel, 2006), c'est-à-dire qu'ils présentaient des caractéristiques à la fois de glacier froid dans leur marge et de glacier tempéré à leur base. L'apport d'eau par fusion de la glace et le frottement du glacier lors de leur avancée ont contribué à réchauffer le terrain potentiellement gelé. Le permafrost est donc le plus souvent dégradé dans la

partie centrale de la marge proglaciaire ainsi que sous le glacier actuel par circulation d'eau sous-glaciaire (Reynard *et al.*, 2003), et se trouve principalement dans les bordures externes des systèmes glaciaires actuels. Delaloye (2004) parle à ce sujet de « distribution atypique du pergélisol », afin de souligner l'importance du régime thermique du glacier au Petit Âge Glaciaire sur la répartition actuelle du permafrost dans ces systèmes glaciaires.

Dans la plupart des cas, l'agencement des formes géomorphologiques au sein des systèmes glaciaires situés dans le domaine périglaciaire alpin suit une même organisation spatiale. En effet, la topographie concave en amont composée de glace sédimentaire enterrée (parfois sous forme de glacier couvert) contraste avec la topographie chaotique des zones marginales, caractérisées par la présence de corps gelés (moraines de poussée, glaciers rocheux) et non gelés (e.g. Pieracci et Lambiel, 2008). Ces environnements peuvent également se caractériser par la présence de glace morte enterrée sous une épaisse couche de sédiments (Singh *et al.*, 2011). Cette couche sédimentaire joue le rôle d'isolation thermique lorsqu'elle est supérieure à quelques centimètres (1.5-2.5 cm), alors qu'elle accélère la fonte lorsqu'elle est trop fine par réduction de l'albédo (e.g. Adhikari *et al.*, 2002 ; Hagg *et al.*, 2008).

La glace des systèmes glaciaires se situant à l'intérieur de la ceinture du permafrost discontinu peut donc être à la fois d'origine périglaciaire (glaciers rocheux, moraines de poussée), et d'origine glaciaire (glacier blanc, glacier couvert, glace morte enterrée). En fonction de sa formation, Delaloye (2004) distingue deux types de glace :

- glace de congélation, formée par le gel de l'eau. Les glaciers rocheux sont essentiellement constitués de ce type de glace.
- Glace sédimentaire, issue de différentes couches de neige qui, par compaction, se transforment en glace. Lorsqu'elle est assez épaisse, la glace sédimentaire peut s'écouler sous son propre poids et former un glacier.

Les moraines de poussée, définies par Haeberli (1985) comme des « sédiments glacio-tectoniquement déformés par l'avancée d'un glacier partiellement froid au Petit Âge Glaciaire », sont des formes qui peuvent combiner les deux types de glace à la fois. Selon Delaloye (2004), de la glace sédimentaire peut parfois être « abandonnée » dans les moraines de poussée par le glacier lors de son retrait, et permettre ainsi le maintien du pergélisol en profondeur. Bien qu'une aggradation du permafrost ait déjà été observée dans ces systèmes (e.g. Reynard *et al.*, 2003), sa dégradation semble plus fréquente (Maisch *et al.*, 2003). Comme vu au sous-chapitre 1.2.1 c), le réchauffement climatique devrait conduire ces environnements vers des systèmes tempérés, en réchauffant le permafrost et en voyant les températures des glaciers se rapprocher du point de fusion (Ravel, 2009).

b) Types de déformations mécaniques

Les études récentes sur les systèmes glaciaires situés dans le domaine périglaciaire alpin ont eu comme principal objectif la caractérisation du type de glace en sous-sol et la cartographie de sa répartition spatiale au sein du système (e.g. Kääb et Kneisel, 2006 ; Lugon *et al.*, 2004 ; Otto et Dikau, 2004). Cependant, seules quelques études se sont concentrées sur les déformations géométriques des formes géomorphologiques. Kneisel et Kääb (2007) ont par exemple observé un rétrofluge des moraines de poussée depuis la fin du Petit Âge Glaciaire, c'est-à-dire un fluage en direction du centre du système, consécutivement à l'avancée des glaciers durant la dernière récurrence glaciaire. Cette récurrence glaciaire a également pu modifier le comportement actuel des glaciers rocheux selon Delaloye (2004). En effet, compte tenu de leur forte accélération momentanée lorsqu'ils ont été poussés par le glacier, les glaciers rocheux vont probablement subir une diminution de leur vitesse dans les prochaines années, voire même une inactivation. Enfin, la fonte de la glace en sous-sol peut également expliquer les déformations géométriques visibles en surface. Effectivement, des dépressions locales peuvent se créer lorsque la couche sédimentaire est trop fine, en accélérant

l'ablation de la glace (Adhikari *et al.*, 2002). Ces subsidences sont fréquentes, comme par exemple au glacier des Posets (Lugon *et al.*, 2004).

1.2.4 Des environnements encore mal connus

Les scientifiques ne se sont intéressés que tardivement à l'évolution du permafrost, en comparaison avec l'étude des glaciers. En effet, l'intensification qualitative et quantitative des recherches dans le premier domaine n'a commencé que dans les années 1970 et le niveau de connaissance est en retard par rapport à celui des glaciers (Harris et Murton, 2005). L'état de la recherche sur les interactions entre les glaciers et le permafrost s'avère donc encore moins développé, bien que ce cadre scientifique bénéficie d'un intérêt croissant depuis plusieurs années (Haeberli, 2005). Il subsiste encore plusieurs inconnues, notamment sur la nature de la glace des systèmes glaciaires situés dans le domaine périglaciaire alpin, sur la dynamique des processus actifs, sur la répartition des déformations dans ces secteurs ou encore sur la vitesse de leurs réponses face à l'intensification du réchauffement climatique (Bosson, 2011).

Les études déjà effectuées dans ces environnements alpins se sont principalement penchées sur leur structure interne (présence et caractéristique de la glace en particulier) par des prospections géophysiques et des forages. Cependant, les études quantitatives des mouvements superficiels sont encore peu nombreuses. Certes, certains auteurs se sont penchés sur la question (par exemple Käab et Kneisel (2006), par mesures photogrammétriques) mais les connaissances demeurent relativement faibles, notamment en ce qui concerne l'analyse des mouvements à l'échelle saisonnière (estivale), ainsi que les changements superficiels en lien avec les oscillations climatiques récentes.

1.3 Objectifs généraux

Les études présentées dans l'état général de la recherche permettent de mettre en avant plusieurs constats sur le contexte géomorphologique et sédimentaire des systèmes glaciaires situés dans le domaine périglaciaire alpin, mais témoignent également du manque de connaissances actuel sur ces environnements alpins. D'une manière synthétique et générale, nous pouvons affirmer que ces secteurs ont accumulé depuis des milliers d'années des sédiments qui provenaient/proviennent des éboulements des parois rocheuses. Les glaciers qui occupent actuellement ces environnements ont une taille trop petite ainsi qu'une pente trop faible pour pouvoir évacuer l'importante charge sédimentaire. Ces systèmes s'apparentent ainsi à de véritables puits à sédiments, plus ou moins déconnectés au système hydrographique, et empêchent donc dans la plupart des cas un transfert sédimentaire sur de longues distances à l'échelle du versant. Les processus géomorphologiques au sein de ces systèmes ont été particulièrement intenses suite aux retraits glaciaires. Leur activité actuelle est cependant encore très peu étudiée, tout comme l'impact du climat sur leurs évolutions superficielles (changements d'élévations, déplacements horizontaux). Ces mouvements sont étroitement liés au type et à la teneur en glace du sous-sol, qui, dans ces environnements alpins, peut avoir différentes origines.

Ces problématiques sont importantes notamment dans le cadre d'une bonne gestion des risques en haute montagne. En effet, la dynamique sédimentaire des versants impacte directement le transfert des sédiments dans les vallées et dans les cours d'eau principaux. Ce travail de mémoire propose une **analyse qualitative des processus géomorphologiques actifs au sein des systèmes glaciaires situés dans le domaine périglaciaire alpin, ainsi qu'une quantification des mouvements superficiels qui s'y déroulent**. Cette étude s'articule autour de deux questions de recherches principales :

1. **Comment ont évolué les systèmes glaciaires situés dans le domaine périglaciaire alpin depuis la deuxième moitié du 20^{ème} siècle ?** L'analyse géomorphologique s'appuiera sur deux cartes de la dynamique superficielle de ces systèmes glaciaires : l'une se concentrant sur les changements d'élévation, qui traduisent la perte ou la prise de volume des glaces en sous-sol, et l'autre se concentrant sur les déplacements horizontaux qui donnent des informations sur la localisation des secteurs les plus actifs. Ces deux cartes apporteront de grandes informations sur la réaction de ces systèmes face aux variations climatiques depuis 1969.

Dans le 5^{ème} rapport de l'IPCC, Vaughan *et al.* (2013) rappellent que les changements à long terme dans la cryosphère sont le résultat des variations climatiques, et que l'évolution de la cryosphère est souvent vue comme un thermomètre naturel. Les deux sites de ce mémoire se caractérisent par la présence de glace enterrée (glacier couvert, glace morte) et de formes périglaciaires. Il sera donc intéressant d'analyser la réaction de ces environnements face au réchauffement/diminution des températures. Les sédiments inhibent-ils la fonte de la glace ? Existe-t-il un décalage temporel entre les fluctuations climatiques et l'activité des formes géomorphologiques ? Suite aux analyses de ces deux sites d'étude, quelles conclusions pouvons-nous tirer à une échelle plus large sur ces environnements de haute montagne, marqués par une interaction entre glaciers et permafrost ?

2. **Comment les systèmes glaciaires dans les environnements périglaciaires évoluent-ils à court terme ?** L'évolution de ces systèmes sera étudiée à deux échelles temporelles : celle de l'année et celle de la saison. Il sera intéressant de savoir si les mouvements annuels au sein du système sont les plus actifs durant la période estivale, consécutivement à l'apport en eau par la fonte de la glace et les précipitations et à l'absence de neige, et également de connaître les secteurs les plus actifs et d'en expliquer les causes. En fonction de la dynamique actuelle, un modèle sur la morphogénèse de ces systèmes depuis le Petit Âge Glaciaire sera également proposé.

Ces deux objectifs constitueront le fil conducteur de ce mémoire. En effet, après la présentation des méthodes (chapitre 1.4) et des sites d'études (chapitre 1.5), les résultats seront introduits sous forme de deux articles scientifiques (Parties II et III) qui reprennent les deux objectifs principaux de ce mémoire.

1.4 Méthodes

Comme mentionné au chapitre précédent, la dynamique superficielle des systèmes glaciaires sera analysée à l'aide de modèles numériques de terrains qui, comparés, apporteront des informations sur les changements d'élévations ainsi que les déplacements horizontaux subis par les sites d'étude. Kääb *et al.* (2005) rappellent l'utilité des modèles numériques de terrain dans l'analyse des processus géomorphologiques : « Digital terrain models (DTMs), derived from optical stereo data, synthetic aperture radar or laserscanning, represent one of the most important data sets for investigating high-mountain processes. [...] Multitemporal data can be used to derive surface displacements on glaciers, permafrost and landslides ». Selon ce même auteur, les MNTs (modèles numériques de terrain) de différence sont des indicateurs des processus géomorphologiques, comme les fluctuations glaciaires et les mouvements de masse. Les mouvements horizontaux sont quant à eux précieux pour déterminer la vitesse des formes géomorphologiques et son évolution dans le temps.

Dans ce mémoire, les MNTs ont été obtenus grâce à deux méthodes : le LiDAR (« Light Detection and Ranging ») et la photogrammétrie. Les MNTs issus du LiDAR ont été réalisés par moi-même, alors que

les MNTs créés par photogrammétrie ont été réalisés par Micheletti (in prep). Ces MNTs ont permis d'étudier les changements d'élévation au sein du système (MNTs de différence), ainsi que les vitesses horizontales, qui ont été obtenues grâce au logiciel « 7D ».

1.4.1 Changements d'élévation

a) LiDAR

Le LiDAR est un instrument de mesure qui se base sur la transmission et la réception d'un signal lumineux, en calculant son temps de retour (Ravanel *et al.*, in prep). Doté d'une dispersion spatiale faible et d'une précision temporelle très importante, cette technologie permet d'avoir une précision de l'ordre du centimètre sur des objets situés à plusieurs centaines de mètres (Hodge *et al.*, 2009). En envoyant plusieurs milliers de pulsations par seconde (222'000 par seconde pour le LiDAR « RIEGL VZ-6000 » utilisé dans ce mémoire), l'appareil permet d'obtenir la topographie de terrains parfois très vastes (RIEGL, 2013). Le LiDAR n'est utilisé fréquemment que depuis quelques années en ce qui concerne le monitoring des régions de haute montagne (Kääb *et al.*, 2005). Le poids de cet équipement, son coût, ainsi que le temps relativement important de post-processing peuvent expliquer sa faible application actuelle dans ces secteurs. Les résultats convaincants déjà obtenus dans des environnements périglaciaires et glaciaires (e.g. Avian *et al.*, 2009 ; Bauer *et al.*, 2003) dénotent l'intérêt croissant pour cet appareil. Le LiDAR est en effet considéré comme une technique prometteuse pour l'étude des glaciers et du permafrost. Cette méthode est très adaptée pour l'analyse des processus géomorphologiques : « The resulting high degree of terrain details represented enables new methods of geomorphometric terrain analysis as well as terrain dynamics analysis » (Kääb *et al.*, 2005).

Une étude LiDAR se fait en plusieurs étapes. Une fois les scans effectués, il est nécessaire de traiter les données brutes en éliminant les « bruits » avant de créer les modèles numériques de terrain (MNT). Avant de réaliser l'interpolation spatiale à partir des points, il est nécessaire de caler les scans entre eux afin de les projeter dans un système de coordonnées commun. De ce fait, les changements perçus à travers le temps correspondent à des modifications réelles du paysage et non à un possible décalage entre les MNTs. La dernière étape consiste à prendre en considération les incertitudes principalement liées au scanner, aux objets scannés, à l'environnement ainsi qu'aux méthodes utilisées (Ravanel et Lambiel, 2012).

b) Photogrammétrie

La photogrammétrie est une méthode de télédétection qui se base sur deux images prises au même moment à deux endroits différents afin de réaliser un modèle 3D du site d'étude (Lane *et al.*, 2010). Les images utilisées dans le cadre de ce mémoire sont les photographies aériennes de Swisstopo. Le couple d'images le plus vieux est celui de 1969, et le plus récent date de 2012. Ces images aériennes représentent une source inestimable pour comparer quantitativement des évolutions temporelles (Kääb *et al.*, 2005).

La création de MNTs par photogrammétrie requiert plusieurs étapes. La première est la prise de points dGPS sur des zones stables visibles sur chaque couple d'images. Une répartition homogène de ces points est préférable pour la création du MNTs. Ces points sont ensuite placés sur chaque couple d'images manuellement (orientation externe) à l'aide d'un logiciel comme ERDAS IMAGINE, par exemple. Cela permet de géoréférencer les images aériennes. Par la suite, le logiciel trouve un nombre important de points automatiquement, et crée une interpolation spatiale à partir de ces points. Les MNTs peuvent ensuite être comparés et donner des informations sur les pertes/gains de volumes au sein du système glaciaire.

1.4.2 Vitesses horizontales

Les vitesses horizontales ont été obtenues avec le logiciel « 7D ». Ce programme conçu par le laboratoire SYMME à l'Université de Savoie (Pierre Vacher) permet de générer des vecteurs de déplacements entre deux images prises à des moments différents. Pour ce faire, ce logiciel se base sur la corrélation entre les pixels de chaque image, en fonction de leur niveau de gris. Dans le cadre de ce mémoire, les images utilisées sont les images aériennes orthorectifiées créées par la photogrammétrie pour l'échelle des décennies, ainsi que les « Hillshades » (ombrage) des MNTS du LIDAR pour l'échelle annuelle. 7D est relativement facile à manipuler et il existe très peu de prétraitements. Les seules étapes pour réaliser les vecteurs de déplacements sont (1) sélectionner la zone d'intérêt de l'image dans laquelle le logiciel va générer des vecteurs et (2) définir l'écart entre chaque vecteur. Il suffit ensuite d'éliminer les bruits, c'est-à-dire les vecteurs qui prennent des trajectoires illogiques et/ou qui ont des valeurs de déplacements jugées exagérées.

La photogrammétrie et le LiDAR sont deux méthodes qui permettent de répondre aux objectifs généraux de ce mémoire. La première a permis d'apporter des informations sur l'évolution décennale des systèmes glaciaires dans les environnements périglaciaires à l'aide d'images aériennes prises depuis 1969, et la seconde a donné des indications sur la dynamique à l'échelle annuelle. D'autres méthodes secondaires viennent s'ajouter aux principales, à savoir la géoélectrique et le dGPS. Les résultats de ces deux méthodes proviennent de l'article en cours de révision de Jean-Baptiste Bosson (Bosson, in prep), doctorant à l'Université de Lausanne, dont l'objectif est la caractérisation du type et de la répartition spatiale de la glace en sous-sol ainsi que l'étude de la dynamique contemporaine de ces environnements. Ces méthodes ont été utilisées afin de répondre aux objectifs spécifiques du deuxième article (Figure 7).

1.5 Terrains d'études

1.5.1 Présentation des sites d'études

Les deux sites de ce mémoire se situent à Tsarmine (Arolla, Valais) et à Entre la Reille (Diablerets, Vaud). Ils ont été choisis pour leurs caractéristiques géomorphologiques, à savoir des stocks sédimentaires dominés par des processus glaciaires et périglaciaires. Cependant, leurs caractéristiques topographiques, climatiques et géologiques diffèrent. Toutes ces caractéristiques sont présentées dans les deux articles. Ces deux terrains ont l'avantage d'avoir été étudiés dans le passé, et le sont également actuellement par Jean-Baptiste Bosson (in prep).

Le système glaciaire de Tsarmine s'étend de 2500m à 3000m d'altitude environ (Figure 4). La partie amont est délimitée par un cirque glaciaire, avec comme principaux sommets la Grande Dent de Veisivi (3418m) et la Dent de Perroc (3676m). Au pied du cirque, le glacier est d'abord dépourvu de sédiments jusqu'à une altitude d'environ 2900m, avant d'être totalement couvert jusqu'à son front. La partie aval est marquée par la présence d'un petit lac proglaciaire dans la partie sud, ainsi qu'un système de moraines de poussée dans la partie nord-ouest qui se termine par un glacier rocheux encore actif. Le système se termine par un imposant bastion morainique.

Le système glaciaire d'Entre la Reille est exposé au Nord et s'étend de 2350m à 2550m d'altitude (Figure 4). Au premier abord, le système à l'allure d'un glacier rocheux (front raide, rides de compression). Cependant, les études de Reynard *et al.* (1999) et Bosson (in prep) ont permis de démontrer la présence de glace sédimentaire en sous-sol dans la partie amont. Grâce à ses résultats, nous pouvons affirmer que le système est composé d'un petit glacier noir en amont dans la partie gauche (dans le sens de l'écoulement) et de glace morte enterrée dans la partie droite. Il est délimité

par des moraines latérales du Petit Âge Glaciaire, et par des moraines de poussée dans la partie aval qui se terminent par un glacier rocheux encore actif.

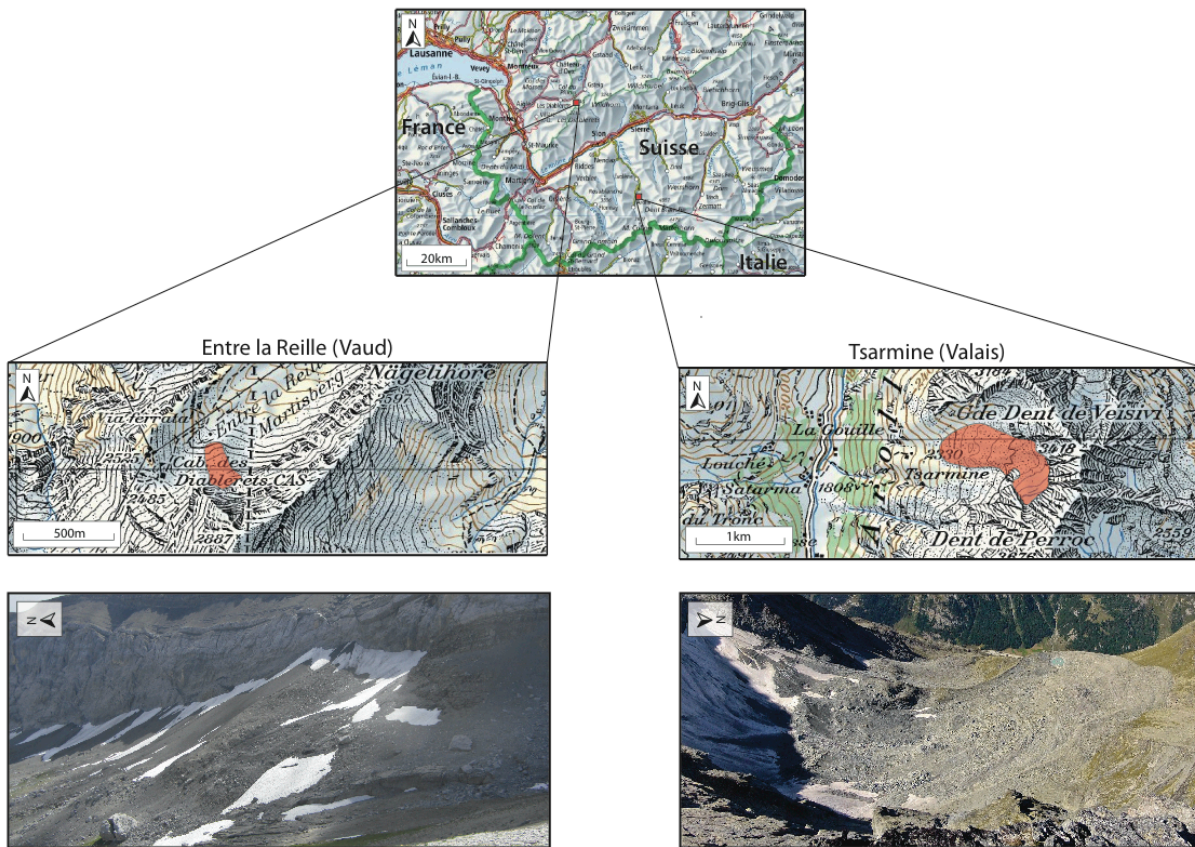


Figure 4 : Localisation des deux sites d'études (Fonds de cartes : Swisstopo ; photo Tsarmine : Adrien Dumas).

1.5.2 Etat de la recherche à Tsarmine

Le système glaciaire de Tsarmine a déjà été étudié dans le passé par Lambiel *et al.* (2004), dans le but de caractériser les secteurs pourvus de glace en sous-sol, ainsi que son extension spatiale. Pour ce faire, ces chercheurs se sont aidés des indices topographiques et géomorphologiques du site, ainsi que de méthodes géophysiques qui permettent de caractériser le sous-sol (géoélectrique). Les limites du glacier couvert ont donc pu être dessinées (Figure 5). Son front est directement suivi par une partie composée de glace morte, au nord du lac proglaciaire. Les auteurs sont partagés sur son origine : est-ce de la glace massive abandonnée par le retrait du glacier suite au Petit Âge Glaciaire, ou est-ce de la glace plus ancienne qui a par la suite été recouverte par l'avancée du glacier au Petit Âge Glaciaire ? L'absence de glace dans les environs du lac ainsi que dans le bastion morainique a été démontrée par les prospections géophysiques. Ces dernières ont également permis de prouver l'existence de glace massive dans la moraine de poussée, preuve que le glacier rocheux a été poussé par le glacier durant le PAG, laissant derrière lui des lambeaux de glace morte aujourd'hui préservés dans ce corps gelé.

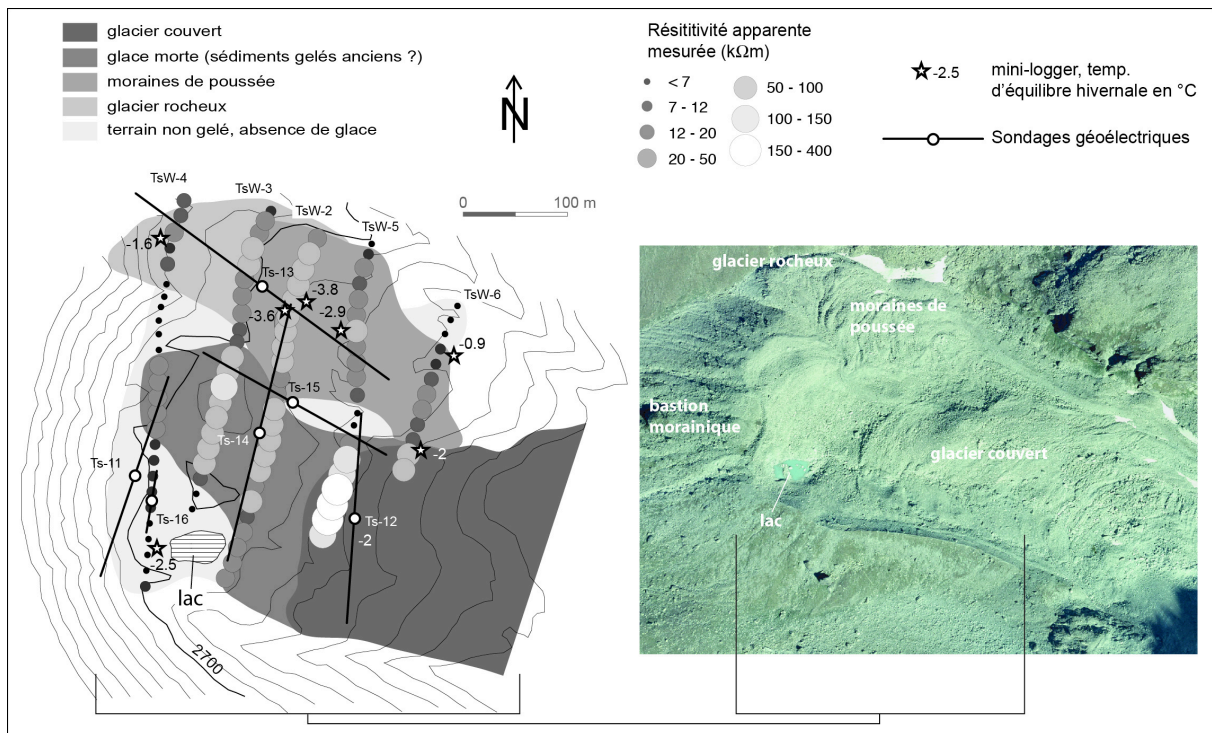


Figure 5 : Secteurs présentant de la glace en sous-sol, d'après Lambiel et al. (2004).

Les mouvements superficiels dans le système de Tsarminé présentent des disparités à la fois spatiales et temporelles. Des études photogrammétriques montrent que les déplacements horizontaux les plus importants se concentrent sur le glacier couvert, et peuvent atteindre jusqu'à 4 m/an (Lugon *et al.*, 2008). Les autres secteurs, soit la moraine de poussée, le glacier rocheux et le bastion morainique présentent une activité faible, voire inexistante.

À l'aide de comparaisons entre plusieurs images aériennes, Lugon *et al.* (2008) ont remarqué une accélération des vitesses durant la période 1983-1999, en comparaison avec la période 1967-1983 : « l'augmentation des vitesses entre les deux périodes est d'environ 100% » dans la marge proglaciaire. Ainsi, par endroits, la moraine de poussée passe de déplacements quasi nuls durant la première période à des mouvements pouvant aller jusqu'à 50 cm entre 1983 et 1999. L'augmentation des vitesses a également été constatée sur le glacier couvert, qui correspond au secteur le plus actif du système.

Les recherches dans le système glaciaire de Tsarminé ont principalement débuté au début du 21^{ème} siècle, et ont eu pour principal objectif la caractérisation de son sous-sol. Ainsi, l'extension de la glace est aujourd'hui relativement bien connue, de même que la nature des différentes formes géomorphologiques qui composent le système (glacier couvert, moraines de poussée, glacier rocheux, glace morte, ...). Depuis 2008, le secteur est particulièrement étudié dans le cadre de la thèse de Bosson (in prep). Des mesures géophysiques (géoélectrique), de mouvements (dGPS) et de températures (capteurs thermiques) viennent améliorer les connaissances de ce site particulièrement complexe.

1.5.3 Etat de la recherche à Entre la Reille

Le système glacier noir/glacier rocheux du vallon d'Entre la Reille n'a pas suscité autant d'intérêt qu'à Tsarminé. Reynard *et al.* (1999) ont pu confirmer la présence de glace en sous-sol par des mesures de prospection géoélectrique (Figure 6) : « Les six trainés montrent d'une part que le contenu en glace diminue très fortement des racines du glacier rocheux vers le front, et d'autre part que les éboulis adjacents au glacier rocheux contiennent nettement moins de glace. De la partie médiane du glacier rocheux jusqu'au front, la structure en « mille-feuilles » est bien visible ». Dans cet article, les

chercheurs ont jugé préférable de regrouper l'ensemble de ce terrain meuble sous le nom de « glacier rocheux ». La structure en mille-feuilles introduite par ces chercheurs dénote la présence de deux types de glace au sein de la structure : sédimentaire et de congélation.

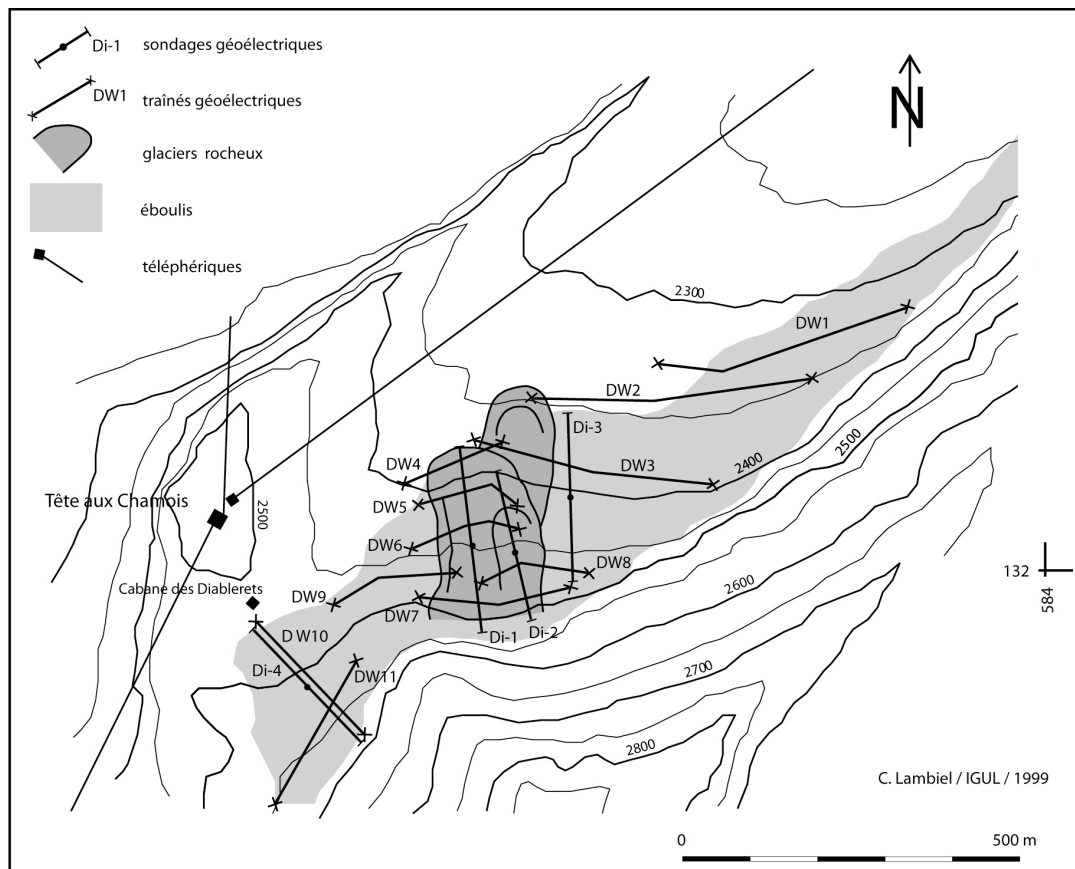


Figure 6: Mesures géoélectriques à Entre la Reille (Reynard et al., 1999)

Les recherches actuelles de Jean-Baptiste Bosson (in prep) confirment une transition au milieu du système entre de la glace sédimentaire en amont et de la glace de congélation en aval. Un agencement de formes d'origines différentes semble plus probable pour expliquer la complexité de ce site. Par conséquent, nous pouvons affirmer qu'il existe trois formes principales qui permettent d'expliquer l'histoire glaciaire de ce secteur : un glacier couvert en amont, une moraine de poussée intermédiaire et un glacier rocheux en aval. Les résultats de Bosson (in prep) sont présentés au deuxième article et sont d'une grande utilité pour répondre à certains objectifs de ce mémoire.

1.6 Synthèse des objectifs et méthodes par sites d'études

La figure 7 synthétise les trois chapitres précédents. À chaque terrain d'étude correspond un objectif général. Plusieurs méthodes permettent d'y répondre, les deux principales étant la photogrammétrie et le LiDAR. Les résultats de ces deux axes de recherche sont présentés au chapitre suivant sous forme d'articles scientifiques, chacun ayant une problématique ainsi que des objectifs spécifiques.

	TSARMINE	ENTRE LA REILLE
OBJECTIFS	1. Evolution d'un système glaciaire situé dans le domaine périglaciaire alpin depuis la deuxième moitié du 20ème siècle.	2. Evolution annuelle et saisonnière d'un système glaciaire situé dans le domaine périglaciaire alpin.
METHODES	<p>Quantification des changements</p> <p>Photogrammétrie > Détection des pertes/gains de volumes à l'échelle des décennies, moyenne résolution (m).</p> <p>Vecteurs (7D) > Détection du sens horizontal des déplacements et de leurs vitesses.</p> <p>Explication qualitative des déformations</p> <p>Observations géomorphologiques > explication des mouvements locaux</p>	<p>Quantification des changements</p> <p>LiDAR > Détection des pertes/gains de volumes à l'échelle annuelle, haute résolution (cm)</p> <p>Vecteurs (7D) > Détection du sens horizontal des déplacements et de leurs vitesses.</p> <p>dGPS > Détection des mouvements à l'échelle saisonnière, haute résolution (cm) mais faible couverture du terrain.</p> <p>Explication qualitative des déformations</p> <p>Géoelectrique > caractérisation de la présence/absence de glace en sous-sol.</p>
PROGRAMMES	Photogrammétrie > ERDAS IMAGINE 2014 MNTs de différence > ArcGIS Vecteurs > 7D (SYMME)	LiDAR > Riscan Pro MNTs de différence > ArcGIS Vecteurs > 7D (SYMME)

Figure 7 : Synthèse des objectifs et des méthodes



Partie II – Article 1

Evolution d'un petit système glaciaire situé dans le domaine périglaciaire alpin depuis la deuxième moitié du 20^{ème} siècle Le cas de Tsarmine (Arolla, Valais)

Photo : Adrien Dumas

Vue panoramique du système glaciaire de Tsarmine. En amont, la zone d'accumulation du glacier. Plus bas, sa partie couverte qui se termine à la hauteur d'un lac proglaciaire. Le système est délimité par les moraines latérales du glacier laissées au Petit Âge Glaciaire, par un glacier rocheux marginal dans sa partie aval droite et par un bastion morainique.

2.1 Introduction

Les glaciers sont de bons indicateurs de l'évolution du climat (Haeberli *et al.*, 2013 ; Vaughan *et al.*, 2013). Dans les Alpes européennes, plusieurs chercheurs ont étudié leur dynamique depuis le début du 20^{ème} siècle. Bien qu'un retrait glaciaire global ait été enregistré depuis le siècle passé, il n'a pas été uniforme au cours du temps et a été interrompu par des phases de stabilisation, voire même d'avancées (CNRS, 2005). Selon Haeberli *et al.* (2007) et Huss (2012), le bilan de masse des glaciers européens a augmenté depuis 1950, jusqu'à être positif par moments entre 1960 et 1980. À partir des années 1980, les glaciers ont subi une importante perte de volume qui s'observe encore aujourd'hui et qui devrait persister jusqu'en 2100 selon les experts (Huss, 2012). Ces périodes varient d'un glacier à l'autre en fonction de leurs conditions topographiques et climatiques notamment, mais sont vérifiables pour plusieurs glaciers d'Europe centrale (Vaughan *et al.*, 2013).

Ces dernières décennies, beaucoup de glaciers alpins ont vu leur couverture sédimentaire augmenter consécutivement à la diminution de leurs vitesses (Kellerer-Pirklbauer, 2008). Cette couche de débris supraglaciaire a une influence très importante sur la fonte de la glace (e.g. Reid *et al.*, 2012). En effet, en fonction de l'épaisseur des sédiments, la glace peut réagir de deux façons différentes. Une couche de débris supérieure à quelques centimètres (2 ou 3 centimètres) joue un rôle isolant pour la glace et limite sa fonte. Au contraire, une fine couche de débris (inférieure à 2 ou 3 centimètres) aura pour effet d'accélérer l'ablation en diminuant l'albédo à la surface (Adhikari *et al.*, 2002). Ces deux effets influencent considérablement le comportement des glaciers couverts, ainsi que leur réponse face aux oscillations climatiques (e.g. Richardson et Reynolds, 2000 ; Reid et Brock, 2010). Généralement, la couche sédimentaire s'épaissit en direction de l'aval, provoquant ainsi une diminution de l'ablation depuis la ligne d'équilibre jusqu'au front du glacier (e.g. Kellerer-Pirklbauer *et al.* 2008). Ce processus rend inefficace les modèles d'ablation pour des glaciers alpins sans couverture sédimentaire. Cette dernière a donc un rôle très important sur le comportement des glaciers couverts et sur leur bilan de masse. Benn *et al.* (2012) proposent différents modèles sur l'évolution de ces systèmes dans le temps. Les glaciers couverts peuvent théoriquement passer d'une situation où l'écoulement de la glace est actif à une situation de stagnation pouvant mener à terme à la formation de lacs supra/proglaciaires par le stockage des eaux de fonte. Le risque de ces environnements sur les infrastructures humaines ou sur les populations est donc non négligeable en haute montagne.

Bien que les recherches sur les glaciers couverts se soient intensifiées au cours des dernières décennies, plusieurs questions restent ouvertes, spécifiquement sur les glaciers couverts situés dans le domaine périglaciaire alpin où différentes formes géomorphologiques peuvent coexister. Situés au-dessus de la limite inférieure du permafrost discontinu, beaucoup de glaciers ont été en contact avec du matériel gelé au cours de leur avancée au Petit Âge Glaciaire (e.g. Lugon *et al.*, 2004 ; Otto et Dikau, 2004 ; Kääh et Kneisel, 2006). L'érosion basale et le réchauffement du terrain générés par cette récurrence glaciaire ont parfois causé une dégradation thermique et mécanique de corps gelés préexistants, le plus souvent des glaciers rocheux (Delaloye, 2004). Par conséquent, ces derniers ne subsistent le plus souvent que dans les zones marginales de ces systèmes glaciaires. La partie centrale du système est quant à elle souvent dominée par un glacier couvert préservé sous une moraine d'ablation et de la glace morte localement enterrée (e.g. Reynard *et al.*, 2003 ; Delaloye, 2004 ; Kneisel et Kääh, 2007). Il est actuellement connu que ces secteurs composés de glace enterrée, de corps gelés et non gelés peuvent générer des instabilités potentielles par la dégradation de la glace (Lugon *et al.*, 2000). En revanche, les études sur la dynamique superficielle de ces environnements de haute montagne sont peu nombreuses.

Si la relation entre le climat et la dynamique des glaciers est relativement bien établie pour les systèmes dépourvus de couverture sédimentaire, il existe en revanche un manque de connaissances sur les liens entre le climat et la dynamique des glaciers couverts. L'objectif de cette étude est de déterminer la dynamique d'un petit système glaciaire situé dans le domaine périglaciaire alpin depuis la deuxième moitié du 20^{ème} siècle, en lien avec les oscillations climatiques récentes. Plus particulièrement, il sera question d'identifier les processus à l'origine des mouvements au sein du

système, d'étudier les interactions entre glacier et permafrost et enfin, de proposer un modèle d'évolution théorique du système glaciaire dans ces prochaines décennies.

2.2 Site d'étude et contexte climatique

2.2.1 Système glaciaire de Tsarmine

Plusieurs auteurs parlent de système pour définir un glacier, ce dernier étant en interaction constante avec l'environnement extérieur (e.g. Coutterand, 2008 ; Pidwirny et Jones, 2009 ; Savoskul et Smakhtin, 2013). En effet, un glacier gagne en épaisseur par accumulation de la neige et peut à terme s'écouler sous son propre poids. Les précipitations neigeuses accumulées durant l'hiver sont par la suite évacuées du glacier par les eaux de fonte durant la période estivale (Savoskul et Smakhtin, 2013). Le glacier fonctionne donc comme un système ouvert et fortement lié à la composante climatique. Par conséquent, cette terminologie sera utilisée dans le cadre de cette recherche pour définir l'ensemble du site d'étude délimité par les moraines latérales du Petit Âge Glaciaire, le bastion morainique en aval du système ainsi que les formes périglaciaires situées dans ses marges.



Figure 8 : Localisation du système glaciaire de Tsarmine

Le système glaciaire de Tsarmine (Figure 8) a déjà été étudié dans le passé par Lambiel *et al.* (2004) dans le but de détecter et cartographier la glace en sous-sol. Plus récemment, les travaux de Bosson (in prep) ont permis de préciser les limites des formes géomorphologiques du secteur (Figure 9) ainsi que leur dynamique superficielle, en s'appuyant sur une campagne de géoélectrique et de dGPS depuis 2010. Les affirmations qui suivent sur l'histoire géomorphologique de système glaciaire de Tsarmine se basent essentiellement sur ces deux recherches.

Le système glaciaire de Tsarmine se situe dans la vallée d'Arolla, dans les Alpes valaisannes. Il s'étend de 2500m (limite inférieure du bastion morainique) à environ 3000m d'altitude (limite supérieure du glacier de Tsarmine) à l'intérieur de la ceinture du permafrost discontinu, comme en témoigne le glacier rocheux actif de Tsarmine au sud du système dont le front se situe à 2500m d'altitude (Figures 8 et 9). La partie amont est délimitée par un cirque glaciaire dont les principaux sommets sont la Grande Dent de Veisivi (3418m) et la Dent de Perroc (3676m). Au pied du cirque, le glacier est alimenté par de vastes cônes d'avalanches avant d'être progressivement couvert. La partie aval se termine par un imposant bastion morainique raviné, qui s'est formé durant les récurrences glaciaires de l'Holocène (Lambiel *et al.*, 2004). Les crêtes morainiques latérofrontales permettent d'identifier aisément les limites d'extension du glacier de Tsarmine au Petit Âge Glaciaire. Celui-ci s'est avancé jusqu'à la hauteur du bastion morainique et a poussé au passage le glacier rocheux présent dans la partie nord-ouest du système. Les rides de compression concentriques interprétées comme des moraines de poussée et confirmées par les travaux de Bosson (in prep) témoignent de la déformation mécanique du glacier rocheux au Petit Âge Glaciaire. Actuellement, une grande partie du glacier est recouverte d'une couche de débris. De par sa petite taille et sa situation dans un secteur à faible pente (épaulement glaciaire/vallon latéral hérité), le glacier de Tsarmine est

incapable d'évacuer cette charge sédimentaire. En aval du front du glacier couvert se trouve un lac alimenté par les eaux de fonte provenant du cours d'eau supraglaciaire. Plus au nord, de la glace morte subsiste en profondeur. La figure 9 résume les formes géomorphologiques du système glaciaire de Tsarminne selon les travaux de Bosson (in prep).

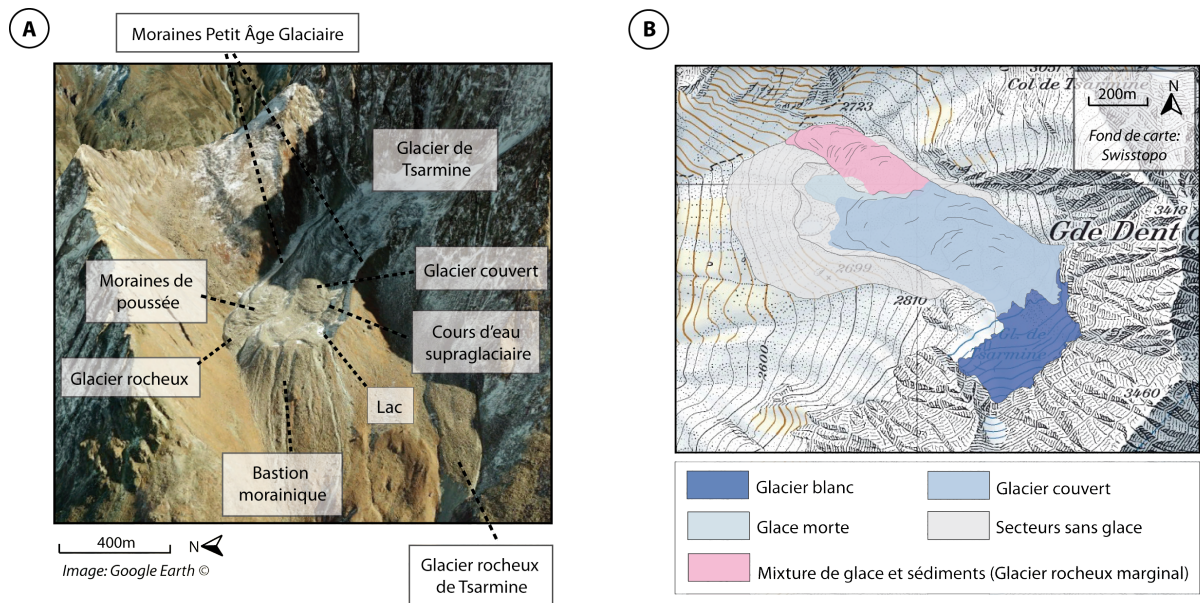


Figure 9 : Géomorphologie du secteur de Tsarminne : principales formes visibles sur Google Earth (A) et carte géomorphologique selon Bosson (in prep) (B).

2.2.2 Contexte climatique local

Le Val d'Arolla se situe dans une région typique intra-alpine sèche. Ces régions ont la particularité d'être abritées des précipitations originaires du nord et du sud. Alors que le Valais possède une moyenne de précipitations de 500 à 600 mm/an, les Préalpes, le versant nord des Alpes et le sud atteignent une moyenne de 2000 mm/an (MétéoSuisse, 2008). Ces chiffres illustrent bien la sécheresse qui caractérise les vallées intra-alpines en comparaison avec le reste du territoire helvétique.

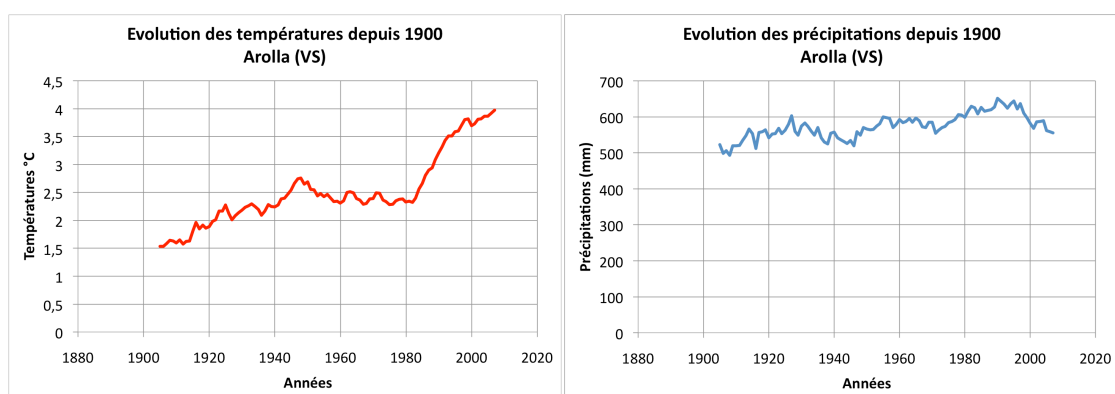


Figure 10 : Estimation des températures et des précipitations moyennes annuelles à Arolla entre 1905 et 2007 selon les données climatiques de Sion (Lane, 2002). Afin de lisser les courbes climatiques, les valeurs absolues de chaque année (moyennes annuelles) ont été converties en moyenne des cinq années précédentes et des cinq années suivantes.

Les deux graphiques de la figure 10 sont des moyennes annuelles des températures et des précipitations à Arolla estimées par rapport aux données de la station climatique de Sion (Lane, 2012). Entre 1950 et 1980, les températures ont été relativement stables et ont même diminué globalement. À partir de 1980, la hausse des températures a été très importante (environ + 1°C en 15

ans). Cette augmentation semble s'être légèrement tassée depuis le début du 21^{ème} siècle. Les précipitations montrent une grande variabilité interannuelle et il est difficile d'en sortir une tendance. Globalement, elles semblent avoir légèrement augmenté entre 1970 et 1990 environ, avant de subir une diminution qui s'est poursuivie dans les années 2000.

2.3. Méthodes

2.3.1 Création de MNTs par la photogrammétrie

La photogrammétrie est une méthode de télédétection qui permet d'obtenir des modèles numériques de terrain (MNTs) à partir d'un couple d'images prises au même moment, représentant un même secteur mais d'un point de vue différent (Lane *et al.*, 2010). Cette pratique est couramment utilisée pour étudier les processus de haute montagne (Kääb *et al.*, 2005). Pour cette étude, les images retenues correspondent aux photographies aériennes prises par Swisstopo au cours de la deuxième moitié du 20^{ème} siècle dans le secteur de Tsarmine, à savoir celles de 1967, 1977, 1983, 1988, 1995, 1999, 2005 et 2012.

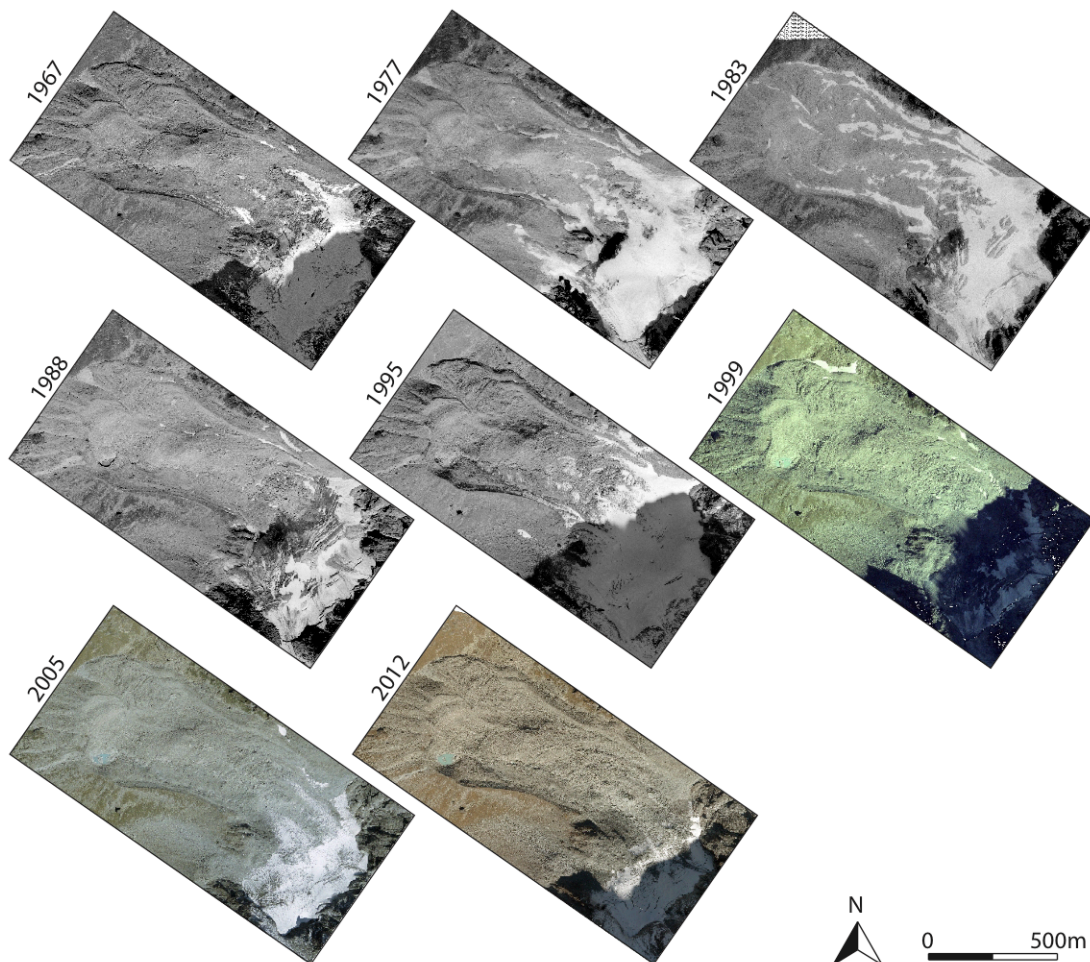


Figure 11 : Images aériennes orthorectifiées par Micheletti (in prep) grâce au MNTs créés par photogrammétrie.

Pour créer les MNTs, il est nécessaire de se rendre sur le terrain afin de prendre des points de contrôle stables au dGPS autour du site d'étude, qui sont ensuite placés sur chaque photographie aérienne à partir du logiciel ERDAS IMAGINE 2014. Le traitement des données sur le logiciel ERDAS IMAGINE 2014 menant à la création de MNTs a été réalisé par Micheletti (in prep), de même que l'orthorectification des images aériennes (Figure 11). Une fois créés, il est possible de comparer les

MNTs entre eux à l'aide du logiciel ArcGIS. Les MNTs de différence ainsi obtenus permettent de représenter les changements d'élévation qui ont eu lieu entre chaque date. Dans cette étude, ces changements absolus ont été modifiés en vitesses moyennes de déplacement par an pour chaque période.

2.3.2 Limite de détection des MNTs de différence

Lorsque des MNTs sont comparés entre eux, il est nécessaire de déterminer une limite de détection (LoD) des changements morphologiques. Cette limite permet de définir les valeurs pour lesquelles les changements sont considérés comme non représentatifs de la réalité, qui proviennent de l'inévitable incertitude liée aux méthodes (Taylor, 1997). Micheletti (in prep) a utilisé la méthode de la propagation de l'erreur expliquée par Lane (2003) afin de déterminer les limites de détection pour chaque couple de MNTs (Table 1).

Table 1 : Limites de détection (LoD) des différentes paires d'images pour une limite de confiance à 90%, d'après Micheletti (in prep). Ce sont les limites de détection en [m/an] qui ont été retenues pour cette étude, exceptés pour la période 1967-2012.

Paires d'images	Limite de confiance 90% (m)	Limite de confiance 90% (m/an)
1967-1977	1.839	0.18
1977-1983	2.040	0.34
1983-1988	1.862	0.37
1988-1995	1.623	0.23
1995-1999	1.833	0.45
1999-2005	2.126	0.35
2005-2012	1.804	0.25
1967-2012	1.466	

2.3.3 Création de vecteurs de déplacements par le logiciel 7D

« 7D » est un logiciel d'autocorrélation d'images créé par Pierre Vacher du laboratoire SYMME à l'Université de Savoie. Il permet d'extraire des vecteurs de déplacements à partir de deux images. Pour ce faire, le programme arrive à déterminer les pixels similaires entre deux représentations selon leur niveau de gris. Dans cette étude, les images utilisées sont les photographies aériennes qui ont été orthorectifiées grâce aux MNTs de la photogrammétrie (Figure 11). Ainsi, chaque image se situe dans le même système de coordonnées et les vecteurs de déplacements correspondent à des changements réels dans le système glaciaire. La quantité et la qualité des vecteurs que le logiciel arrive à générer dépendent largement des caractéristiques des images aériennes, telles que l'ombrage, la présence de neige dans le site d'étude, la qualité de l'image, le niveau de gris de l'image ou encore la présence de contrastes. Lorsque ces caractéristiques sont trop différentes entre deux images, 7D n'arrive tout simplement pas à générer des vecteurs. Par conséquent, les déplacements horizontaux n'ont pas pu être obtenus pour l'ensemble des périodes étudiées.

Le logiciel 7D a été conçu à la base pour mesurer les déformations sur des matériaux variés tels que les métaux notamment. Récemment, Bodin *et al.* (2013) l'ont utilisé pour étudier la dynamique superficielle du glacier rocheux de Laurichard (France). Les résultats sont encourageants et prouvent que cet outil est applicable dans plusieurs domaines, y compris celui des sciences naturelles.

2.3.4 Limite de détection des vecteurs de déplacements

La limite de détection pour les vecteurs de déplacement issus du logiciel 7D a été estimée à partir des mouvements détectés dans des secteurs considérés comme stables (en dehors du système glaciaire). Pour les quatre cartes de déplacements horizontaux, des mouvements faibles inférieurs à

10 cm/an ont été remarqués dans des zones stables. Par conséquent, la limite de détection a été placée à 10 cm/an pour les quatre périodes étudiées, ceci afin de s'affranchir au mieux des changements non représentatifs au sein du système glaciaire.

Les données à disposition pour cette étude sont résumées dans la Table 2. Alors que les changements d'élévation ont pu être générés pour l'ensemble de la période d'étude, les vitesses horizontales ne sont disponibles que pour quelques périodes pour les raisons évoquées plus haut. De plus, il n'a pas toujours été possible d'extraire des vecteurs de déplacements pour l'ensemble du système glaciaire, les images étant parfois trop différentes par endroits.

Table 2 : Données à disposition par périodes, pour les changements d'élévations (MNTs de différence) et les déplacements horizontaux (vecteurs).

Périodes	1967	1977	1983	1988	1995	1999	2005	2012
Changements d'élévation	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
Déplacements horizontaux	✓	✓			✓	✓		

2.4. Résultats

2.4.1 Changements d'élévation basés sur l'analyse de MNTs

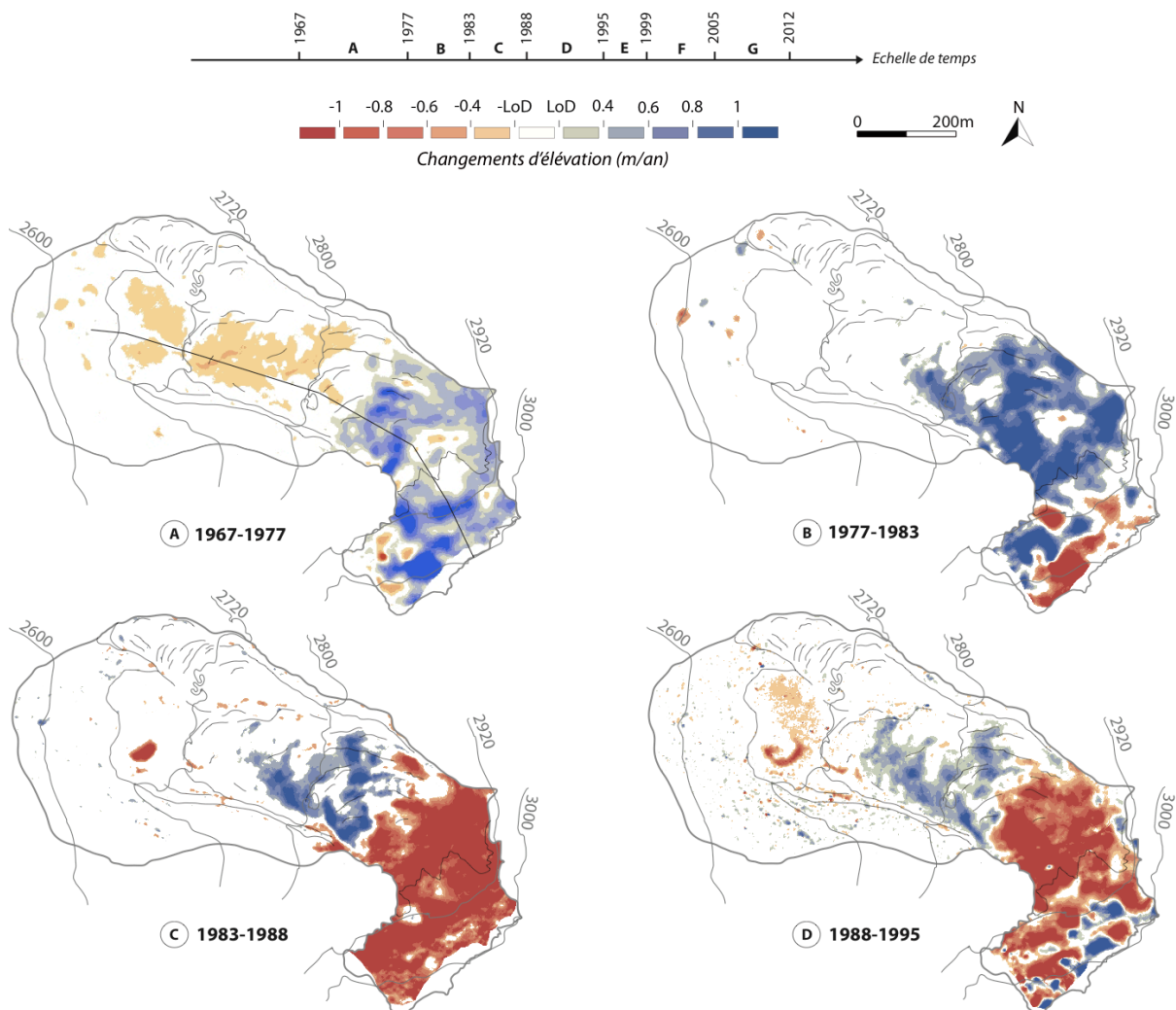
a) Résultats par secteurs et par pas de temps

Les sept cartes de la figure 12 nous apportent deux renseignements majeurs : (1) À l'intérieur d'une même période, les changements d'élévation varient fortement selon les secteurs du système glaciaire et (2) les changements d'élévation évoluent également dans le temps. Dans le détail :

- **1967 - 1977 :** le glacier blanc ainsi que la partie amont du glacier couvert (visibles sur les orthophotos de la figure 11 et sur la figure 9B) ont gagné en volume, avec des vitesses supérieures à 1 m/an par endroit. En aval de ce secteur, sans véritable transition, la majorité du glacier couvert a perdu en volume (vitesses de 0.18-0.4 m/an) jusqu'à la limite actuelle du bastion morainique. Globalement, aucun changement n'est visible sur les moraines latérales, le bastion morainique ainsi que le glacier rocheux marginal.
- **1977 - 1983 :** les changements d'élévation sont négatifs dans la partie amont du glacier blanc, puis positifs jusqu'au centre du glacier couvert (altitude d'environ 2780m). Ce gain de volume s'étend bien plus bas que lors de la période 1967-1977, et se termine par une importante zone dépourvue de mouvements. Cette zone comprend le secteur aval du glacier couvert, une grande partie des moraines et du bastion morainique, ainsi que la majorité du glacier rocheux marginal.
- **1983 - 1988 :** L'ensemble du glacier blanc ainsi que la partie amont du glacier couvert a subi une importante perte de volume dans les années 1980 (avec des vitesses supérieures à 1 m/an). Ce résultat s'oppose très clairement au constat des années 1967 à 1977. En effet, cette période a été marquée par une élévation de l'altitude dans l'ensemble du même secteur. De plus, la période 1983-1988 est particulière car la zone qui a perdu en volume est directement suivie vers l'aval par un secteur qui s'est rehaussé, avec des vitesses supérieures à 1 m/an. Ce secteur correspond à la partie médiane du glacier couvert et s'étend légèrement plus bas que lors de la période 1977-1983. Dans la partie aval du système glaciaire, la période 1983-1988 a été marquée par la formation d'un lac proglaciaire visible

sur les orthophotos et qui est actuellement encore présent. Mis à part quelques gains et pertes de volumes locaux, aucun changement n'est visible sur le glacier rocheux marginal.

- **1988 - 1995** : cette période suit la tendance amorcée dans les années précédentes, à savoir une partie amont en perte de volume, une zone intermédiaire en gain de volume et un secteur aval marqué par l'élargissement du lac proglaciaire. Cependant, le gain de volume du glacier couvert semble suivre des vitesses moindres que la période 1983-1988. Une perte de volume de l'ordre de 0.23 à 0.4 m/an est visible au nord du lac proglaciaire, dans le secteur actuellement considéré comme de la glace morte (Figure 9). Le glacier rocheux marginal reste dans l'ensemble dépourvu de mouvement significatif.
- **1995 - 1999** : la transition entre le secteur amont qui subit une perte d'élévation et le secteur intermédiaire qui indique des zones de gains de volumes est nettement moins marquée que les périodes précédentes. En effet, les zones de rehaussement sont davantage locales et sont beaucoup moins importantes.
- **1999 - 2005** : la fin du 20^{ème} siècle et le début du 21^{ème} siècle est témoin d'une importante perte de volume en amont du système, avec des vitesses supérieures à 1 m/an. Le reste du système glaciaire est marqué par des changements d'élévation négatifs dispersés localement. Ces secteurs correspondent à la partie intermédiaire du glacier couvert, aux alentours du lac proglaciaire ainsi qu'au secteur de la glace morte. Il n'y a eu aucun gain de volume durant cette période.
- **2005 - 2012** : Cette période suit la tendance de 1999-2005.



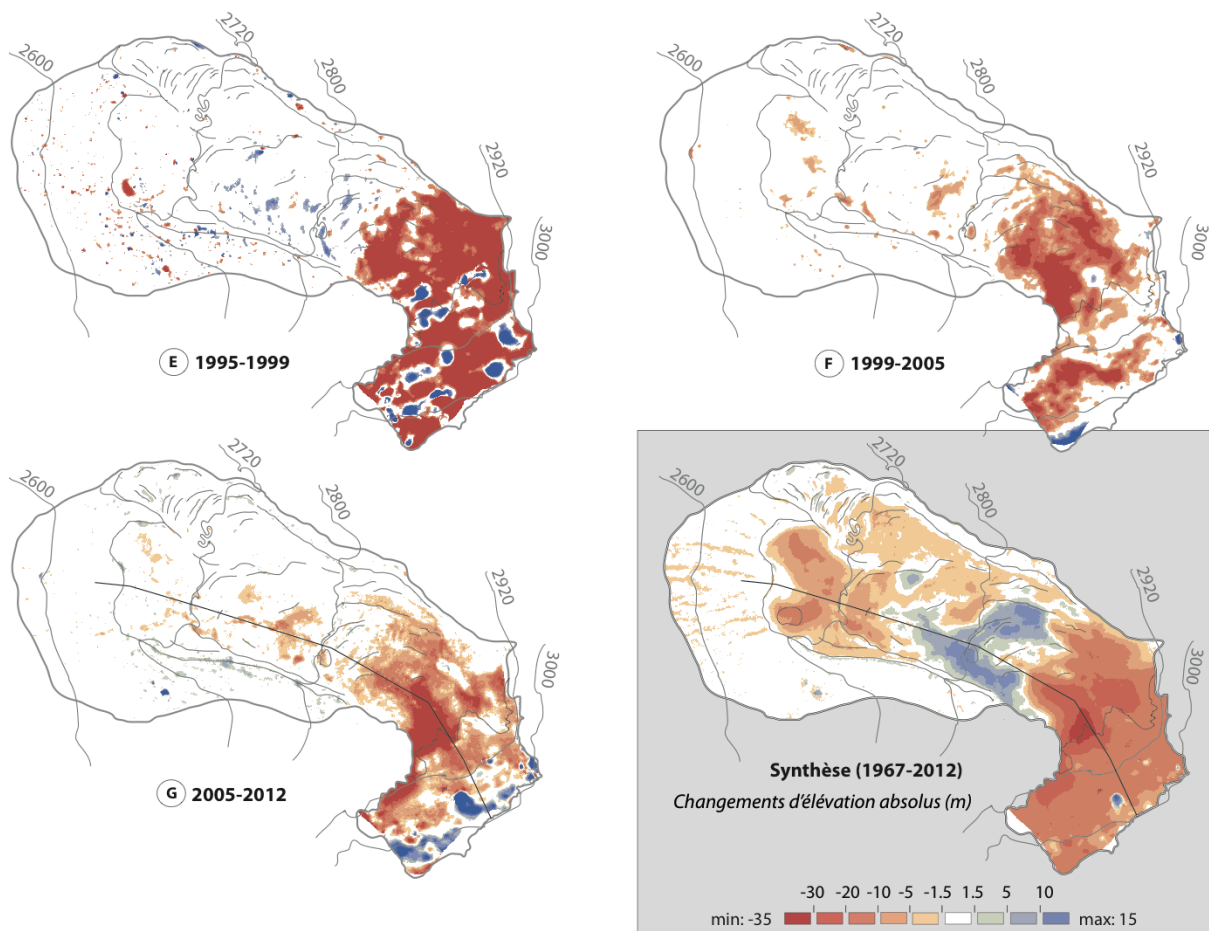


Figure 12 : Cartes des changements d'élévation par périodes. Les sept premières cartes sont des vitesses en [m/an]. La dernière carte est une synthèse des changements verticaux entre 1967 et 2012, en chiffres absolus [m]. Les secteurs blancs font partie de la marge d'erreur et ne sont pas considérés. Les limites de détection (LoD) par périodes sont présentées à la Table 1.

b) Changements totaux entre 1967 et 2012 (45 ans)

La carte de synthèse (encadrée) de la figure 12 représente les changements d'élévation absolus [m] au cours de l'ensemble de la période d'étude (1967-2012). En 45 ans, le système glaciaire a évolué de façon hétérogène avec d'un côté des zones de forte perte de volumes, et de l'autre des zones de gains de volumes. En fonction des différences de dynamique présentées sur cette carte, cinq secteurs principaux se démarquent :

1. Le glacier blanc et la partie amont du glacier couvert : ce secteur a eu une importante perte de volumes, avec des valeurs maximales de -35m.
2. Partie intermédiaire du glacier couvert : cette partie du système a globalement vu son altitude augmenter, avec des valeurs maximales d'environ +15m.
3. Front du glacier couvert et secteur proglaciaire : ce secteur actuellement composé d'un lac proglaciaire et de glace morte a subi un changement d'élévation négatif en 45 ans, allant jusqu'à -10 m.
4. Glacier rocheux marginal : la perte de volume (de 1.5 à 5m environ) s'est principalement localisée en amont du glacier rocheux marginal. Sa partie aval se caractérise par des zones de gains et de pertes arquées, liées aux rides de compression.
5. Bastion morainique : majoritairement inactif, le bastion a tout de même subi un ravinement assez marqué, avec la formation de chenaux d'environ 1.5 à 5m de profondeur.

c) Variations de hauteurs sur un profil en long

La dynamique du glacier a considérablement changé au cours du temps (Figure 13). Dans les années 1960 et 1970, le glacier était partagé en un secteur amont en rehaussement et un secteur aval en perte d'altitude. Dans les années 2000, cette tendance s'est totalement inversée. Alors que les 300 premiers mètres du glacier ont eu une évolution topographique clairement négative, de l'ordre de -1 m/an, la partie intermédiaire a connu une diminution progressive de la perte de volume jusqu'à même montrer des signes de rehaussement. Le secteur aval s'est quant à lui rabaisé au 21^{ème} siècle.

Les profils topographiques confirment ce changement de dynamique au cours du temps. Le système glaciaire est en effet passé d'une topographie convexe en amont puis légèrement concave en aval en 1967, à une situation totalement contraire en 2012, soit concave en amont puis convexe depuis la zone intermédiaire du glacier. La courbe des changements d'élévation absolus entre 1967 et 2012 (traitillé noir) confirme ce changement de tendance, avec une perte d'élévation de -24m en moyenne pour la partie amont, et un gain moyen de +7m pour sa partie aval au cours de la période d'étude.

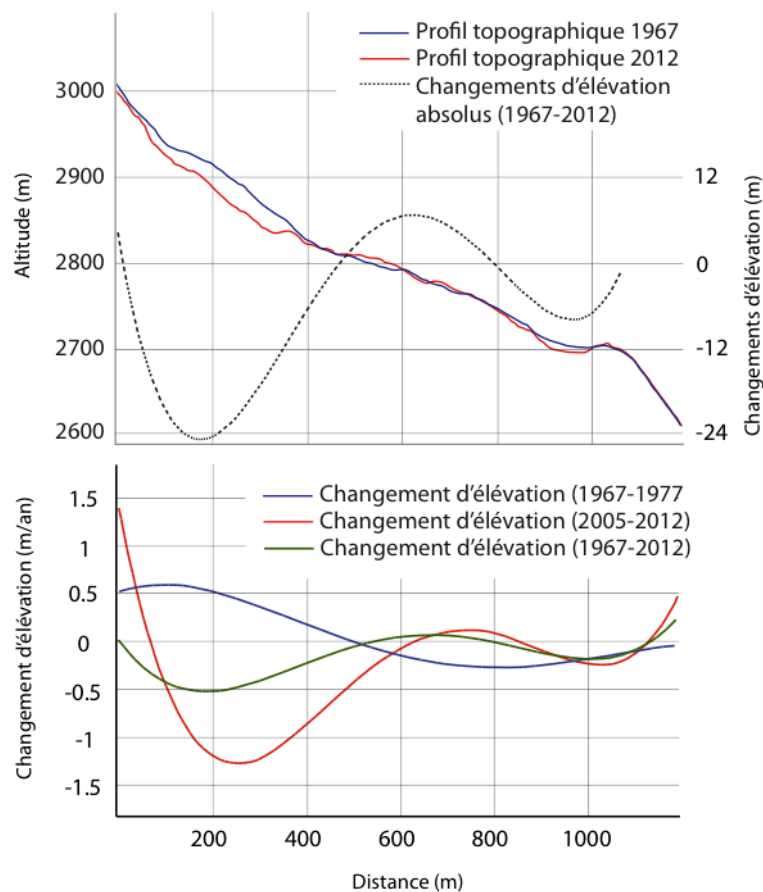


Figure 13 : Représentation des changements d'élévation du glacier sur un profil longitudinal. Ce dernier est visible sur les cartes concernées de la figure 12. Il débute en amont du glacier blanc et se termine à la hauteur du bastion morainique. Les changements d'élévation le long de ce profil ont été représentés sous forme de courbe ajustée (« fit curve »), ceci afin de rendre la figure plus lisible. Les profils topographiques du glacier en 1967 et 2012 sont également présentés, avec en traitillé les changements d'élévation en [m] entre 1967 et 2012.

2.4.2 Vitesses horizontales de déplacements

a) Résultats par secteurs et par pas de temps

Pour chacune des cartes de la figure 14, aucun résultat n'a été disponible pour le secteur amont du système glaciaire (l'ensemble du glacier blanc et une partie du glacier couvert) ainsi que pour le bastion morainique. Certaines cartes ont davantage de données que d'autres (notamment celles de 1995-1999 et 1999-2005), pour les raisons qui ont été présentées au chapitre 2.3.3. Selon les périodes, les résultats montrent des variations spatiales et temporelles assez marquées et peuvent ainsi être présentés par cartes :

- *1967 - 1977* : les déplacements sont les plus importants sur le glacier couvert, avec des vitesses maximales (pour les données à disposition) entre 1 et 2 m/an, puis elles diminuent progressivement jusqu'à la hauteur du front, qui montre des vitesses de l'ordre de 10 à 20 cm/an. Aucun mouvement n'est visible pour le secteur du lac proglaciaire, qui ne s'est pas encore formé durant cette période. Les déplacements superficiels du glacier rocheux (entre 10 et 20 cm/an) sont nettement moins importants que ceux du glacier couvert.
- *1977 - 1988* : le front du glacier couvert est relativement actif, avec des vitesses allant de 10 à 50 cm/an environ. Dans le secteur du lac proglaciaire, qui s'est formé entre 1983 et 1988 selon les changements d'élévation (Figure 12), quelques vecteurs prennent la direction du centre de la dépression. Mais globalement, les alentours du lac restent inactifs. Les vitesses du glacier rocheux marginal ont été légèrement supérieures que lors de la période 1967-1977, avec des vitesses de 20 à 30 cm/an en son centre.
- *1995 - 1999* : deux tendances se démarquent durant cette période : (1) les vitesses suivent une diminution graduelle en direction du front du glacier couvert, et (2) les vitesses sont plus élevées au centre du glacier couvert qu'à ses bordures. Les vitesses superficielles sont globalement importantes durant cette période pour le glacier, et dépassent 1 m/an jusqu'à la hauteur du front. Des mouvements superficiels de 10 à 20 cm/an autour du lac proglaciaire démontrent que ce secteur est encore actif. Le changement de vitesses entre le glacier couvert et le glacier rocheux marginal dans la partie droite du système est assez net. En effet, les vitesses passent rapidement de plus de 1 m/an pour le premier à environ 40 cm/an pour le second. Les moraines de poussée ainsi que le glacier rocheux ont toujours des déplacements supérieurs à 10 cm/an, avec une activité légèrement plus importante en amont de ce secteur.
- *1999 - 2005* : Cette période est particulièrement active avec des mouvements visibles dans la quasi-totalité du système glaciaire. Ces mouvements ne sont pas forcément plus importants que lors de la période précédente, mais des secteurs qui s'avéraient autrefois stables sont actifs entre 1999 et 2005. La dynamique glaciaire est comparable à celle de 1995-1999 : les vitesses diminuent en direction de l'aval et sont supérieures dans les parties internes du glacier couvert. Cependant, des mouvements sont détectés jusqu'aux limites du bastion morainique, ce qui n'était pas le cas lors de la période précédente. L'emplacement de ces vecteurs concorde avec le secteur composé de glace morte (Figure 9). Le changement de vitesses entre le glacier couvert et le glacier rocheux marginal n'est plus aussi direct. Ce dernier a été particulièrement actif, avec des vitesses dépassant 60 cm/an dans sa partie amont, ce qui n'avait jamais été le cas depuis 1967.

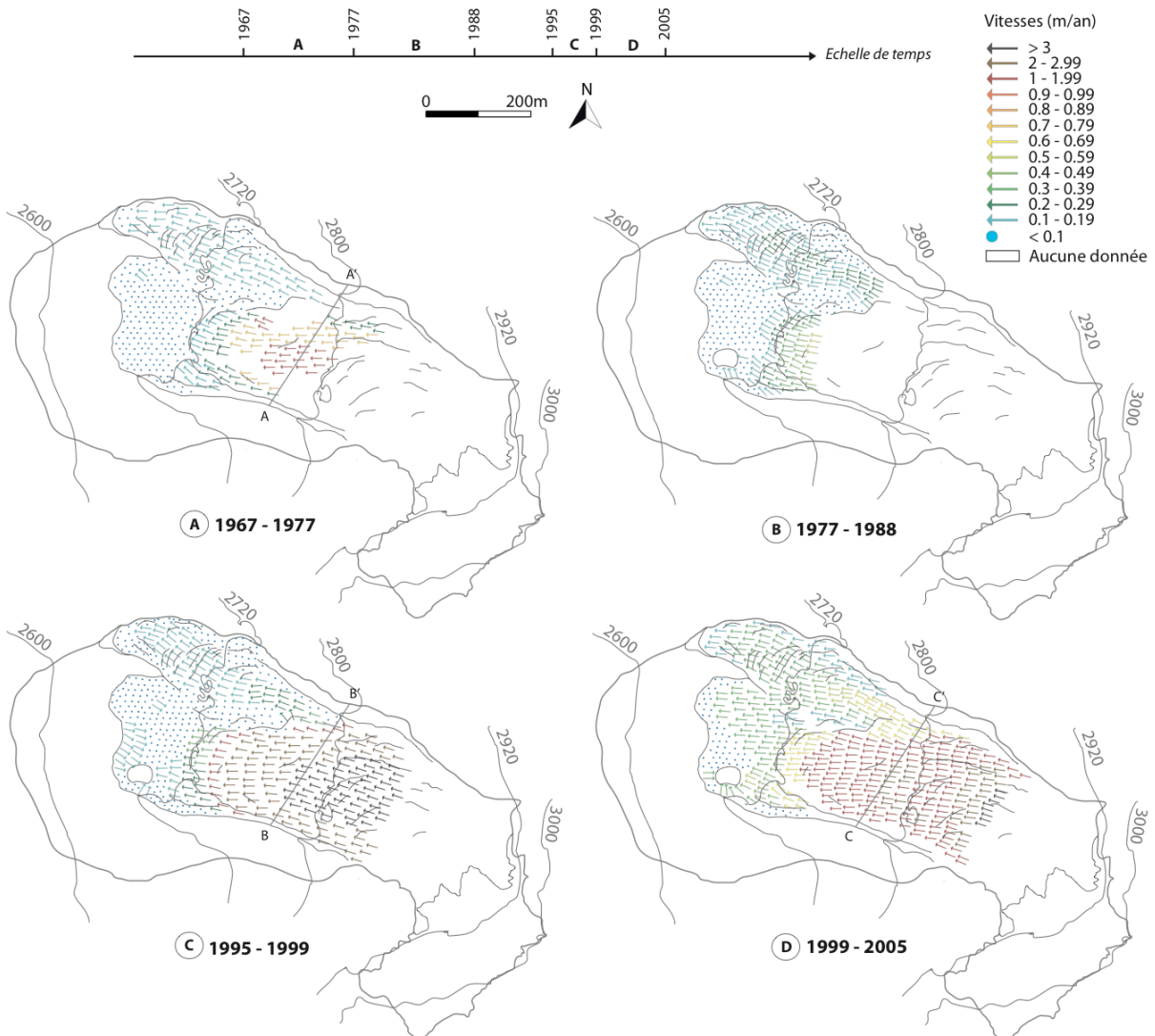


Figure 14 : Cartes des vitesses horizontales [m/an] par périodes. Les zones en blanc sont des secteurs sans donnée. La limite de détection a été placée à 0.1 m/an, comme expliqué au chapitre 2.3.4, et les valeurs inférieures à cette limite sont représentées par des points bleus.

b) Déplacements totaux entre 1967 et 2012 (45 ans)

À l'aide du logiciel 7D, des vecteurs de déplacements pour plusieurs périodes d'étude ont pu être générés. Cependant, il existe un manque de données spatiales et temporelles assez important en comparaison avec les changements d'élévation. Pour pallier ce manque, les déplacements de plusieurs blocs du glacier couvert identifiables sur les images orthorectifiées (Figure 11) ont été calculés à l'aide du logiciel ArcGIS, puis ont été convertis en vitesses. La figure 15 nous apporte deux renseignements majeurs : (1) les vitesses diminuent de l'amont à l'aval du glacier couvert et (2) la période durant laquelle les vitesses sont maximales dépend de la localisation de chaque bloc. En effet, les mouvements ont été les plus importants dans les années 1977-1983 pour la partie amont du glacier couvert (bloc 3), alors qu'ils ont été maximaux entre 1999 et 2005 au front du glacier (bloc 4). De l'amont à l'aval, il existe donc une atténuation des vitesses ainsi qu'un décalage temporel des maximas au cours de la période d'étude. Ces données soulignent également que les vitesses du glacier ont pu atteindre des valeurs supérieures à 7 m/an par endroit, entre 1977 et 1983, ce qui n'était pas perceptible sur les cartes de vitesses horizontales (Figure 14).

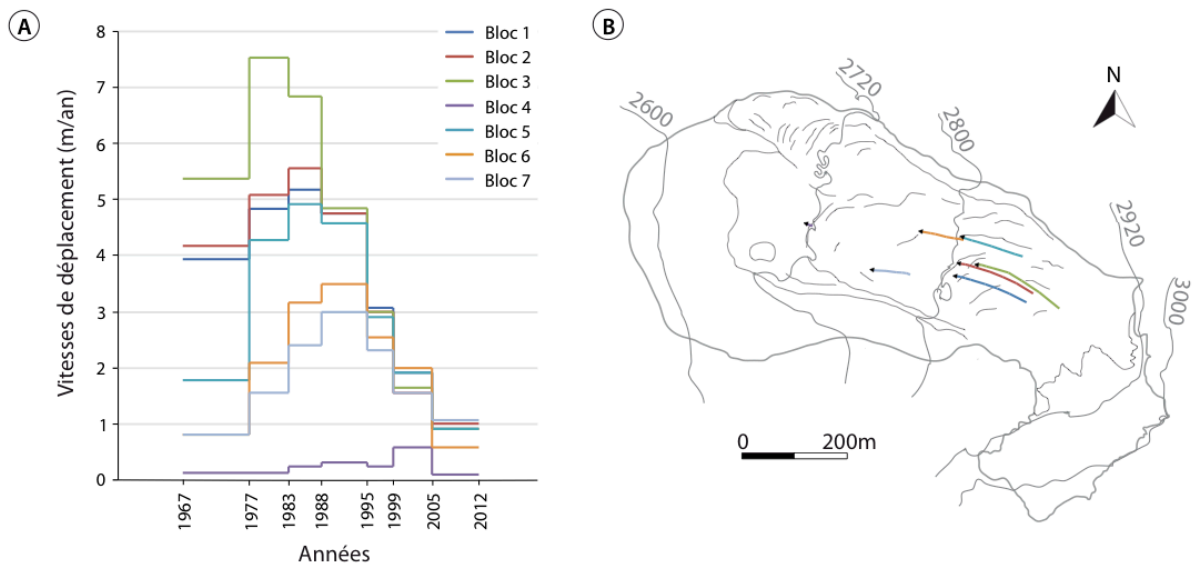


Figure 15 : Vitesses de déplacement (A) et trajet (B) de certains blocs entre 1967 et 2012 sur le glacier couvert.

c) Variation des vitesses sur un profil en travers

Les trois graphiques de la figure 16 sont des profils transversaux du glacier couvert réalisés sur trois cartes des vitesses horizontales : 1967-1977, 1995-1999 et 1999-2005. Les trois courbes montrent que les vitesses sont importantes et constantes au centre du glacier, puis diminuent rapidement dans ses marges. Les profils ont tous été réalisés exactement au même endroit, soit en aval de la partie intermédiaire du glacier à environ 2780m d'altitude (Figure 14). Dans ce secteur du glacier couvert, les vitesses ont été les plus importantes entre 1995 et 1999 (plus de 3m/an), puis entre 1999 et 2005 (2-3 m/an). Les déplacements horizontaux ont en revanche été moins importants entre 1967 et 1977 (1-2 m/an).

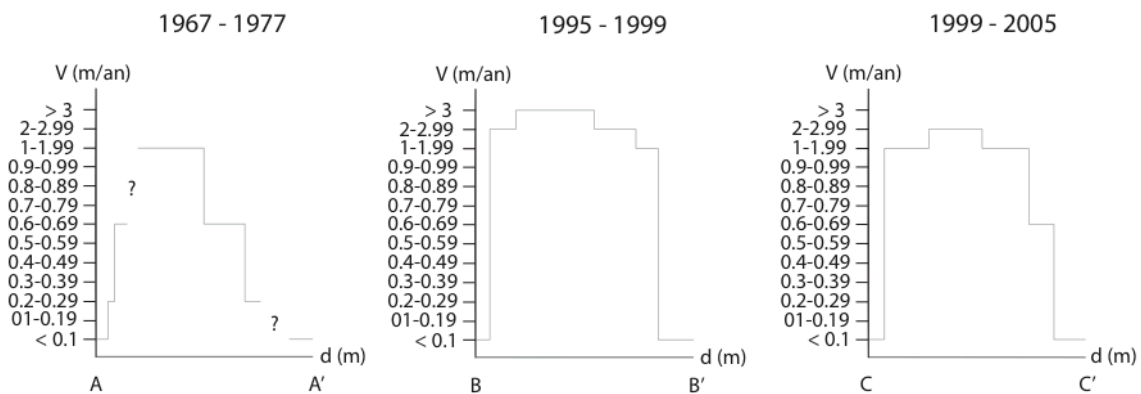


Figure 16 : Profil transversal des vitesses horizontales du glacier couvert pour trois périodes. L'emplacement des profils est visible sur la figure 14.

2.4.3 Synthèse des résultats

Les changements d'élévation et les vitesses horizontales ont permis de souligner les zones les plus actives du système glaciaire de Tsarmine, qui sont par ordre d'importance le glacier blanc, le glacier couvert, le glacier rocheux marginal puis le secteur proglaciaire composé du lac et de la glace morte. Alors que la dynamique s'est révélée être constante au cours du temps pour certains secteurs, d'autres ont montré des changements de tendance parfois très rapides. C'est notamment le cas du glacier, qui a alterné deux périodes de gain et de perte de volumes. Les changements d'élévation ont parfois même varié au cours d'une même période entre la partie amont du glacier et sa partie

intermédiaire. Un constat similaire peut être fait avec les vitesses horizontales, qui ont varié dans le temps et dans l'espace. Le secteur aval (proglaciaire), au contraire, a eu une dynamique globale homogène. Ce terrain a majoritairement été marqué par une perte de volume et une faible activité durant toute la période d'étude. En parallèle, les vitesses du glacier rocheux marginal ont généralement été relativement faibles (de l'ordre de 20 cm/an) entre 1967 et 2012.

En ce qui concerne la dynamique du glacier, les MNTs de différence ont permis de mettre en évidence un changement d'élévation positif qui voit le jour durant les années 1960 et qui persiste jusque dans les années 1990 tout en se déplaçant progressivement en direction de l'aval. À partir de la fin du 20^{ème} siècle, l'ensemble du système est soumis à une perte de volume qui touche particulièrement le secteur amont du glacier. Cet effet semble atténué dans sa partie intermédiaire. En termes de déplacements horizontaux, une diminution progressive des vitesses de l'amont à l'aval ainsi qu'une propagation des maximas au cours du temps ont été observées. Le centre du glacier est la partie la plus active, alors que son front a été relativement stable au cours de la période d'étude.

2.5. Discussion

2.5.1 Evolution du glacier de Tsarminé depuis 45 ans

Les changements d'élévation ont montré que la partie amont du glacier de Tsarminé a gagné en volume dans les années 1960 et 1970. Au niveau du climat local à Arolla, cette période a été marquée par des températures en légère baisse (Figure 10). Les précipitations ont quant à elles légèrement augmenté depuis la fin des années 1960. Depuis 1985 environ, le climat s'est particulièrement réchauffé et les précipitations ont dans un premier temps été stables jusqu'en 1990 environ, avant de considérablement diminuer jusqu'à aujourd'hui. Ces changements dans le climat se sont fait ressentir sur la dynamique du glacier, qui a vu sa partie amont subir une diminution d'altitude constante depuis les années 1980. Ces résultats démontrent une bonne correspondance entre les périodes froides/humides et le gain de volume du glacier blanc, et inversement. La dynamique du glacier blanc est donc fortement liée aux variations climatiques, et il réagit rapidement face à ces oscillations. Cela suit les tendances observées à l'échelle des glaciers alpins (e.g. Haeberli *et al.*, 2007 ; Huss, 2012 ; Vaughan *et al.*, 2013). En revanche, la partie intermédiaire du glacier de Tsarminé, qui est recouverte de sédiments, a souvent été en décalage avec le signal climatique depuis 1967. C'est notamment le cas entre 1983 et 1999. Lors de cette période, ce secteur a gagné en volume alors que la partie amont du glacier a subi une forte ablation. Par conséquent, cette variation marquée de dynamique au sein du glacier en fait un système particulier par rapport aux autres glaciers alpins blancs. Cela rejoint de nombreuses études sur les glaciers couverts (e.g. Kellerer-Pirklbauer *et al.*, 2008 ; Benn *et al.*, 2012 ; Haeberli *et al.*, 2013), qui soulignent la complexité et le décalage de la réponse de ces systèmes face au signal climatique.

2.5.2 Dynamique du glacier de Tsarminé

a) Le régime thermique du glacier

Les avancées glaciaires sont commandées par deux mécanismes principaux : le glissement basal et la déformation interne de la glace. Les récentes études de Copland *et al.* (2009) permettent de déterminer le mécanisme principal d'un glacier en étudiant les vitesses de déplacements sur un profil transversal. Si la courbe indique des valeurs importantes et constantes au centre du glacier suivies d'une réduction rapide des vitesses dans ses marges, le mécanisme prédominant est le glissement basal. Au contraire, si les vitesses augmentent graduellement depuis les marges avant d'atteindre des valeurs maximales au centre du glacier, c'est la déformation interne de la glace qui est la cause principale des mouvements glaciaires. Dans le cas de Tsarminé, les trois profils transversaux réalisés (Figure 16) semblent indiquer que le glissement basal a été dominant tout au long de la période

d'étude. Par conséquent, le glacier semble se déplacer principalement « en masse » grâce à l'écoulement sous-glaciaire de l'eau qui joue un rôle de lubrifiant à sa base. Ce processus est généralement accentué durant la saison estivale avec les eaux de fonte (e.g. Iken, 1981 ; Hooke *et al.*, 1989 ; Jansson, 1995 ; Sugiyama et Gudmundsson, 2004). Les observations sur le terrain ont prouvé que l'écoulement de l'eau est considérablement actif en été, et participe certainement à l'élargissement du cours d'eau supraglaciaire dans le centre du système ainsi qu'au remplissage du lac proglaciaire. Toutes ces observations, à la fois qualitatives et quantitatives, permettent d'affirmer que le glacier de Tsarminé est certainement un système tempéré.

b) Le rôle de la couverture sédimentaire dans le système

Le gain de volume entre 1983 et 1995 (Figure 12) dans la partie intermédiaire du glacier couvert est vraisemblablement le résultat du transfert progressif de glace accumulée en amont depuis les années 1960 et 1970, ainsi que de la compression longitudinale du glacier liée à la présence d'une large moraine terminale qui freine l'écoulement glaciaire en aval (Kirkbride et Deline, 2013 ; Hambrey *et al.*, 2008). La propagation des vitesses maximales en direction de l'aval (Figure 15) est visiblement liée à cette diffusion du signal depuis 1967. En amont du glacier couvert, les vitesses ont progressivement passé de plus de 7 m/an dans les années 1970 à environ 1.5 m/an à partir des années 2000 (Figures 14 et 15), prouvant également une atténuation de la dynamique du glacier entre 1967 et 2012. Cette réduction du « driving stress » est typique des glaciers couverts (Quincey *et al.*, 2009 ; Benn *et al.*, 2012) et est accentuée dans ces systèmes pour deux raisons majeures : (1) l'inversion du gradient d'ablation qui caractérise les glaciers couverts (e.g. Kellerer-Pirklbauer *et al.*, 2008 ; Singh *et al.*, 2011), c'est-à-dire la diminution de l'ablation en direction du front du glacier consécutivement à son isolation thermique par une épaisse couche sédimentaire (Adhikari *et al.*, 2002), et (2) l'amincissement du glacier (Benn *et al.*, 2012). Ces deux facteurs réduisent le flux de glace en direction des marges du glacier et conduisent à une stagnation progressive du glacier, qui se déconnecte lentement de la zone d'accumulation (Paul *et al.*, 2007). Selon Haeberli *et al.* (2013), l'écoulement de l'eau sous-glaciaire durant la saison estivale peut former des cavités de glace qui ne peuvent pas être refermées en hiver à cause de la réduction du driving stress. Ce genre de structures d'effondrements est typique d'un glacier en phase de stagnation, et a été remarqué aux alentours du cours d'eau supraglaciaire, dans la zone d'ablation du glacier de Tsarminé. Bien que le glacier subisse une perte générale d'altitude depuis la fin du 20^{ème} siècle, l'effet des années 1960 à 1980 se fait encore ressentir actuellement. La partie intermédiaire et aval du glacier est nettement moins touchée que la partie amont face à l'augmentation des températures (Figure 12), démontrant une réactivité face au signal climatique plus faible. Dans ce secteur, l'ablation est ainsi atténuée par l'épaisse couche de débris et est presque compensée par l'apport de volume en provenance de l'amont depuis le milieu du 20^{ème} siècle.

La partie aval du glacier est également particulière, car elle est partagée en deux secteurs qui ont eu une dynamique totalement différente durant le 20^{ème} siècle. Alors qu'un lac proglaciaire s'est formé dans la partie sud de cette région (entre 1983 et 1988), de la glace morte a subsisté dans sa partie nord. Le cours d'eau supraglaciaire est présent dans le système au moins depuis les années 1960 d'après les orthophotos (Figure 11), et est visiblement connecté au lac. La formation de ce dernier a provoqué un réchauffement rapide du terrain (Kääb *et al.*, 1997 ; Benn *et al.*, 2012), ce qui explique l'absence de glace dans cette zone. Sans la formation du lac, l'ensemble du secteur proglaciaire serait sans doute composé de glace morte sous une épaisse couche de sédiments. Ainsi, la préservation de la glace en sous-sol à Tsarminé dépend d'une part de l'écoulement de l'eau à l'intérieur du système, et d'autre part de l'épaisseur de la couche de débris. Les différences d'ablation depuis 1967 (Figure 12) entre le glacier blanc (jusqu'à -35 m) et le secteur aval composé du lac proglaciaire et de la glace morte (jusqu'à -10m) illustre parfaitement le rôle de la couverture sédimentaire sur la préservation de la glace.

c) L'évolution de la couverture sédimentaire du glacier entre 1967 et 2013

Le versant nord de la « Blanche de Perroc » qui domine le glacier de Tsarminne a aujourd'hui totalement perdu sa couverture glaciaire. Selon Delaloye (2008), La déglaciation des parois glaciaires alpines s'est principalement amorcée à partir des années 1980, en lien avec l'augmentation des températures. Ce dégel a eu pour conséquence une augmentation de l'activité des chutes de pierres dans les Alpes, consécutivement à la dégradation du permafrost de paroi (Ravel et Deline, 2013). Cet apport en sédiments depuis les années 1980 est clairement visible sur le glacier de Tsarminne (Figure 17). L'extension spatiale de la couverture sédimentaire a dans un premier temps diminué entre 1967 et 1988, avant d'augmenter considérablement jusqu'en 2013. Cette augmentation de la part en sédiments dans le système est non seulement liée à l'activité accrue des chutes de blocs, mais également à la diminution des vitesses du glacier à partir des années 1970. Au contraire, la diminution de la couverture sédimentaire entre 1967 et 1988 est certainement due aux flux de glace des années 1960 et 1970 dans la partie amont du glacier, prouvant ainsi un transfert sédimentaire plus actif durant cette période (Kirkbride, 2000 ; Kääb *et al.*, 2005 ; Kellerer-Pirklbauer, 2008), ainsi qu'à une faible activité des chutes de bloc dans les Alpes entre 1950 et 1980 (Delaloye, 2008).

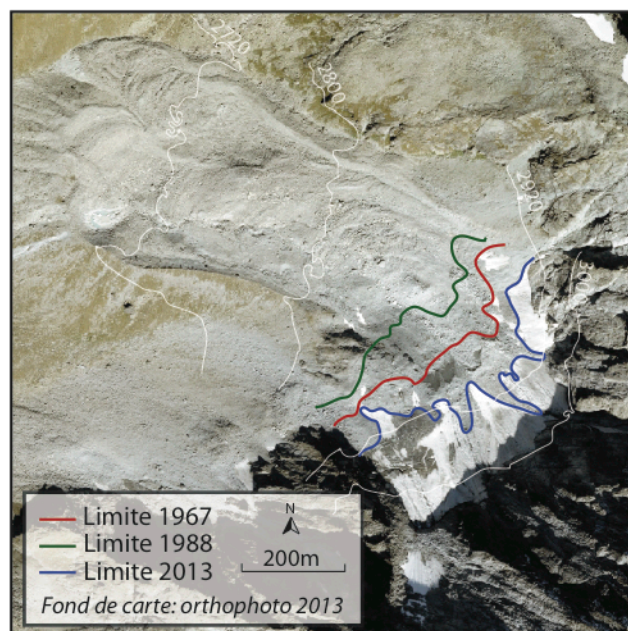


Figure 17 : Evolution de la couverture sédimentaire dans la partie amont du système glaciaire, entre 1967 et 2013. Les limites d'extension de la couverture ont été déterminées à partir des orthophotos de 1967, 1988 et 2013. Les limites des autres dates étaient trop floues (notamment à cause de la présence de neige) pour pouvoir les illustrer sur cette figure.

Malgré le transfert sédimentaire particulièrement actif entre 1967 et 1980, consécutivement au flux de glace en provenance de l'amont durant cette période (« transport dominant mode », Kirkbride, 2000), nous estimons qu'il n'a joué qu'un rôle mineur dans le rehaussement de la partie intermédiaire du glacier couvert entre 1977 et 1999. En effet, bien que la limite d'extension des sédiments en 1980 devait être légèrement plus basse qu'en 1988 (étant donné le bilan de masse négatif du glacier depuis les années 1980, et donc la diminution de l'écoulement glaciaire qui s'en est suivie) et devait vraisemblablement atteindre la partie intermédiaire du glacier, elle ne suffit pas à expliquer le gain de hauteur de 15m dans ce secteur. Par conséquent, ce rehaussement est en premier lieu le résultat du transfert de glace depuis l'amont et de la compression longitudinale liée au front contraint en aval (Hambrey *et al.*, 2008 ; Kirkbride et Deline), comme expliqué plus haut, et dans une moindre mesure au transfert des sédiments depuis l'amont. Cependant, les variations de la limite d'extension de la couverture sédimentaire soulignent le rôle du glacier de Tsarminne comme

agent de transfert sédimentaire en période de bilan de masse positif, et son recouvrement progressif de sédiments dans un contexte de bilan de masse négatif.

d) L'évolution probable du glacier dans le futur et dangers naturels associés

La tendance actuelle du glacier de Tsarmine est une ablation différentielle entre sa partie amont, dépourvue de sédiments ou recouverte d'une fine couche qui accélère la fonte (Adhikari *et al.*, 2002), et sa partie intermédiaire/aval recouverte d'une couche plus épaisse qui joue le rôle d'isolation thermique. Cette inversion du gradient d'ablation s'est opérée dans une période marquée par un bilan de masse d'abord positif (1967-1980) puis négatif (1980-2012). En 45 ans, la partie amont est passée d'un profil convexe à concave, et la partie intermédiaire s'est rehaussée d'une quinzaine de mètres (Figure 13). Cette ablation différentielle devrait vraisemblablement se poursuivre dans le futur, et pourrait mener à terme à la formation d'un lac supraglaciaire dans la partie amont du glacier (Figure 18), comme il a déjà été observé dans les Alpes italiennes notamment (Kääb *et al.*, 2003a). Le flux de glace devrait également diminuer, consécutivement à la baisse du « driving stress » (Benn *et al.*, 2012), menant à terme à une isolation du glacier et sa déconnexion de la zone d'accumulation (Paul *et al.*, 2007). En parallèle, la part en sédiment dans le système devrait augmenter, en raison de l'intensification attendue des chutes de pierres (Ravelin et Deline, 2013) qui s'est amorcée depuis les années 1980 à Tsarmine, et également en raison de la très faible évacuation sédimentaire qui caractérise le système glaciaire de Tsarmine depuis les années 1980. Cette effet est la combinaison de trois facteurs : (1) la pente relativement faible du système, (2) la faible capacité des processus géomorphologiques à évacuer les sédiments, et (3) les constructions morainiques latéro-frontales (bastion morainique, moraines latérales du Petit Âge Glaciaire) et les mixtures de glace et de sédiments (moraines de poussée, glacier rocheux) dans les marges du système qui obstruent le transfert sédimentaire (Bosson *et al.*, 2014). Pour toutes ces raisons, le transfert sédimentaire ne s'opère que sur des courtes distances à l'intérieur des limites du Petit Âge Glaciaire du glacier, ce qui confirme le rôle de pièges à sédiments (Otto *et al.*, 2009) de ces systèmes de haute montagne à l'échelle du versant. Pour ces raisons, la part en sédiment devrait augmenter dans le futur à l'intérieur du système.

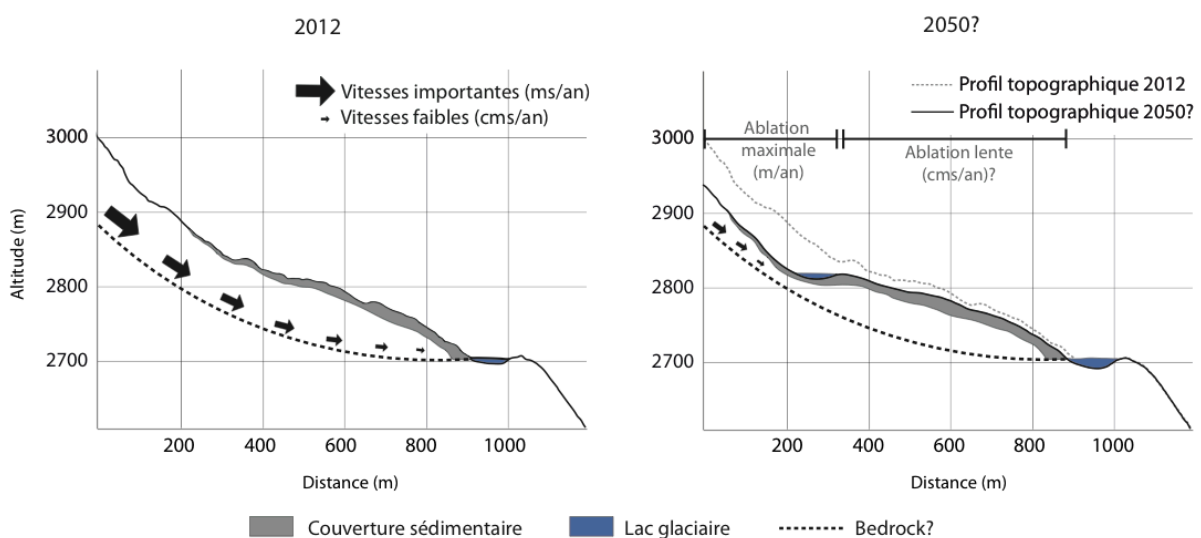


Figure 18 : Evolution théorique du glacier de Tsarmine d'ici 2050

Selon Benn *et al.* (2012), la formation de lacs de barrage glaciaire est une conséquence possible à l'amincissement des glaciers couverts et à leur stagnation progressive. Si la formation du lac supraglaciaire se confirme en amont du système glaciaire de Tsarmine, il pourrait constituer un risque non négligeable pour la vallée d'Arolla. Notons toutefois que l'existence d'un lac ne suffit pas à générer un risque potentiel d'inondation, ce dernier pouvant exister durant une longue période s'il

est « endigué » par une moraine stable. S'il se forme, le lac à Tsarmine serait endigué par de la glace couverte (Figure 18). Une vidange de ce lac de barrage glaciaire, associée à des précipitations intenses, des écroulements volumineux et/ou une rupture du barrage naturel pourrait atteindre le lac proglaciaire déjà existant en aval, et finalement la rivière principale en plaine, modifiant ainsi son débit (Werder *et al.*, 2010). Ces hypothèses doivent néanmoins être appuyées par des modélisations numériques pour une meilleure gestion des risques à Tsarmine, mais mettent en évidence le risque potentiel de ce système glaciaire, d'autant plus que ces petits systèmes glaciaires se situent en amont des géosystèmes alpins et peuvent avoir une grande influence sur la dynamique aval (Bosson *et al.*, 2014). Le rôle de stock sédimentaire de ces petits systèmes glaciaires évoqués plus haut peut donc épisodiquement évoluer en source sédimentaire, comme à Tsarmine où une vidange du lac de barrage, s'il existe, évacuerait certainement une quantité non négligeable de sédiments vers l'aval.

e) Les interactions entre glacier et permafrost

Les glaciers au Petit Âge Glaciaire étaient pour la plupart polythermiques, c'est-à-dire qu'ils présentaient des caractéristiques de glacier tempéré à leur base et de glacier froid dans leurs marges (Delaloye, 2004). Par conséquent, le permafrost ne subsiste que rarement dans la partie centrale des systèmes glaciaires situés dans le domaine périglaciaire alpin, et se localise principalement dans ses bordures externes, comme à Tsarmine. Les changements d'élévation entre 1967 et 2012 (figure 12, carte de synthèse) ont montré une différence marquée de dynamique entre la partie amont du glacier rocheux marginal et sa partie aval (situation visible sur la figure 9). Alors que la première partie a subi une fonte allant jusqu'à -10 m localement (en moyenne de -1.5 à -5 m), la deuxième n'a globalement subi aucun changement en 45 ans. Cette différence dans la fonte de la glace du glacier entre la partie amont et aval du glacier rocheux marginal est certainement liée à l'ancien régime thermique du glacier, ainsi qu'à l'augmentation de la couverture sédimentaire vers les marges du glacier (Kellerer-Pirklbauer *et al.*, 2008). Effectivement, la couche probablement plus fine juste en amont des moraines de poussée (figure 2) ainsi que le régime thermique davantage tempéré à cet endroit peut expliquer la fonte plus importante dans ce secteur depuis 1967. En revanche, le régime thermique plus froid dans les marges du glacier au Petit Âge Glaciaire ainsi que la couche de débris plus importante dans le secteur des moraines de poussée a vraisemblablement permis à la glace de mieux résister à l'augmentation des températures. Cette glace préservée s'est probablement intégrée aux sédiments gelés préexistants, soit le glacier rocheux en aval, comme sembleraient l'affirmer les résultats des prospections géoélectriques de Bosson (in prep). L'ensemble a continué à fluer tout au long de la période d'étude. Les zones de gains et de pertes de hauteurs arquées visibles sur la carte de synthèse de la figure 12 seraient liées à un déplacement des rides de compression consécutivement au fluage du glacier rocheux entre 1967 et 2012. Cela a déjà été observé dans le massif du Mont Blanc notamment (Bosson *et al.*, 2014). Le système glacier couvert/glacier rocheux connecté au Petit Âge Glaciaire est donc vraisemblablement en cours de déconnexion. Cette déconnexion semble être confirmée par les travaux de Bosson (in prep).

Les vitesses horizontales du glacier rocheux semblent globalement avoir moins varié durant la période d'étude, en comparaison avec le glacier de Tsarmine. Cependant, une légère accélération a été remarquée depuis les années 2000 (0.1-0.19 m/an entre 1995 et 1999 contre 0.3-0.39 m/an entre 1999 et 2005), probablement à cause de l'augmentation des températures. Effectivement, les chercheurs s'accordent à dire que le fluage d'un permafrost chaud est normalement plus sensible à une hausse des températures que le fluage d'un permafrost froid (Kääb *et al.*, 2003b ; Lambiel et Delaloye, 2004). La canicule de 2003 a peut-être eu un rôle prépondérant dans cette accélération, mais il est impossible de l'affirmer avec les résultats à disposition. Si tel est le cas, les experts sur le climat affirment que les événements extrêmes tels que la canicule de 2003 vont probablement augmenter dans le futur (OFEV, 2012), ce qui pourrait potentiellement mener à d'autres phases d'accélération du glacier rocheux de Tsarmine.

2.6. Conclusion

Sur la base des résultats de cette étude, quatre conclusions principales peuvent être prononcées :

(1) Les changements de volumes et les déplacements horizontaux observés au sein du système glaciaire de Tsarmine depuis 1967 ont permis de mettre en évidence l'évolution différenciée entre le glacier blanc en amont et le glacier couvert en aval, face aux oscillations climatiques de la deuxième moitié du 20^{ème} siècle. Si la partie amont s'est comportée de la même façon que la plupart des glaciers alpins dépourvus de sédiments durant le 20^{ème} siècle, la partie aval rejoint de nombreuses études sur les glaciers couverts qui soulignent les réponses complexes de ces systèmes face au signal climatique. Effectivement, la partie intermédiaire du glacier s'est rehaussée de plusieurs mètres en situation de bilan de masse négatif (1983-1999), traduisant un double processus : (1) le flux de la glace accumulée en amont en situation de bilan de masse positif (1967-1980) et (2) la compression longitudinale liée à la présence d'un front contraint. Ce double processus, couplé avec l'inversion du gradient d'ablation le long du glacier couvert, explique la réactivité plus faible du glacier couvert depuis le début du 21^{ème} siècle face à l'augmentation des températures. La diminution du flux de glace vers l'aval observée entre 1967 et 2012, liée à l'ablation différentielle du glacier et à son amincissement, devrait le mener vers une stagnation progressive et une déconnexion avec la zone d'accumulation, une situation déjà observée chez les glaciers couverts en situation de bilan de masse négatif.

(2) En plus de son influence sur le comportement du glacier face aux oscillations climatiques, l'épaisseur de la couverture sédimentaire joue un rôle prépondérant dans les interactions entre glacier et permafrost. Connectés au Petit Âge Glaciaire, le glacier couvert et le glacier rocheux dans la partie nord-ouest du système semblent actuellement en cours de déconnexion, comme en témoigne l'ablation marquée de la partie amont du glacier rocheux marginal. Cette déconnexion entre formes glaciaires et périglaciaires souligne les influences présumées du régime thermique du glacier au Petit Âge Glaciaire ainsi que de l'épaisseur des sédiments sur les interactions entre glacier et permafrost.

(3) Le glacier de Tsarmine s'écoule principalement par glissement basal, un mécanisme typique des glaciers tempérés. L'écoulement de l'eau au sein du système participe donc intensément à l'activité des processus géomorphologiques, mais également à la dégradation de la glace en sous-sol. Le lac proglaciaire, alimenté par la rivière supraglaciaire du glacier couvert, a considérablement réchauffé le terrain depuis sa formation dans les années 1980 et explique l'absence de glace dans ce secteur, contrairement au secteur directement au nord du lac qui se caractérise par la présence de glace morte préservée sous une épaisse couche de débris.

(4) Bien que le transfert sédimentaire semble s'être intensifié entre 1967 et 1980, période marquée par un bilan de masse positif, il ne s'opère que sur des courtes distances au sein du système. Les processus géomorphologiques semblent incapables d'évacuer la charge sédimentaire, et ne sont actifs qu'à l'intérieur des limites du Petit Âge Glaciaire du glacier de Tsarmine, justifiant ainsi leur rôle de piège à sédiment. Cependant, ces systèmes peuvent épisodiquement devenir une source de sédiment et largement influencer la dynamique aval. Dans le cas de Tsarmine, si la formation d'un lac supraglaciaire en amont du système se confirme dans les prochaines décennies, consécutivement à la forte ablation dans ce secteur, il pourrait évacuer une importante charge sédimentaire en cas de vidange et par conséquent perturber la dynamique sédimentaire du versant. Cette hypothèse souligne l'importance des modélisations numériques dans la gestion des risques de haute montagne, ainsi que les risques potentiels des systèmes glaciaires situés dans la ceinture du permafrost discontinu, en raison de leur situation en amont des géosystèmes ainsi que de leur réaction complexe face au réchauffement climatique.



Partie III – Article 2

Evolution annuelle et saisonnière d'un petit système glaciaire situé dans le domaine périglaciaire alpin Le cas d'Entre la Reille (Les Diablerets, Vaud)

Photo : Maxime Capt

Premier plan : LiDAR RIEGL VZ-6000. Arrière-plan : système glaciaire d'Entre la Reille. Ce dernier est composé en amont d'un glacier couvert, délimité par des moraines latérales du Petit Âge Glaciaire ainsi qu'un glacier rocheux encore actif dans sa partie terminale. La partie amont du système est constamment recouverte de névés.

3.1 Introduction

Depuis la fin du Petit Âge Glaciaire, la surface glaciaire a fortement diminué dans les Alpes, mettant à jour d'importants stocks sédimentaires non consolidés (Reynard *et al.*, 2003). Dans plusieurs secteurs alpins, la marge proglaciaire de certains glaciers se situe à l'intérieur de la ceinture du permafrost discontinu. Par conséquent, durant la récurrence du Petit Âge Glaciaire, ces glaciers ont pu être en contact avec des matériaux gelés préexistants, le plus souvent des glaciers rocheux, et ont pu perturber leurs conditions thermiques et mécaniques (Delaloye, 2004 ; Lugon *et al.*, 2004). Des études récentes sur ces secteurs dominés par des formes à la fois glaciaires et périglaciaires ont permis de caractériser et cartographier le type (sédimentaire/de congélation) et la répartition spatiale de la glace en sous-sol (e.g. Lugon *et al.*, 2004 ; Otto et Dikau, 2004 ; Kääb et Kneisel, 2006). Dans la plupart des cas, la topographie concave en amont composée de glace sédimentaire enterrée (parfois sous forme de glacier couvert) contraste avec la topographie chaotique des zones marginales marquées par la présence de corps gelés et non gelés (e.g. Pieracci et Lambiel, 2008).

Longtemps négligées (Haeberli, 2005), les interactions entre glaciers et permafrost sont davantage étudiées depuis plusieurs années. En effet, Kellerer-Pirklbauer (2008) a récemment décrit un modèle d'évolution pour expliquer la transformation progressive d'un glacier en glacier rocheux. Cette transition dans la morphologie du terrain serait principalement causée par une inefficacité dans le transfert sédimentaire du système, induite par une diminution des vitesses du glacier et une augmentation de l'apport en sédiments (e.g. Deline, 2005 ; Kellerer-Pirklbauer et Kaufmann, 2006). Un glacier perd en dynamique lorsqu'il s'amincit, consécutivement à la réduction du « driving stress » (Benn *et al.*, 2012), et lorsqu'il est moins alimenté en glace en provenance de l'amont, ce qui peut mener à une déconnexion progressive de la langue glaciaire avec la zone d'accumulation (e.g. Ackert, 1998 ; Shroder *et al.*, 2000). À terme, un glacier couvert peut lentement se transformer en moraine à cœur de glace, puis en glacier rocheux si les conditions de permafrost sont présentes (Kellerer-Pirklbauer, 2008).

Si la dynamique des glaciers (e.g. Iken, 1981 ; Hooke *et al.*, 1989 ; Jansson, 1995 ; Sugiyama et Gudmundsson, 2004) et des glaciers rocheux (e.g. Perruchoud et Delaloye, 2007 ; Delaloye *et al.*, 2008) est relativement bien connue, il subsiste encore de nombreuses inconnues sur la dynamique des secteurs dominés par des formes à la fois glaciaires et périglaciaires, notamment sur l'activité des processus géomorphologiques, le rôle de l'écoulement de l'eau dans ces secteurs ou encore les interactions entre glacier et permafrost. Cette étude s'intéresse à la dynamique (changements d'élévation, vitesses horizontales) d'un petit glacier situé dans le domaine périglaciaire alpin, à l'échelle annuelle et saisonnière. Plus particulièrement, il sera question de déterminer l'influence de la saison estivale sur les mouvements annuels, et également de quantifier les mouvements au sein de ces petits glaciers et d'en expliquer les processus. L'étude se focalise sur la cas d'Entre la Reille (Diablerets, Vaud), un système absent du nouvel inventaire « SGI2010 » des glaciers suisses (Fischer *et al.*, 2014) et décrit comme glacier rocheux par Reynard *et al.* (1999). Cependant, la présence de glace sédimentaire de glacier en sous-sol a été remarquée par Reynard *et al.* (1999) et récemment confirmée au moyen de prospections géoélectriques (Bosson, in prep). En se basant sur les résultats de la dynamique annuelle de ce système complexe, ainsi que sur les récents écrits relatifs aux systèmes glacier couvert/glacier rocheux, cette étude tentera d'établir un modèle d'évolution d'Entre la Reille depuis le Petit Âge Glaciaire et d'en comprendre sa morphogénèse.

3.2 Site d'étude et contexte climatique

3.2.1 Système glaciaire d'Entre la Reille

En 1999, Reynard *et al.* ont cartographié pour la première fois le sous-sol du système d'Entre la Reille aux Diablerets (Préalpes vaudoises, Figure 19A) à l'aide de sondages et trainés géoélectriques, afin de déterminer le type et la répartition spatiale de la glace. De la glace sédimentaire a été détectée dans la partie amont du système, traduisant une histoire holocène complexe marquée par des phases humides et froides propices à la formation de glace sédimentaire et des phases plutôt favorables à l'accumulation de débris. Ces résultats ont récemment été confirmés par les études de Bosson (in prep), qui a proposé une carte géomorphologique du complexe en se basant sur les résultats issus de méthodes géoélectriques. Selon son étude, le secteur était composé d'un petit glacier au Petit Âge Glaciaire, qui subsiste aujourd'hui uniquement sous forme de glace sédimentaire enterrée. Par conséquent, bien que le complexe ait un aspect de glacier rocheux (importante couverture sédimentaire, front pentu, rides arquées dans la partie aval) selon Reynard *et al.* (1999), la notion de système glaciaire semble plus appropriée. En effet, cette notion rappelle d'une part l'ancienne présence d'un petit glacier blanc dans ce secteur du vallon d'Entre la Reille au petit Âge Glaciaire, et d'autre part l'interaction constante avec l'environnement extérieur qui caractérise les glaciers en tant que systèmes (e.g. Coutterand, 2008 ; Pidwirny et Jones, 2009 ; Savoskul et Smakhtin, 2013).

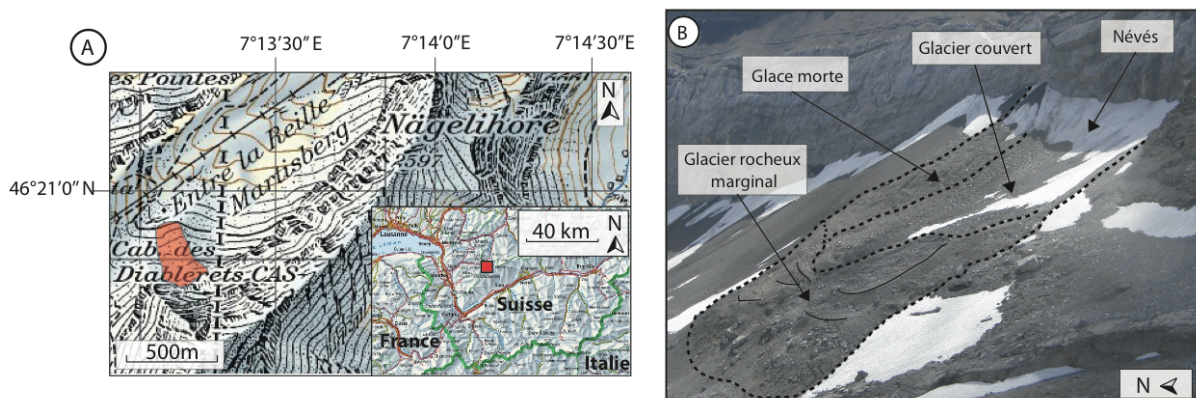


Figure 19 : Localisation du système glaciaire d'Entre la Reille (A) et formes géomorphologiques (B) du site d'étude (d'après Bosson, in prep)

Le système glaciaire d'Entre la Reille se situe sur une vallée suspendue du massif des Diablerets (Vaud) dans les Hautes Alpes calcaires, au pied d'une paroi composée d'une partie inférieure dominée par des calcaires urgoniens, et d'une partie supérieure dominée par des calcaires schisteux (Reynard *et al.*, 1999). Le système est exposé au Nord et s'étend de 2350m à 2550m d'altitude (Figure 19A). D'après les prospections géoélectriques de Bosson (in prep), la partie amont du système est composée d'un glacier couvert et de glace morte. Alors que le glacier couvert est dominé par des névés permanents et se caractérise par une topographie concave, le secteur de la glace morte est alimenté par un couloir d'éboulis et dénote une topographie davantage convexe. Ces deux secteurs sont délimités par des moraines latérales du Petit Âge Glaciaire et un glacier rocheux marginal dans la partie aval (Figure 19B). Ce dernier est constitué d'un ensemble de rides de déformations concentriques interprétées comme des moraines de poussée, ainsi qu'un glacier rocheux encore actif dans la partie terminale.

La complexité du système glaciaire d'Entre la Reille provient d'une part de la diversité de ses formes géomorphologiques (secteurs avec glace d'origine glaciaire ou périglaciaire et secteurs dépourvus de glace), et d'autre part de l'importante charge sédimentaire qui recouvre le site d'étude, dont l'épaisseur varie localement.

3.2.2 Contexte climatique local

Avec environ 2000 mm/an (MétéoSuisse, 2014), le climat des Préalpes occidentales est particulièrement humide en comparaison avec le reste du territoire helvétique, ce qui favorise le développement des glaciers à relativement basse altitude et limite ainsi l'extension du pergélisol. Effectivement, selon le modèle de la cryosphère de Haeberli (2005), les glaciers se situent principalement dans les zones froides et humides, alors que le permafrost est en grande partie localisé dans les régions sèches dépourvues de glacier. Cela explique le peu de glaciers rocheux présents dans les Alpes vaudoises, comparativement aux Alpes valaisannes plus sèches (Lambiel *et al.*, 2009).

La station climatique la plus proche d'Entre la Reille et celle de Château-d'Oex (Figure 20), située à une vingtaine de kilomètres du site d'étude. En Suisse, la période de référence climatique est la période 1981-2010, et est régulièrement utilisée pour situer des valeurs de précipitations et de températures d'une ou plusieurs années dans son/leur contexte. L'hiver 2013 a été particulièrement chaud, avec des valeurs parfois supérieures à l'écart-type de la période de référence, pour les mois de décembre et de janvier. Le même constat peut être fait pour les mois de mars et avril 2014, qui dénotent des températures journalières moyennes parfois supérieures à l'écart-type de 1981-2010. La fin du printemps et l'été 2014 a été contrasté, avec une alternance de périodes plus fraîches (mai, juillet, août) et plus chaudes (juin, septembre). Les précipitations à Château-d'Oex ont été particulièrement importantes durant le mois de juillet (cumul moyen presque deux fois supérieur à la période de référence), et ne se sont que très peu démarquées de la période 1981-2010 le reste de l'année.

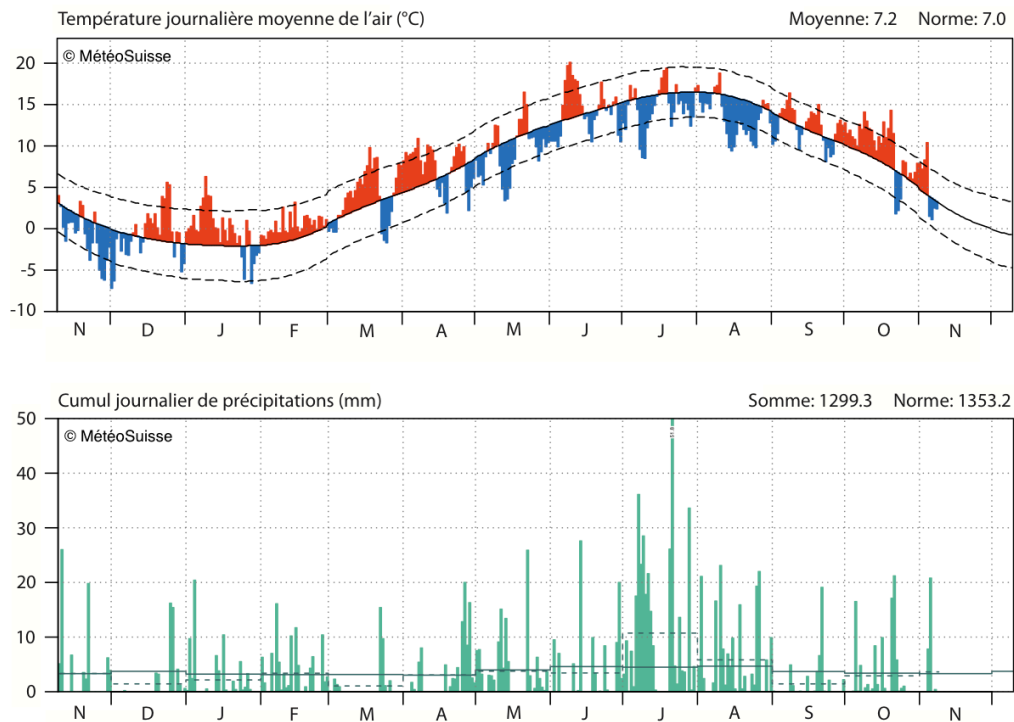


Figure 20 : Températures et précipitations à Château-d'Oex, novembre 2013 – novembre 2014 (MétéoSuisse, 2014). Les barres rouges et bleues représentent les jours plus chauds et respectivement plus froids par rapport à la température moyenne homogénéisée de la période de référence 1981-2010. L'écart-type de cette période de référence est dessiné en traitillé. La ligne pleine sur le graphique des précipitations représente le cumul mensuel moyen de précipitations sur 1981-2000, et la ligne traitillée représente ce même cumul pour la période novembre 2013-novembre 2014.

3.3 Méthodes

Dans le but de détecter des changements d'élévation et des vitesses horizontales à l'échelle annuelle, l'appareil utilisé a été le LiDAR (« Light Detection And Ranging), un instrument de mesure qui se base sur la transmission et la réception d'un signal lumineux en calculant son temps de retour (Ravanel *et al.*, in prep). Le LiDAR retenu dans le cadre de cette étude est le RIEGL VZ-6000. Capable de générer plus de 222'000 points par seconde (RIEGL, 2013), cet appareil permet de représenter une surface composée de plusieurs millions de points de mesures. Une fois les scans du LiDAR traités, il est possible de créer les modèles numériques de terrain (MNT) de chaque date (dans ce cas précis, le 13.08.13 et le 22.09.14). En les comparant, les changements d'élévation (MNTs de différence) ainsi que les vitesses horizontales au cours de la période d'étude peuvent être quantifiés. Alors que les MNTs de différence ont été réalisés à partir du système d'information géographique « ArcGIS », les vitesses horizontales ont été générées grâce au logiciel « 7D », créé par Pierre Vacher au laboratoire SYMME de l'Université de Savoie. Ce programme se base sur la corrélation entre les pixels de chaque image en fonction de leur niveau de gris pour générer des vecteurs de déplacement. Dans cette étude, les représentations 3D des deux MNTs sous forme de « hillshades » (Figure 21, surface ombragée) ont permis de quantifier les vitesses horizontales au sein du système glaciaire à l'aide du logiciel 7D.

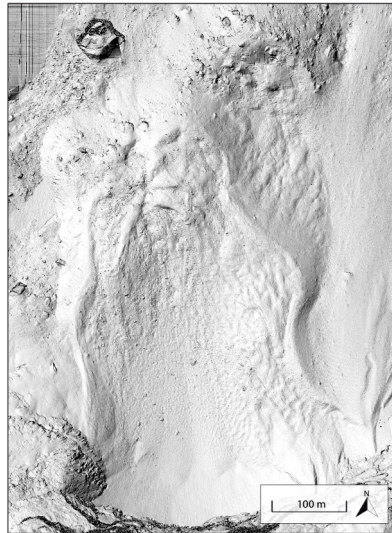


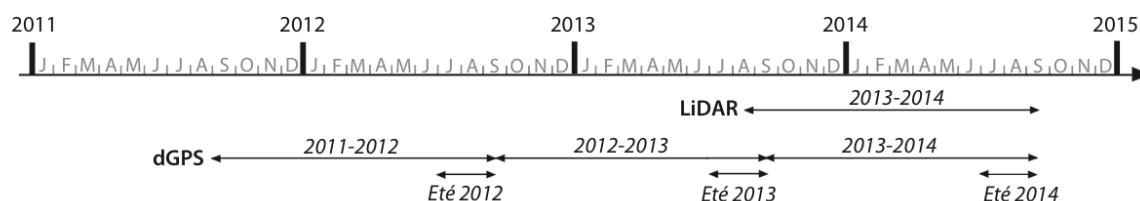
Figure 21 : Représentation 3D du site d'étude (Hillshade, 2014)

Entre 2011 et 2014, Bosson (in prep) a répété plusieurs mesures au dGPS sur une soixantaine de points répartis sur le site d'étude de manière homogène. Par conséquent, une base de données sur les changements d'élévation et les vitesses horizontales [m/an] de plusieurs blocs et à différentes échelles temporelles est disponible pour ce site d'étude. Ces données ont non seulement permis d'évaluer l'importance de la saison estivale sur les mouvements annuels, mais également de comparer les résultats issus du dGPS avec ceux issus du LiDAR entre 2013 et 2014. La Table 3 synthétise les données du LiDAR et du dGPS à disposition pour cette étude ainsi que leurs dates d'acquisition.

Enfin, les changements d'élévation ainsi que les déplacements horizontaux créés à partir des scans LiDAR ont été comparés avec les résultats de la géoélectrique de Bosson (in prep). Les tomographies de résistivités électriques sont couramment utilisées pour caractériser le sous-sol dans les environnements périglaciaires, de par le contraste entre la glace (qui est résistante) et l'eau (qui est conductrice) (e.g. Hauck et Kneisel, 2008). De plus, le couplage de méthodes de télédétection et de méthodes géophysiques permet une meilleure compréhension des processus internes dans la dynamique périglaciaire et glaciaire (Avian *et al.*, 2009).

Table 3 : Dates d'acquisition des données

	Données annuelles	Données estivales
LiDAR	13.08.13 - 22.09.14	—
dGPS	sept. 2011 - sept. 2012	juillet - sept. 2012
	sept. 2012 - sept. 2013	juillet - sept. 2013
	sept. 2013 - sept. 2014	juillet - sept. 2014



3.4 Résultats

3.4.1 Dynamique du système glaciaire

a) Echelle annuelle

Une partie du système glaciaire était toujours couverte de neige durant l'été 2013. C'est le cas notamment de la partie amont du glacier couvert ainsi qu'une zone à l'Ouest (limites visibles sur la Figure 22). Pour cette raison, les mouvements verticaux et horizontaux de ces secteurs n'ont pas été pris en compte. Les changements d'élévation (Figure 22A) ont été exclusivement négatifs au sein du système glaciaire entre 2013 et 2014, avec des valeurs qui ont varié localement. Les pertes de hauteur peuvent être présentées par secteurs, qui sont par ordre d'importance :

1. La partie amont du glacier couvert (depuis une altitude d'environ 2460m) possède des valeurs allant jusqu'à 50 cm/an, et semble globalement plus active que la partie aval.
2. La partie droite du glacier rocheux marginal, à la limite avec la terminaison du glacier couvert (selon la Figure 22B), montre des valeurs allant jusqu'à 50 cm/an.
3. La partie considérée comme de la glace morte selon Bosson (in prep) dénote une perte de hauteur de l'ordre de 20 à 30 cm/an, excepté en aval du secteur (environ 2440m d'altitude) où les changements sont considérés comme étant nuls.
4. La partie gauche du glacier rocheux marginal montre des pertes locales de hauteur de 10 à 20 cm/an, alors que son front ne semble pas avoir évolué entre 2013 et 2014.

D'un point de vue général, les zones 1 et 2 indiquent des pertes généralisées au sein du système contre des pertes de volume davantage localisées pour les zones 3 et 4.

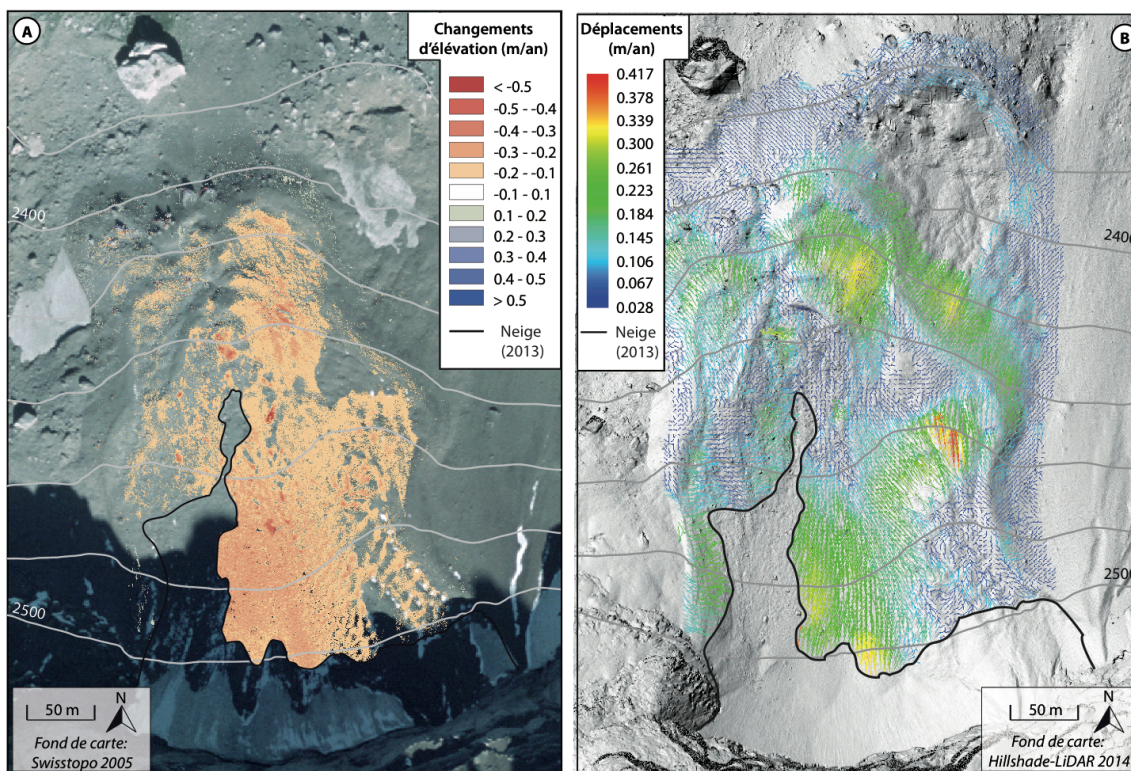


Figure 22 : Changements d'élévation (A) et vecteurs de déplacements (B) [m/an] créés à partir des MNTs issus des scans LiDAR, entre le 13.08.13 et le 22.09.14. Trait noir : secteur enneigé durant l'été 2013 (au 13.08.13). La limite de détection pour les changements d'élévation a été placée à 10 cm/an en fonction des valeurs des erreurs de l'écart-type lors de l'ajustement des scans LiDAR, ainsi que le bruit qui persiste sous cette limite. Les vitesses horizontales inférieures à 10 cm/an ne sont également pas prises en compte dans l'analyse, et sont considérées comme des changements non représentatifs de la réalité.

Tout comme les changements d'élévation, les vecteurs de déplacements (Figure 22B) indiquent des secteurs localement plus actifs au sein du système glaciaire qui sont, par ordre d'importance :

1. Le secteur de la glace morte : des vitesses maximales de 40 cm/an à une altitude d'environ 2460m ont été détectées. Ces mouvements sont très localisés.
2. La partie amont du glacier couvert montre des valeurs jusqu'à environ 30 cm/an. Les vitesses sont plus importantes au centre du glacier. Globalement, le glacier couvert montre des différences d'activité notables entre sa partie amont et sa partie aval. En effet, les vitesses sont quasi nulles depuis la partie médiane du secteur, soit à partir de 2460m d'altitude environ. En ce qui concerne le sens des vecteurs, ils indiquent un déplacement en direction de l'aval pour le glacier couvert. Ce n'est pas le cas du secteur de la glace morte qui semble avancer en direction du centre du système. La limite entre le glacier couvert et la glace morte est perceptible avec le sens des déplacements, et semble concorder avec les limites géomorphologiques définies par Bosson (in prep, Figure 19B).
3. La partie droite (dans le sens de l'écoulement) du glacier rocheux marginal indique des vitesses d'environ 30 cm/an.
4. La partie droite du front du glacier rocheux révèle des valeurs moyennes de 25 cm/an, avec un maxima de 30 cm/an à une altitude de 2420m.
5. Hormis la partie gauche du glacier rocheux marginal qui s'est déplacée localement de maximum 20 cm/an, le reste du système glaciaire a subi des changements trop proches de la limite de détection du LiDAR pour qu'ils soient distingués avec certitude.

D'un point de vue général, les secteurs les plus actifs au niveau des vitesses horizontales correspondent aux secteurs avec les plus grands changements d'élévation, mis à part pour le front droit du glacier rocheux marginal. Le système glaciaire d'Entre la Reille se caractérise également par la présence de plusieurs patches aux mouvements plus importants. La partie amont plus active du glacier couvert se distingue de sa partie aval, caractérisée par des pertes de volume ainsi que des déplacements horizontaux moindres. Le secteur de la glace morte semble localement plus actif à une altitude d'environ 2460m. Enfin, le glacier rocheux marginal peut se partager en un secteur gauche peu actif et un secteur droit montrant des valeurs de pertes de volume et de vitesses horizontales relativement importantes, en comparaison avec le reste du système.

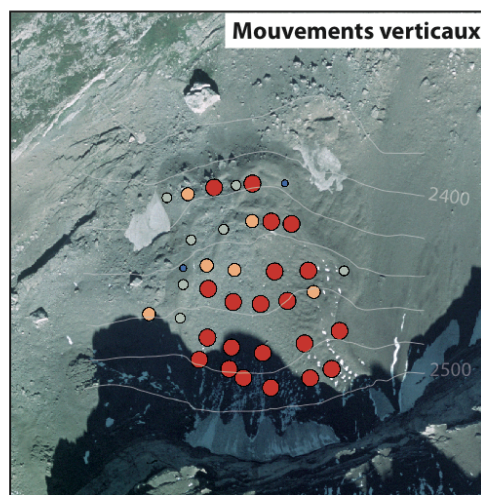
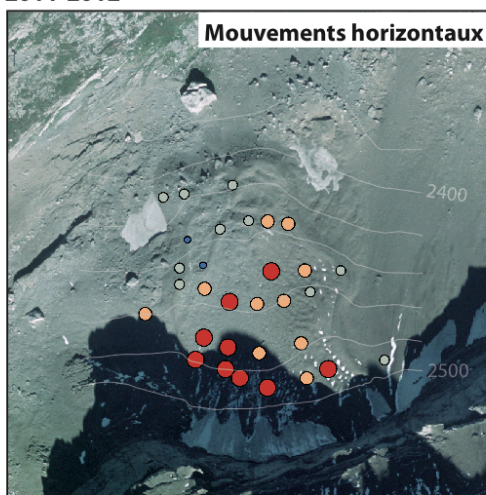
b) Echelle saisonnière

Les différentes mesures prises par Bosson (in prep) au dGPS entre 2011 et 2014 ont permis de déterminer l'influence de la saison estivale sur les mouvements annuels [%] (Figure 23). Cette influence dans les secteurs du glacier couvert et de la glace morte est très marquée pour les mouvements verticaux, avec des valeurs supérieures à 75% pour les trois périodes d'études. Le secteur du glacier rocheux marginal montre des variations spatiales et temporelles plus grandes. Globalement, l'été semble avoir plus d'influence sur la partie droite du glacier rocheux marginal que gauche, bien que cette dernière montre des valeurs parfois supérieures à 75%.

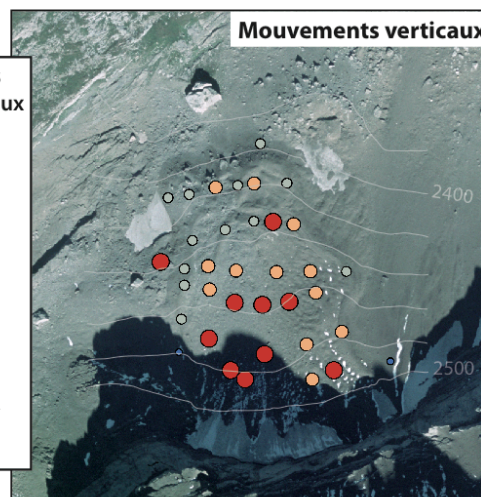
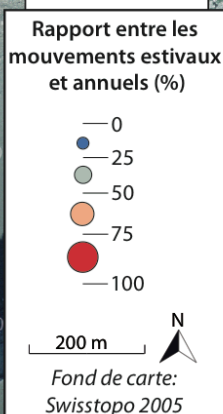
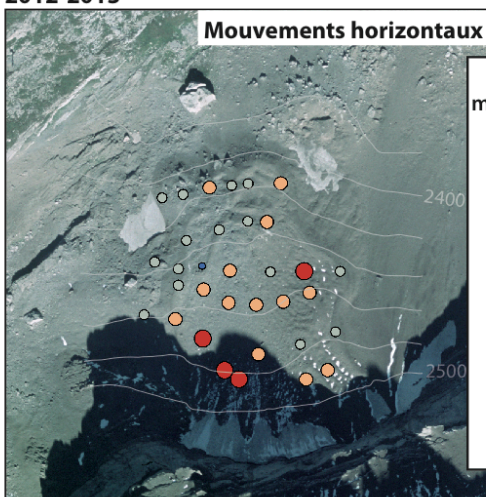
La période estivale paraît moins influente sur les vitesses horizontales. Si la partie amont du glacier couvert montre des valeurs importantes au cours des trois années, la saison estivale dans la partie aval du glacier couvert semble avoir été progressivement moins influente entre 2011 et 2014. Le secteur de la glace morte est caractérisé par une variation spatiale et temporelle relativement marquée. Enfin, l'été n'a eu que peu d'influence sur les mouvements horizontaux du glacier rocheux marginal entre 2011 et 2014, principalement pour la partie gauche.

Globalement, les mouvements au sein du système glaciaire d'Entre la Reille sont majoritairement actifs en été. La saison estivale agit principalement sur les pertes de volume. L'influence de cette saison sur les mouvements annuels semble plus marquée dans le secteur du glacier couvert, puis de la glace morte et, dans une moindre mesure, dans la partie droite du glacier rocheux marginal. Cependant, cette tendance varie dans le temps et peut être biaisée par la répartition spatiale des points dGPS. En effet, il est impossible de couvrir l'ensemble d'une surface avec une trentaine de mesures. Cela mène inévitablement à une perte d'informations.

2011-2012



2012-2013



2013-2014

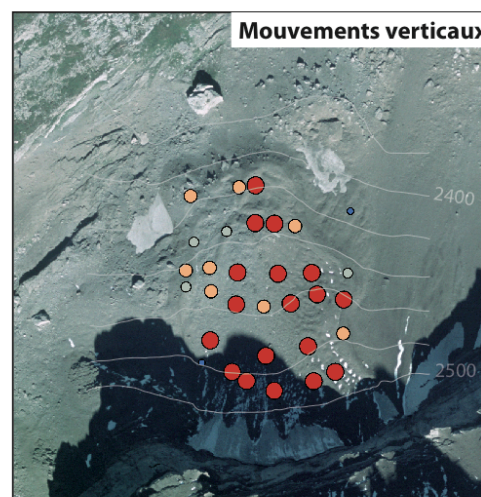
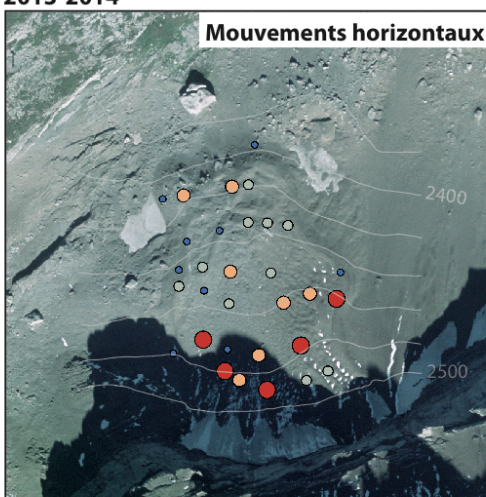


Figure 23 : Influence de la saison estivale sur les mouvements annuels (gauche : horizontaux, droite : verticaux). Exemple : une valeur de 50 % signifie que la moitié des mouvements annuels se déroulent durant la période estivale. Ces résultats proviennent des différentes mesures dGPS prises par Bosson (in prep) entre 2011 et 2014 (Table 3). Seuls les points dont les mouvements annuels sont supérieurs à 6 cm ont été conservés.

3.4.2 Comparaison méthodologique

Les mesures prises au dGPS par Bosson (in prep) entre 2013 et 2014 sont comparées avec les résultats issus des scans LiDAR de la même année (Table 3) à la figure 24. La confrontation des résultats qui proviennent d'une part d'une méthode de télédétection (LiDAR) et, d'autre part, d'une méthode de mesures *in situ* (dGPS) est essentielle pour juger de la fiabilité des données, mais également pour déterminer si les changements détectés sont des modifications réelles du terrain ou non.

Dans l'ensemble, les changements d'élévation [m/an] calculés à l'aide des scans LiDAR ont des valeurs très proches de celles issues du dGPS (Figure 24A). Qualitativement, les secteurs avec ou sans mouvement ont des localisations identiques pour les deux méthodes. Ces dernières concordent également de manière quantitative, avec des changements d'élévation du même ordre de grandeur. Le même constat peut être fait pour les vitesses horizontales (Figure 24B) au sein du système glaciaire. Bien que certaines valeurs détectées par le dGPS peuvent sembler inférieures aux vitesses qui proviennent de la comparaison entre MNTs (partie droite du glacier rocheux marginal), elles coïncident en réalité avec les valeurs de certains pixels du LiDAR. Par conséquent, les deux méthodes semblent concorder quantitativement.

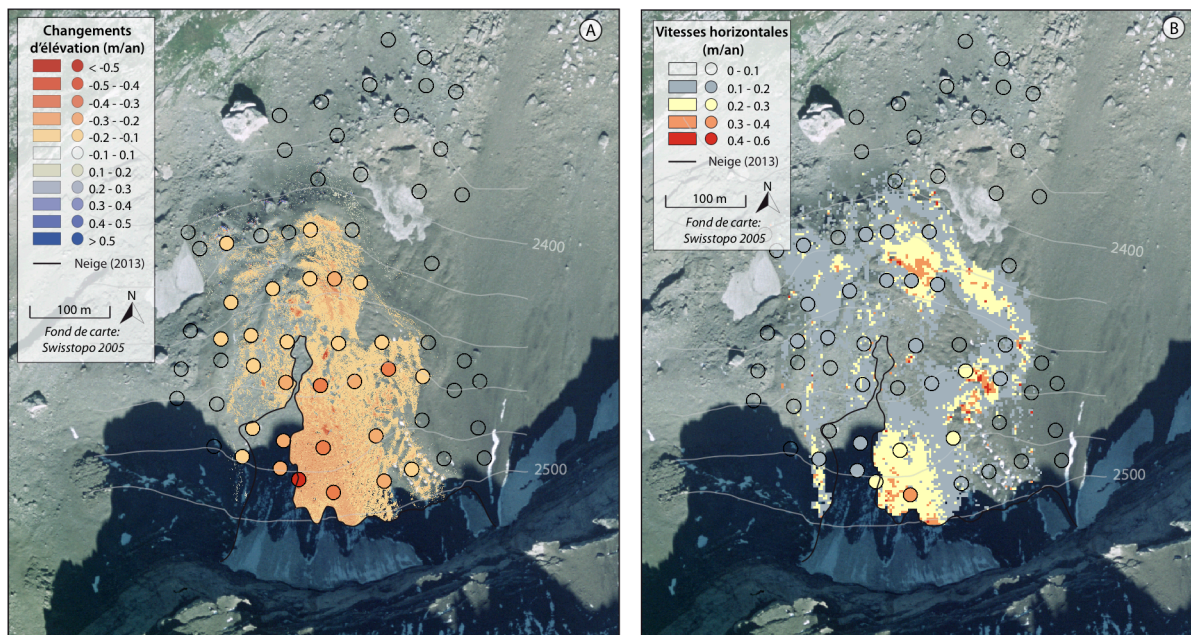


Figure 24 : Comparaison des vitesses verticales (A) et horizontales (B) entre le LiDAR (surfaces) et le dGPS (points). Comme pour la figure 22, les données inférieures à 10 cm/an sont considérées comme des mouvements non représentatifs de la réalité.

3.5 Discussion

3.5.1 Dynamiques locales du système glaciaire entre 2013 et 2014

Les changements d'élévation et les vitesses horizontales entre 2013 et 2014 dénotent une hétérogénéité spatiale des mouvements au sein du système glaciaire d'Entre la Reille (Figure 22). En fonction des différences d'activités, le système peut être partagé en plusieurs secteurs visibles sur la figure 25. Cette dernière montre une forte correspondance entre les changements d'élévation et les vitesses horizontales. En effet, la partie amont du glacier couvert (selon les limites déterminées par Bosson, in prep), une partie du secteur de la glace morte (aux alentours de 2460m d'altitude), ainsi que la partie droite du glacier rocheux marginal sont les trois secteurs les plus actifs du système. Les pertes d'altitude sont toutes supérieures à 20 cm/an, et les vitesses horizontales atteignent des

valeurs pouvant dépasser 30 cm/an localement. De manière générale, le reste du système est dominé par une perte d'altitude et des déplacements horizontaux compris entre 10 et 20 cm/an, excepté pour la partie droite du front du glacier rocheux marginal, dont les vitesses horizontales peuvent dépasser 30 cm/an.

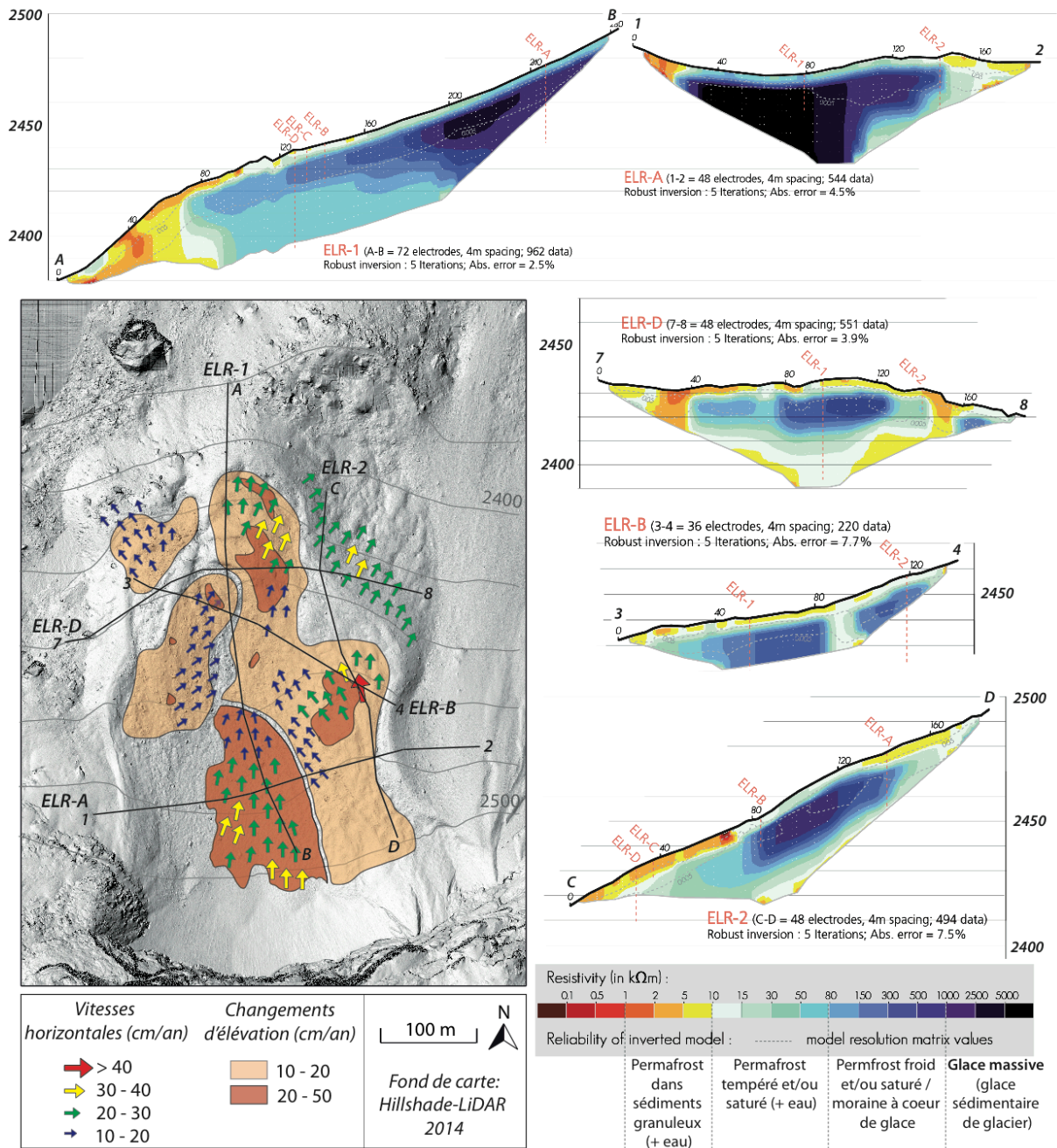


Figure 25 : Synthèse de la dynamique du système glaciaire d'Entre la Reille entre 2013 et 2014, en lien avec sa structure interne. Les résultats de la géoélectrique proviennent de l'étude de Bosson (in prep).

Selon les résultats de la géoélectrique provenant de l'étude de Bosson (in prep), l'activité du système glaciaire semble fortement liée à sa structure interne. Effectivement, la répartition spatiale des secteurs davantage actifs concorde avec la disposition de la glace en sous-sol. Etant donné la forte hétérogénéité spatiale de la glace en sous-sol, le système glaciaire d'Entre la Reille a une dynamique superficielle différentielle :

(1) L'importante fonte subie par le glacier couvert (dépression concave) contraste avec la fonte moins marquée du secteur de la glace morte (topographie convexe). Cette différence d'ablation s'explique certainement par l'épaisseur plus importante de la couverture sédimentaire dans le secteur de la glace morte. Ce dernier est alimenté par des chutes de blocs très fréquentes, au pied d'un couloir d'éboulis, qui permettent une meilleure préservation de la glace en sous-sol par isolation thermique (Adhikary *et al.*, 2002). À une altitude d'environ 2460m, la couche de débris est visiblement moins épaisse (figure 25, profil « ELR-2 »), et cela se traduit par une fonte de la glace localement plus importante (20-50 cm/an), ainsi que des déplacements horizontaux particulièrement actifs. Ces mouvements très rapides (30 - >40 cm/an) s'expliquent vraisemblablement par le glissement de la couche de débris sur la glace dans ce secteur, consécutivement à l'écoulement de l'eau qui joue le rôle de lubrifiant à la base de la couverture sédimentaire (Mercier, 1997), et également à cause de la pente légèrement plus importante à cet endroit. L'ablation différentielle entre le glacier couvert et la glace morte justifie le sens des mouvements en direction du centre du système (dépression) depuis le secteur de la glace morte (convexité), et contraste avec l'écoulement du glacier couvert vers l'aval. Enfin, la différence de dynamique superficielle entre glacier et glace morte confirme la déconnexion entre ces deux formes visible sur les tomographies de résistivités électriques (profils « ELR-2 » et « ELR-B »).

(2) Le profil « ELR-1 » (figure 25) indique des résistivités typiques de glace de glacier de l'amont à l'aval au sein du système. De la glace massive de glacier (résistivités supérieures à 1000 kohmmètres) est directement suivie par de la glace aux résistivités inférieures (entre 80 et 1000 kohmmètres) qui se termine à proximité du front du glacier rocheux. La limite entre ces deux types de glace aux résistivités contrastées est intimement liée à la limite entre la partie amont et aval du glacier couvert en termes d'intensité des mouvements. La partie aval a subi une ablation moins marquée et les mouvements faibles, de l'ordre de 10 à 20 cm/an, se dirigent vers le centre du système, ce qui contraste avec les mouvements rapides situés plus haut qui suivent une direction vers l'aval. Cette différence marquée de dynamique s'explique vraisemblablement par l'amincissement du glacier en direction de l'aval (visible sur le profil « ELR-1 ») ainsi que par l'augmentation de la couverture sédimentaire en direction du front du glacier, deux aspects typiques des glaciers couverts (Benn *et al.*, 2012). Le découplage de la zone aval avec la partie active du glacier couvert traduit une réduction du flux de glace depuis l'amont (Quincey *et al.*, 2009). Pour ces raisons, nous supposons donc que la partie aval du glacier couvert est sûrement stagnante et est préservée par l'épaisse couche de débris dans ce secteur (Adhikary *et al.*, 2002).

(3) Le profil « ELR-D » indique de la glace aux résistivités électriques importantes (jusqu'à 500 kohmmètres) dans sa partie droite. Cette glace semble appartenir à la terminaison du glacier selon le profil « ELR-1 », et sa fonte explique sûrement la forte perte de volume dans ce secteur du glacier rocheux. La glace de glacier est vraisemblablement intégrée au glacier rocheux dans cette zone, et l'ensemble flue à des vitesses de l'ordre de 20 à 40 cm/an (Ribolini *et al.*, 2010). En revanche, la dynamique de la partie gauche du glacier rocheux est nettement plus faible. Ce secteur n'est certainement pas composé de glace de glacier, comme le confirme le profil « ELR-D » qui indique des résistivités qui concordent avec du permafrost tempéré. Les indices topographiques vont également dans ce sens : la forme dessinée par les crêtes morainiques laisse effectivement penser que le glacier a eu un écoulement préférentiel en direction du Nord-Est au Petit Âge Glaciaire, et n'a certainement pas perturbé la partie aval gauche du glacier rocheux. Cette partie se caractérise par un fluage lent (10-20 cm/an) et une perte de volume relativement faible (10-20 cm/an).

(4) La partie droite du front du glacier rocheux marginal est le seul secteur dont les mouvements verticaux ne concordent pas avec les vitesses horizontales. Dans ce cas présent, les déplacements rapides sont vraisemblablement liés à la forte pente du front, ainsi qu'au possible glissement des sédiments sur la glace en sous-sol qui se devine sur le profil « ELR-D ».

En fonction de la dynamique annuelle du système glaciaire d'entre la Reille ainsi qu'aux différences de résistivités électriques de la glace en sous-sol, les limites géomorphologiques définies par Bosson (in prep) peuvent être légèrement modifiées et précisées. Effectivement, si Bosson fixe la limite du glacier couvert jusqu'à une altitude d'environ 2430m, elle semble trop étendue par rapport aux différences de dynamique entre la partie amont et aval (Figure 25). Par conséquent, nous estimons que la langue du glacier couvert s'étend jusqu'à une altitude d'environ 2460m, puis est directement suivie par une masse de glace enterrée stagnante, comme en témoignent la dynamique et les résistivités plus faibles dans ce secteur. Si le glacier couvert ne semble pas déconnecté du glacier rocheux selon les tomographies (continuum glacier couvert - glace stagnante - glacier rocheux), la dynamique superficielle est fortement liée à la structure interne. Le flux de glace en provenance du glacier couvert ne semble donc pas atteindre la partie aval stagnante.

3.5.2 Influence de la saison estivale sur les processus en cours

Les mouvements annuels sont majoritairement dépendants de la période estivale dans le système glaciaire d'Entre la Reille (Figure 23). Pour les glaciers, l'activité accrue en été a été largement discutée par plusieurs chercheurs (e.g. Hooke *et al.*, 1989 ; Jansson, 1995). La fonte de la neige et de la glace ainsi que les précipitations pluvieuses en été favorisent un stockage de l'eau à l'intérieur du système, ainsi que son écoulement. De plus, la pression de l'eau sous-glaciaire contribue à renforcer les mouvements à la base du glacier (Iken, 1981 ; Sugiyama et Gudmundsson, 2004). Généralement, les apports en eau sont majoritaires au début de la saison de fonte, lorsque le système de drainage n'est pas encore véritablement formé (Iken, 1981). Toutes ces raisons expliquent la part majoritaire des mouvements annuels en saison estivale pour le glacier couvert. L'eau peut également jouer un rôle plus direct sur les mouvements superficiels, comme dans le secteur de la glace morte notamment. En effet, les eaux de fonte accélèrent l'ablation de la glace (Benn *et al.*, 2012) et jouent le rôle de lubrifiant à la base de la couverture sédimentaire. En imbibant les sédiments, elle augmente la cohésion de ces derniers, ce qui peut générer des glissements de terrain généralisés (Mercier, 1997). Cela explique sûrement les vitesses particulièrement importantes dans le secteur de la glace morte.

Les variations saisonnières des glaciers rocheux sont plus complexes, consécutivement à la multitude de facteurs qui agissent sur leurs mouvements (Kääb, 2005). Pour une majorité des glaciers rocheux, une augmentation des vitesses s'explique par une hausse de la température moyenne de l'air à la surface (Delaloye *et al.*, 2008). Le rôle de l'eau liquide est également important. Effectivement, consécutivement à la fonte du manteau neigeux à partir du mois de mai (Kölbing, 2001) ainsi qu'aux intenses pluies estivales (Schroder, 1978), une importante quantité d'eau circule à l'intérieur du système en été (Delaloye *et al.*, 2008), et peut provoquer une augmentation de la pression de l'eau à la base du glacier rocheux. Les fluctuations saisonnières des glaciers rocheux peuvent donc être très importantes en raison de l'augmentation des températures ainsi que de la fonte de la neige et les pluies intenses en période estivale (Frauenfelder *et al.*, 2003). L'été ne semble pas véritablement amplifier les déplacements horizontaux du glacier rocheux marginal d'Entre la Reille (Figure 23), excepté dans certains secteurs très localisés. Compte tenu du faible nombre de points à disposition dans ce secteur et de la forte variabilité spatiale et temporelle des résultats, il semble difficile de tirer une conclusion sur l'influence de la saison estivale sur les mouvements horizontaux du glacier rocheux. En revanche, les pertes d'élévation ont été particulièrement importantes en été dans la partie droite du glacier rocheux entre 2011 et 2014. Cela est vraisemblablement dû à la présence de glace de glacier dans cette zone, qui s'amincit en été par l'effet combiné des températures élevées et des eaux de fonte qui réchauffent la glace (Kääb *et al.*, 1997).

3.5.3 Morphogénèse du système glaciaire

Reynard *et al.* (1999) songeaient déjà à une histoire holocène complexe, dictée par des périodes froides et humides favorables à la formation de glace sédimentaire, et des périodes plus chaudes favorables à l'accumulation de débris, pour expliquer la structure interne du système glaciaire d'Entre la Reille. Les études récentes de Bosson (in prep) ainsi que les indices morphologiques (présence de crêtes morainiques, topographie concave en amont, chaotique en aval, se terminant par un front raide) de ce système prouvent l'existence d'un glacier au Petit Âge Glaciaire. Dans ce modèle d'évolution théorique, nous posons comme hypothèse qu'un glacier rocheux existait déjà avant le Petit Âge Glaciaire dans ce secteur. Lors de l'avancée du glacier au Petit Âge Glaciaire, celui-ci a déformé mécaniquement le glacier rocheux préexistant, créant ainsi un système de moraines de poussée encore visible aujourd'hui (Figure 19B). Ce type de paysage est relativement fréquent dans la ceinture périglaciaire alpine (e.g. Delaloye, 2004 ; Lugon *et al.*, 2004 ; Otto et Dikau, 2004 ; Käab et Kneisel, 2006). Sur la base de la dynamique actuelle du système, de sa géomorphologie et des études récentes relatives aux systèmes glaciers couverts/glaciers rocheux (e.g. Ackert, 1998 ; Deline, 2005 ; Avian *et al.*, 2014), nous proposons un modèle d'évolution du système glaciaire d'Entre la Reille depuis le Petit Âge Glaciaire (Figure 26). Nous estimons que la morphogénèse du système depuis la dernière récurrence glaciaire s'inscrit dans une histoire composée de deux périodes principales, l'une marquée par une situation de bilan de masse positif (Figure 26A), et l'autre par une situation de bilan de masse négatif (Figure 26B) :

(1) Comme vu au sous-chapitre 3.5.1, le glacier a probablement suivi un écoulement préférentiel en direction du Nord-Est au Petit Âge Glaciaire, et s'est imbriqué principalement dans la partie droite du glacier rocheux préexistant. Au Petit Âge Glaciaire, les conditions étaient favorables au transport sédimentaire (bilan de masse positif), consécutivement à l'accélération du flux de glace et à l'ablation réduite du glacier, ce qui favorisait une évacuation efficace des sédiments vers les marges du glacier (Kirkbride et Deline, 2013). Ceci explique la couverture sédimentaire souvent réduite des systèmes glaciaires en période de bilan de masse positif (Goudie, 2004), et sa présence dans les bordures externes du système. Pour cette raison, le glacier d'Entre la Reille était probablement recouvert d'une couche de débris réduite dans sa partie terminale, qui diminuait l'ablation par isolation thermique (Adhikary *et al.*, 2002). Au Petit Âge Glaciaire, le glacier fonctionnait certainement comme un « supply limited system » (Goudie, 2004), caractérisé par des processus actifs efficaces pour évacuer les sédiments (« transport dominant mode », Kirkbride, 2000).

(2) La fin du petit Âge Glaciaire a été marquée par une augmentation non linéaire des températures (e.g. Huss, 2012 ; Haeberli, 2007). Les petits glaciers avec une extension verticale moindre, comme le système d'Entre la Reille, sont davantage vulnérables aux variations de la ligne d'équilibre glaciaire et ont eu un temps de réponse très rapide face à la hausse des températures (Ivy-Ochs *et al.*, 2009). Par conséquent, le glacier d'Entre la Reille a vraisemblablement évolué rapidement depuis la fin du Petit Âge Glaciaire. La transition vers un bilan de masse négatif est accompagnée par des conditions favorables à l'ablation (« ablation dominant mode », Kirkbride, 2000) et à la diminution des vitesses (Kirkbride et Deline, 2013). Cette faible dynamique, couplée à l'augmentation des chutes de blocs consécutivement à la dégradation du permafrost de parois (Delaloye, 2008 ; Ravelin et Deline, 2013), favorise une augmentation de la part en sédiments au sein du système, et marque par conséquent la transition d'un glacier blanc vers un glacier couvert. La réduction du « driving stress », et donc de l'écoulement glaciaire, est typique de ces glaciers couverts dans un contexte de bilan de masse négatif (Benn *et al.*, 2012). Ces derniers se caractérisent souvent par une baisse du flux de glace vers les marges du glacier (Quincey *et al.*, 2009), qui peut progressivement mener à une stagnation de la langue glaciaire. Cela semble avoir été le cas de la partie aval du glacier couvert d'Entre la Reille, comme en témoignent ses résistivités moins importantes que la partie amont, ainsi que sa dynamique actuelle plus faible. Une hausse des températures peut également causer une isolation progressive de la glace dans les bordures externes d'un glacier, consécutivement à la

diminution de son activité comme mentionné plus haut, et à la fonte différentielle entre sa partie amont dépourvue de sédiment et ses marges couvertes de plusieurs centimètres de débris. Cette accumulation de débris est le résultat du flux compressif longitudinal du glacier (Singh *et al.*, 2011). Cet effet explique en partie l'épaisse couverture sédimentaire dans la partie est du système glaciaire d'Entre la Reille, mais est également accentué par la situation de ce secteur au pied d'un couloir d'éboulis. L'accumulation de débris dans cette zone a donc participé à l'isolation d'un lambeau de glace, et à sa déconnexion progressive de l'appareil glaciaire principal, ce qui explique la présence actuelle de glace morte dans cette partie du système.

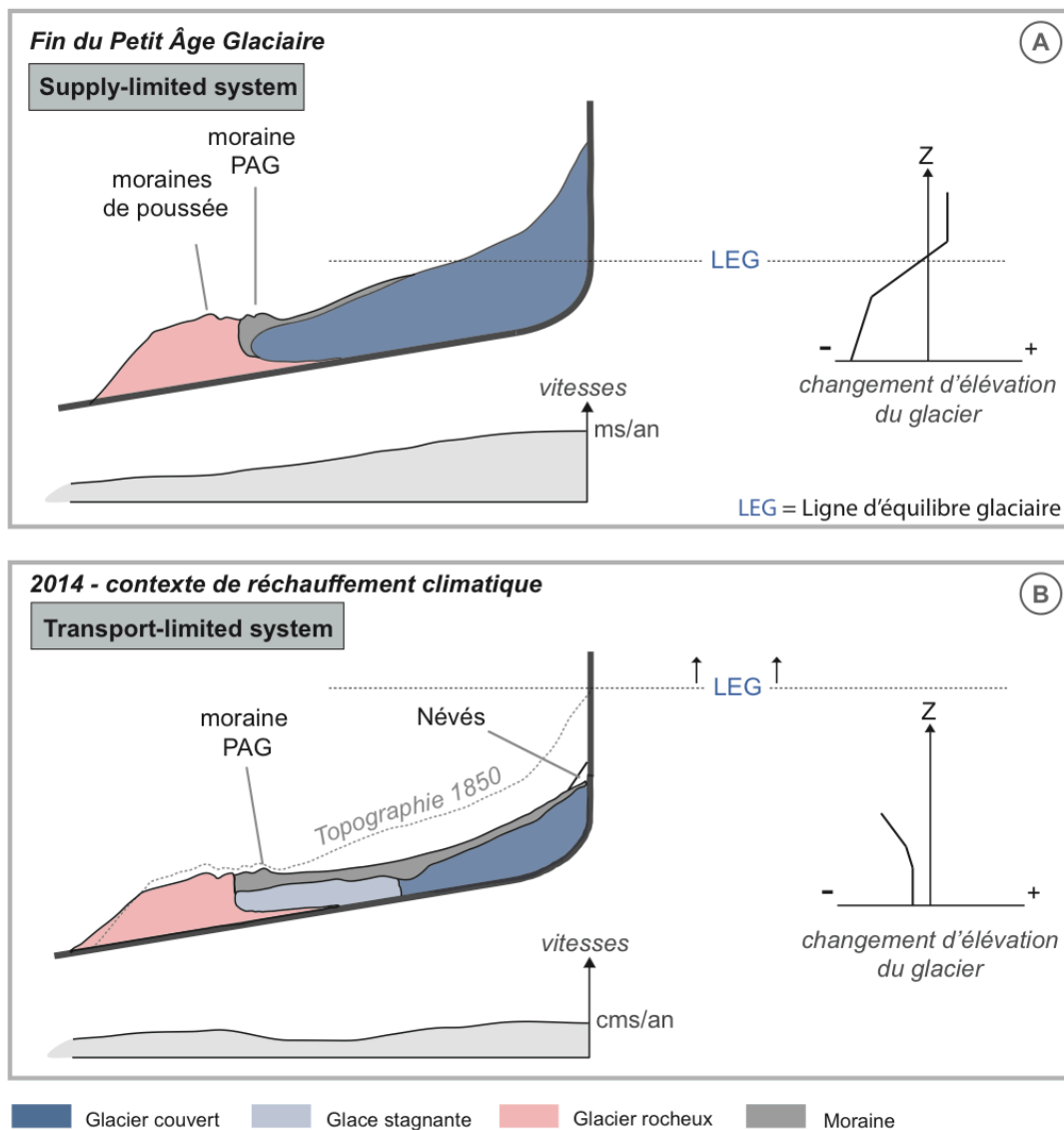


Figure 26 : Morphogénèse théorique du système glaciaire d'Entre la Reille depuis la fin du Petit Âge Glaciaire.

En moins de 200 ans, le glacier blanc (ou partiellement couvert) du petit Âge Glaciaire s'est transformé en glacier noir dans un contexte de bilan de masse négatif, marquant un continuum entre le glacier enterré en amont et le glacier rocheux en aval. Cela rejoint les études de Monnier (2007) et Bosson *et al.* (2014) notamment. L'emboîtement du glacier d'Entre la Reille dans le glacier rocheux préexistant a mené à terme à la formation d'un système glacier noir/glacier rocheux, qui a acquis une dynamique propre marquée par un secteur amont qui s'affaisse par l'ablation de la glace enterrée et un secteur aval qui flue par déformation gravitaire du glacier rocheux.

Le système était connecté au Petit Âge Glaciaire et l'est vraisemblablement encore aujourd'hui, comme en témoignent les résistivités continues de l'amont à l'aval (Figure 25, profil « ELR-1 »). Cependant, la dynamique est différentielle au sein du système, notamment entre la partie amont active du glacier couvert et la partie aval stagnante. Par conséquent, au contraire du système glacier couvert/glacier rocheux étudié par Avian *et al.* (2014) par exemple, le transfert sédimentaire au sein du système glaciaire d'Entre la Reille ne s'opère que sur de courtes distances, ceci pour trois raisons principales (Bosson *et al.*, 2014) : (1) la pente faible du système, (2) L'incapacité des processus géomorphologiques à évacuer les sédiments et (3) le confinement du glacier à l'intérieur de ses crêtes morainiques du Petit Âge Glaciaire. Pour toutes ces raisons, le système glaciaire d'Entre la Reille peut être qualifié de « transport-limited system », dont les processus ne possèdent pas assez d'énergie pour évacuer la charge sédimentaire (Goudie, 2004). Avec l'augmentation attendue des chutes de blocs ces prochaines décennies (Ravanel et Deline, 2013) et l'incapacité des processus géomorphologiques à évacuer les débris accumulés, la part en sédiment devrait continuer à augmenter au sein du système.

3.5.4 Comparaison méthodologique

Le LiDAR et le dGPS ont montré des résultats fortement corrélés (Figure 24), ce qui augmente la fiabilité des données et donc la confiance que nous pouvons avoir sur la dynamique géomorphologique au sein du système glaciaire d'Entre la Reille. Pour détecter les dynamiques locales, le LiDAR s'est avéré plus approprié en raison de son recouvrement spatial plus important (Hodge *et al.*, 2009) que le dGPS, qui donne des résultats ponctuels. Le LiDAR a permis de mettre en exergue les différents patches de fontes et de déplacements plus intenses, alors que le dGPS est par exemple passé à côté des vitesses horizontales de 40 cm/an dans la partie intermédiaire du secteur de la glace morte. Ce dernier semble toutefois plus complet, car il permet d'estimer les déplacements le long des pentes notamment, alors que le LiDAR donne uniquement des informations sur les vitesses horizontales et verticales. Compte tenu de leur capacité à détecter des mouvements de l'ordre du centimètre, les deux méthodes sont très adaptées pour étudier les environnements aux dynamiques faibles tel que le système glaciaire d'Entre la Reille. À l'échelle de la saison ou de l'année, les mouvements ne dépassent pas quelques dizaines de centimètres maximum, ce qui rend l'utilisation de méthodes à haute résolution spatiale impérative. Les résultats du LiDAR ont montré l'importance de cette nouvelle technologie dans l'étude de la cryosphère (e.g. Bauer *et al.*, 2003 et Avian et Bauer, 2006), et leur capacité à détecter des dynamiques géomorphologiques jusque-là ignorées.

Comme le soulignent Avian *et al.* (2009), les connaissances sur les mouvements verticaux et horizontaux permettent la compréhension des processus internes dans la dynamique périglaciaire et glaciaire. Un aspect fondamental de cette étude est la très bonne relation entre les résultats des tomographies de résistivités électriques et les résultats issus du LiDAR. La dynamique superficielle détectée à l'aide des scans LiDAR a effectivement permis de confirmer les résultats de la géoélectrique, ainsi que de proposer une alternative aux limites géomorphologiques proposées par Bosson (in prep), soulignant ainsi l'efficacité du couplage des méthodes dans l'études des environnements de haute montagne.

3.6 Conclusion

Par le biais de scans LiDAR, la dynamique locale du système glaciaire d'Entre la Reille a pu être déterminée précisément. Les mouvements au sein du système sont fortement liés à la présence/absence de glace en sous-sol, et sont majoritairement dépendants de la saison estivale. Nous supposons que l'apport en eau au sein du système par les pluies intenses et la fonte du manteau neigeux et de la glace est le moteur principal de l'activité. La glace en sous-sol est répartie de manière hétérogène, ce qui confère au système une dynamique différentielle entre sa partie amont, marquée par un affaissement de la partie centrale et une stagnation de la langue glaciaire, et

la partie aval, marquée par le fluage du glacier rocheux. Cette configuration s'explique par la transition d'un système glacier blanc/glacier rocheux au Petit Âge Glaciaire vers un système actuel glacier noir/glacier rocheux, dans un contexte de bilan de masse négatif. Consécutivement à l'augmentation attendue des chutes de blocs ainsi qu'à la faible activité des processus géomorphologiques, la teneur en sédiments devrait progressivement augmenter, à l'opposé de la part en glace qui va inévitablement diminuer dans le futur. Cette étude a également permis d'examiner les relations entre glacier et permafrost, qui semblent complexes au sein du système. Déjà connectés au Petit Âge Glaciaire, le glacier noir et le glacier rocheux semblent toujours connectés actuellement selon les tomographies de résistivités électriques, malgré une dynamique différentielle. Nous estimons que la partie terminale de la langue glaciaire, stagnante, est intégrée dans le glacier rocheux et que le tout flue par déformation gravitaire dans la partie droite du glacier rocheux.

Dans le but de détecter des changements de l'ordre du centimètre à l'échelle de l'année et de la saison, le LiDAR s'est avéré être une méthode très efficace. Son important recouvrement spatial a également permis de mettre en évidence des dynamiques locales. Son utilisation dans l'étude des environnements glaciaires et périglaciaires permet une analyse quantitative et qualitative plus fine, et est encouragée pour ce type de recherches. Afin d'étudier l'évolution future à long terme du système glaciaire d'Entre la Reille, il est impératif de poursuivre les campagnes de terrain dans les prochaines années, notamment en poursuivant les mesures avec le LiDAR mais également au moyen de nouvelles méthodes, comme les mesures de température de surface ou la quantification du stock sédimentaire.



Partie IV – Conclusion générale

Photo : Maxime Capt

Affleurement de glace massive sous une importante couche sédimentaire, dans la partie aval du glacier couvert de Tsarmine.

4.1 Conclusions géomorphologiques

4.1.1 Dynamique géomorphologique

Les résultats obtenus à Tsarmine et à Entre la Reille permettent de formuler plusieurs conclusions sur la dynamique géomorphologique des petits systèmes glaciaires situés dans le domaine périglaciaire alpin :

(1) La dynamique glaciaire est fortement liée aux fluctuations climatiques à l'échelle des décennies et de l'année. La réactivité de ces systèmes face à des conditions de bilan de masse positif ou négatif peut être différente le long du glacier, principalement en raison de l'épaisseur différentielle de la couverture sédimentaire. Le cas de Tsarmine rejoint plusieurs études réalisées sur les glaciers couverts (e.g. Hambrey *et al.*, 2008 ; Kellner-Pirklbauer *et al.*, 2008 ; Quincey *et al.*, 2009 ; Singh *et al.*, 2011 ; Benn *et al.*, 2012 et Kirkbride et Deline, 2013). En effet, la partie amont et intermédiaire du glacier ont subi une **dynamique différentielle pour des conditions climatiques similaires**. La partie amont, dépourvue de sédiment, a gagné en volume entre les années 1960 et 1980 (bilan de masse positif), avant de subir une perte d'élévation depuis les années 1980 (bilan de masse négatif), dénotant un temps de réaction rapide (de saisonnier à multi-annuel) avec les oscillations climatiques. Ce comportement suit la tendance de plusieurs glaciers alpins non couverts (CNRS, 2005 ; Haeberli, 2007 ; Huss, 2012). En revanche, la partie intermédiaire a gagné en volume entre 1983 et 1999, une période normalement marquée par des bilans de masse négatifs dans les Alpes (Huss, 2012). Ce rehaussement est vraisemblablement dû au transfert progressif de glace accumulée en amont depuis les années 1960 et 1970, ainsi qu'à la compression longitudinale du glacier liée à la présence d'une zone qui freine l'écoulement glaciaire en aval. Cela a déjà été observé pour des glaciers couverts dans les Alpes italiennes (Kirkbride et Deline, 2013) et dans la chaîne himalayenne (Hambrey *et al.*, 2008) notamment. Le glacier de Tsarmine a également montré une diminution progressive des vitesses horizontales dans le temps (entre 1969 et 2012) et dans l'espace (de l'amont à l'aval), ce qui rejoint les études de Quincey *et al.* (2009) et de Benn *et al.* (2012) par exemple. La baisse de l'activité glaciaire, liée à un climat défavorable aux glaciers, peut mener à terme à une stagnation de la langue glaciaire, voire à sa déconnexion progressive avec la partie amont du glacier (e.g. Benn *et al.*, 2012). La dynamique plus faible de la partie aval du glacier noir d'Entre la Reille semble confirmer une stagnation de la langue glaciaire, qui ne bénéficie plus des flux de glace en provenance de l'amont. À l'échelle de l'année, les mouvements sont amplifiés durant la saison estivale, consécutivement au réchauffement des températures et à l'apport en eau dans le système, comme nous avons pu le constater à Tsarmine et à Entre la Reille.

De manière globale, les glaciers des deux sites d'étude se caractérisent par une ablation marquée de la glace ces dernières années, principalement localisée dans la partie centrale en amont des systèmes, et plus ou moins importante selon l'épaisseur des sédiments. Les vitesses de déplacements peuvent dépasser plusieurs m/an dans le cas de Tsarmine, en réponse à la déformation de la glace et au glissement basal qui assurent l'écoulement du glacier.

(2) La dynamique périglaciaire semble moins active et moins réactive face aux oscillations climatiques que la dynamique glaciaire. À Tsarmine, les vitesses du glacier rocheux sont restées majoritairement faibles (environ 20 cm/an) tout au long de la période d'étude. Une légère accélération a été remarquée depuis les années 2000, probablement en lien avec l'augmentation des températures (Kääb, 2003 ; Lambiel et Delaloye, 2007). À Entre la Reille, la partie gauche (dans le sens de l'écoulement) du glacier rocheux se caractérise par un fluage lent (10-20 cm/an) et une perte de volume faible. L'activité plus importante de sa partie droite s'explique vraisemblablement par la présence de glace sédimentaire intégrée au glacier rocheux dans cette partie. Nous supposons que l'ensemble flue vers l'aval. **Les formes périglaciaires de ces deux sites d'études ont donc montré une dynamique faible, marquée par un fluage lent par déformation gravitaire. La faible réactivité**

de ces glaciers rocheux face aux variations du climat s'explique sûrement par la multiplicité de leurs facteurs de contrôle, en plus de la température de l'air (Kääb, 2005).

(3) La différence de dynamique entre les deux sites d'études (les mouvements dépassent plusieurs m/an à Tsarmine, contre plusieurs cm/an à Entre la Reille) est certainement le résultat d'un temps de réponse différent entre les deux systèmes face à la hausse des températures depuis la fin du Petit Âge Glaciaire. En effet, ce décalage s'explique vraisemblablement par la taille et l'épaisseur des glaciers. Celui d'Entre la Reille, plus petit et moins pentu, réagit rapidement aux variations climatiques (Ivy-Ochs *et al.*, 2009) et a certainement évolué plus rapidement depuis la fin du Petit Âge Glaciaire que le glacier de Tsarmine. Dépourvu de zone d'accumulation, le glacier d'Entre la Reille est aujourd'hui totalement recouvert de sédiments, consécutivement à sa dynamique plus faible (e.g. Benn *et al.*, 2012 ; Quincey *et al.*, 2009).

(4) L'écoulement de l'eau dans le système joue un rôle majeur dans l'activité des processus. À Entre la Reille, les mouvements sont majoritaires en été. Nous supposons que cette activité est vraisemblablement liée à la fonte de la glace et l'apport en eau dans le système qui renforce les mouvements à la base du glacier (e.g. Iken, 1981 ; Jansson, 1995). L'eau peut également avoir une influence plus directe sur les mouvements superficiels, en déclenchant des glissements de la couche de débris sur la glace (Mercier, 1997) comme dans le secteur de la glace morte. À Tsarmine, l'écoulement sous-glaciaire de l'eau joue un rôle prépondérant dans l'écoulement du glacier par glissement basal (Copland *et al.*, 2009). L'eau influence également la présence/absence de glace en sous-sol, comme en témoigne le lac proglaciaire qui a réchauffé le terrain (Benn *et al.*, 2012) et a participé à la disparition de la glace à cet endroit, au contraire du secteur situé au nord du lac qui est encore constitué de glace morte enterrée (Lambiel *et al.*, 2004 ; Bosson, in prep).

4.1.2 Interactions entre les glaciers et le permafrost

Certains glaciers situés à l'intérieur de la ceinture du permafrost discontinu ont pu être en contact avec du matériel gelé préexistant lors de leur avancée au Petit Âge Glaciaire. Par conséquent, plusieurs glaciers rocheux ont subi une déformation mécanique et thermique suite à cette récurrence glaciaire (Delaloye, 2004 ; Lugon *et al.*, 2004 ; Otto et Dikau, 2004 ; Kääb et Kneisel, 2006). Les deux sites d'étude de ce mémoire ont vraisemblablement eu la même histoire. À Tsarmine, le glacier était probablement connecté au glacier rocheux au Petit Âge Glaciaire, comme en témoignent les moraines de poussée. Les changements d'élévations entre 1967 et 2012 montrent cependant qu'une déconnexion entre le glacier rocheux et le glacier semble s'opérer dans la partie nord du glacier rocheux marginal (selon les limites définies par Bosson, 2013), à environ 2700m d'altitude. En effet, si le glacier rocheux est resté relativement stable en 45 ans, le glacier a significativement fondu à cet endroit (de -1.5 à -10 m). Cette variation de dynamique provient vraisemblablement du régime thermique du glacier au Petit Âge Glaciaire ainsi que de la variation de l'épaisseur de la couverture sédimentaire. En effet, l'épaisse couche de débris qui joue le rôle d'isolation thermique (Adhikary *et al.*, 2002) ainsi que le régime thermique davantage froid dans les marges du glacier a probablement permis la préservation d'une lentille de glace sédimentaire dans le glacier rocheux, ainsi que sa fonte moins importante. En revanche, la couverture sédimentaire plus fine ainsi que le régime thermique plus tempéré au centre du glacier (Delaloye, 2004) explique sûrement la fonte plus importante en amont des moraines de poussée. À Entre la Reille, Le glacier couvert et le glacier rocheux semblent encore connectés actuellement, comme en témoignent les résistivités électriques continues de l'amont à l'aval. La partie terminale de la langue glaciaire est certainement intégrée à la partie est du glacier rocheux, et l'ensemble flue par déformation gravitaire.

En guise de synthèse, nous pouvons affirmer que les relations entre les glaciers et le permafrost sont complexes et demandent davantage de recherches dans les prochaines années. Les deux sites d'étude permettent néanmoins de souligner les effets de l'histoire glaciaire sur la dynamique

actuelle des formes périglaciaires. Avec le réchauffement climatique, un système glacier/glacier rocheux peut progressivement se déconnecter en fonction du régime thermique du glacier au Petit Âge Glaciaire et de l'épaisseur de la couverture sédimentaire. Dans d'autres cas, la connexion peut persister et mener à un système glacier noir/glacier rocheux qui acquiert une dynamique propre marquée par une partie amont qui s'affaisse par ablation de la glace enterrée et une partie aval qui flue par déformation gravitaire du glacier rocheux.

4.1.3 Dynamique sédimentaire

Les études de Kellerer-Pirklbauer *et al.* (2008), Quincey *et al.* (2009) ou encore Benn *et al.* (2012) soulignent l'influence mutuelle entre la dynamique glaciaire et la dynamique sédimentaire. Effectivement, selon ces études, la fonte d'un glacier consécutivement au réchauffement des températures mène à une diminution de ses vitesses d'écoulement et donc à une inefficacité dans le transfert sédimentaire. En parallèle, l'augmentation de chutes de pierres et donc de sédiments dans le système, résultant de la déglaciation des parois rocheuses et de la dégradation du permafrost qui peut s'y étendre (Delaloye, 2008 ; Ravanel et Deline, 2013), favorise la conservation de la glace en sous-sol lorsque son épaisseur est supérieure à quelques centimètres (Adhikari *et al.*, 2002), ce qui est souvent le cas dans la partie terminale des glaciers. Cela explique l'inactivité de certaines langues glaciaires ainsi que leur possible déconnexion avec le système principal. **Les systèmes glaciaires d'Entre la Reille et de Tsarmine ont permis de souligner cette influence mutuelle entre la dynamique glaciaire et sédimentaire.** En période de bilan de masse positif, le transfert sédimentaire a été actif à Tsarmine (« transport-dominant mode », Kirkbride, 2000). Au contraire, lors du réchauffement des températures depuis les années 1980, l'extension spatiale de la couverture sédimentaire a augmenté, consécutivement aux chutes de blocs plus fréquentes depuis le désenglacement de la Blanche de Perroc (Delaloye, 2008) ainsi que la diminution des vitesses de l'écoulement glaciaire. En parallèle, l'augmentation de la couverture sédimentaire au sein du système et son épaissement en direction de l'aval (Singh *et al.*, 2011) contribuent à inverser le gradient d'ablation. Par conséquent, la fonte a été majoritaire en amont du système entre 1967 et 2012. Les autres secteurs (front du glacier, secteur de la glace morte) ont subi une perte de volume inférieure grâce à l'isolation de la couche sédimentaire. À Entre la Reille, la préservation de glace sédimentaire localisée dépend aussi largement de l'épaisseur de la couche sédimentaire. En effet, la présence de glace morte dans la partie marginale droite du glacier s'explique par l'épaisse couche de débris qui la recouvre.

De manière générale, le transfert sédimentaire au sein des systèmes de Tsarmine et d'Entre la Reille ne s'étend que sur des distances faibles, justifiant ainsi le rôle de pièges à sédiments de ces systèmes à l'échelle du versant (Otto et Dikau, 2004 ; Bosson *et al.*, 2014). Ce transfert sédimentaire déficient s'explique par trois raisons principale (Bosson *et al.*, 2014) : (1) la pente faible qui caractérise ces systèmes, (2) l'incapacité des processus géomorphologiques à évacuer la charge sédimentaire et (3) le confinement du glacier à l'intérieur de moraines latéro-frontales et de matériel gelé dans les bordures externes qui obstruent le transfert sédimentaire. **Les petits systèmes glaciaires situés dans l'environnement périglaciaire alpin s'apparentent donc à des « transport-limited system » (Goudie, 2004), dont les processus ne possèdent pas assez d'énergie pour évacuer la charge sédimentaire qui s'accumule en surface. À l'échelle du versant, ils jouent donc davantage le rôle de stock sédimentaire.**

4.1.4 Evolution probable des systèmes dans le futur

Consécutivement à l'augmentation attendue des températures dans le futur et à la perte de volume des glaciers qui en découlerait (Huss, 2012), les systèmes de Tsarmine et d'Entre la Reille devraient suivre la même dynamique observée depuis 1980 pour le premier et ces dernières années pour le second. Plus précisément, les glaciers devraient voir leur activité diminuer, consécutivement à leur

amincissement et à la réduction de leur zone d'accumulation (pour Tsarmine), et la part en sédiment devrait augmenter dans le système. **L'évolution morphologique de ces deux systèmes glaciaires sont de parfaits exemples qui illustrent la transition progressive des glaciers blancs vers des glaciers couverts et enfin des moraines à cœur de glace (e.g. Ackert, 1998 ; Deline, 2005 ; Kellerer-Pirklbauer et Kaufmann, 2006).** Le glacier de Tsarmine devrait vraisemblablement être totalement recouvert ces prochaines décennies, et la formation d'un lac supraglaciaire dans sa partie amont est possible (consécutivement à une ablation principalement localisée en amont). Le glacier couvert d'Entre la Reille est quant à lui à un stade bien plus avancé que Tsarmine. Dépourvu de zone d'accumulation (aucune trace de glace massive n'a été aperçue en amont du système) et totalement recouvert de sédiments, il devrait lentement se transformer en moraine à cœur de glace. **L'intégration du glacier noir dans le glacier rocheux devrait permettre à ce dernier de continuer à fluer par déformation gravitaire.**

4.1.5 Dangers naturels

Nous avons vu auparavant que la formation d'un **lac supraglaciaire** à Tsarmine dans sa partie amont est possible dans le futur. Comme le rappellent Benn *et al.* (2012), le développement de ces lacs est une conséquence possible à l'évolution des glaciers couverts en situation de bilan de masse négatif. Leur formation et le risque potentiel qu'ils peuvent engendrer pour les populations locales dépend de la géométrie, de la dynamique et des changements hydrologiques du glacier, c'est-à-dire des conditions climatiques, topographiques et glaciologiques du site en question. Cependant, l'existence d'un lac ne suffit pas à générer un risque potentiel d'inondation, ce dernier pouvant exister durant une longue période s'il est « endigué » par une moraine stable. Une vidange de ces lacs peut influencer le débit des rivières jusque dans les plaines. Ce genre de vidange a déjà été observé dans les Alpes suisses, notamment au glacier de Grindelwald (Werder *et al.*, 2010), où un lac proglaciaire de barrage a cédé en 2008. Depuis, un système de prévention ainsi que des modélisations tentent de prévenir les risques potentiels futurs. À l'heure actuelle, la formation d'un lac à Tsarmine n'est qu'une hypothèse, et doit être appuyé par des modélisations numériques. Cependant, si sa formation se confirme ces prochaines décennies, il serait sûrement barré par de la glace couverte. Une rupture de ce barrage naturel, des précipitations intenses et/ou des écroulements volumineux consécutivement à la dégradation du permafrost de la paroi en amont (e.g. Ravel et Deline, 2013 ; Delaloye, 2008) pourrait déclencher une vidange de ce lac, qui pourrait atteindre le lac proglaciaire en aval, et finalement la rivière principale en plaine. Le débit de cette dernière pourrait être considérablement modifié et la route à Arolla pourrait subir certains dégâts. Encore une fois, ces hypothèses doivent néanmoins être appuyées par des modélisations numériques pour une meilleure gestion des risques à Tsarmine. **L'étude de ce site d'étude doit également nous faire prendre conscience que les systèmes glaciaires situés dans la ceinture du permafrost discontinu peuvent être la source de dangers naturels, d'où l'importance d'élargir les recherches dans d'autres secteurs alpins aux caractéristiques similaires, d'autant plus que ces systèmes se situent en amont des géosystèmes alpins et peuvent avoir une grande influence sur la dynamique aval (Bosson *et al.*, 2014).**

4.2 Conclusions méthodologiques

4.2.1 Limites méthodologiques

Les deux études de ce mémoire à Tsarmine et Entre la Reille ont permis de souligner la complémentarité des méthodes et la cohérence de leurs résultats, notamment grâce à la combinaison de méthodes directes (dGPS, géoélectrique) et indirectes (LiDAR, photogrammétrie). Cependant, certaines limites méthodologiques peuvent être soulignées :

En photogrammétrie, l'échelle temporelle dépend largement de la disponibilité des images aériennes. Dans le cas de Tsarmine, il n'a pas été possible d'étudier la dynamique superficielle au-delà de 1967. Il aurait été intéressant d'étudier cette dynamique en lien avec des oscillations climatiques plus anciennes. De plus, la qualité des images retenues n'a pas toujours été optimale, ce qui peut contribuer à diminuer la précision des MNTs finaux. Effectivement, la photogrammétrie a également été testée à Entre la Reille, dans le but de détecter des changements à l'échelle des décennies. Malheureusement, la faible disponibilité des images Swisstopo (uniquement trois dates) ainsi que leur faible qualité (difficulté à retrouver des points similaires entre chaque couple d'images) n'ont pas permis d'obtenir des résultats satisfaisants, et n'ont donc pas été retenus dans ce mémoire. La qualité (ombrage, présence de neige, présence de contrastes, niveaux de gris) des images est également très importante pour générer des vecteurs de qualité à l'aide du logiciel « 7D ». À Tsarmine, les vitesses horizontales de seulement quatre périodes sur huit possibles ont été obtenues.

Le LiDAR terrestre s'est avéré être un outil prometteur dans l'étude des environnements de haute montagne. Effectivement, les résultats d'Entre la Reille ont été largement satisfaisants et ont contribué à améliorer l'analyse géomorphologique du site d'étude. Cependant, cet appareil n'est pas le plus approprié pour tous les terrains, notamment celui de Tsarmine. Des scans ont été effectués durant les étés 2013 et 2014 depuis le versant opposé de Tsarmine. Malheureusement, les MNTs finaux se sont avérés être de faible qualité, compte tenu des nombreuses zones ombragées (notamment le secteur proglaciaire avec le lac, ainsi que derrière chaque ride de compression). Se rendre directement sur place avec l'appareil est envisageable, mais il serait également difficile d'éviter les zones d'ombrages sans effectuer plusieurs scans autour du site. En revanche, l'accessibilité du site d'Entre la Reille ainsi que sa configuration topographique (deux scans en face du site suffisent à éviter les zones d'ombrage et maximiser le nombre de points) en font un secteur approprié pour ce genre de mesures.

4.2.2 Perspectives

Les modélisations constituent un enjeu majeur pour le futur à Tsarmine, qui peut être la source d'un risque potentiel pour les infrastructures de la vallée principale, mais également à Entre la Reille, essentiellement dans un but de recherche fondamentale afin de mieux comprendre les mécanismes de ce système glacier couvert/glacier rocheux. Afin de créer des modèles fiables, il est néanmoins nécessaire d'augmenter les connaissances actuelles de ces systèmes glaciaires, notamment sur :

- Le fonctionnement de l'écoulement de l'eau sous/intra-glaciaire. Comment le lac proglaciaire de Tsarmine se remplit-il et se vide-t-il ? Comment l'écoulement hydrologique à Entre la Reille influence-t-il précisément l'évolution de la glace en sous-sol ?
- La quantification de l'influence des lacs supraglaciaires sur l'ablation de la glace.
- La quantification des stocks sédimentaires et de la teneur en glace dans le système, notamment à l'aide d'un géoradar. Où se situe la limite du substrat rocheux (« bedrock ») ? Quelle est l'épaisseur de la glace et de la couche sédimentaire ?

Etant donné l'évolution parfois rapide de ces systèmes, Il est également nécessaire de poursuivre les mesures notamment à l'aide de méthodes de télédétection. Si le LiDAR semble idéal pour continuer à suivre l'évolution superficielle du système d'Entre la Reille, il semble préférable de continuer la photogrammétrie à Tsarmine, à l'aide par exemple d'images aériennes prises par un drone.

D'un point de vue de la dynamique sédimentaire, Reynard *et al.* (2012) rappellent que les recherches géomorphologiques de haute montagne se sont principalement intéressées à des éléments singuliers d'une cascade sédimentaire. Mais ce sont les connexions entre ces éléments qui vont déterminer si les flux sédimentaires à l'échelle du bassin versant répondent ou non au changement climatique. Il

serait donc intéressant de quantifier les flux d'entrées (par exemple chutes de pierres) et de sorties (par exemple laves torrentielles) de Tsarminé et d'Entre la Reille afin de définir l'influence de ces systèmes dans la cascade sédimentaire à l'échelle du versant (e.g. Micheletti *et al.*, in prep).

Enfin, compte tenu des connaissances encore relativement faibles sur l'évolution des secteurs composés de formes à la fois glaciaires et périglaciaires, il est nécessaire d'élargir les recherches dans d'autres secteurs alpins aux caractéristiques géomorphologiques similaires. Leur compréhension est essentielle dans le contexte de forçage climatique actuel.

Références

Ackert, R.P. (1998). A rock glacier/debris-covered glacier system at Galena Creek, Absaroka Mountains, Wyoming. *Geogr. Ann.*, 80A(3-4), 267-276.

Adhikary, S., Yamaguchi, Y. et Ogawa, K. (2002). Estimation of snow ablation under a dust layer covering a wide range of albedo. *Hydrological processes*, 16(14), 2853-2865.

Avian, M. and Bauer, A. (2006). First results on monitoring glacier dynamics with the aid of Terrestrial Laser Scanning on Pasterze Glacier (Hohe Tauern, Austria). *Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung*, 41, 27-36.

Avian, M., Kellerer-Pirklbauer, A. et Bauer, A. (2009). LiDAR for monitoring mass movements in permafrost environments at the cirque Hinteres Langtal, Austria, between 2000 and 2008. *Nat. Hazards Earth Syst.*, 9, 1087-1094.

Avian, M., Kaufmann, V. et Lieb, G.K. (2014). Recent and Holocene dynamics of a rock glacier system : The example of Langtarkar (Central Alps, Austria). *Norsk Geographisk Tidsskrift-Norwegian Journal of Geography*, 59(2), 149-156.

Ballantyne, C.K. (2002). Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews* (21), 1935-2017.

Barsch, D., 1996. Rockglaciers. Indicators for the Present and Former Geoecology of High Mountain Environments. *Springer Series in Physical Environment*, 16, 331 pp.

Bauer, A., Paar, G. et Kaufmann, V. (2003). Terrestrial laser scanning for rock glacier monitoring. In Phillips, M., Springman, S. M. and Arenson, L. U. (Eds), *Permafrost*, 55-60. UK: Taylor and Francis.

Benn, D.I., Bloch, T., Hands, K., Gulley, J., Luckman, A., Nicholson, L.I., Quincey, D., Thompson, S., Toumi, R. et Wiseman, S. (2012). Response of debris-covered glaciers in the Mount Everest region to recent warming, and implications for outburst flood hazards. *Earth-Science Reviews*, (114), 156-174.

Bodin, X., Deroux B., Vacher P., Thibert E. (2013). High-resolution quantification of mountain permafrost displacements: insights from Terrestrial LaserScanning and image correlation techniques. *8th IAG International Conference on Geomorphology*, Paris, 27-31 août 2013.

Bosson, J.-B. (2011). *Dynamiques contemporaines des marges proglaciaires de haute-montagne*. Rapport de synthèse 2010-2011. Non publié, IGD : Université de Lausanne.

Bosson, J.-B., Deline, P., Bodin, X., Schoeneich, P., Baron, L., Gardent, M. et Lambiel, C. (2014). The influence of ground ice distribution on geomorphic dynamics since the Little Ice Age in proglacial areas of two cirque glacier systems. *Earth Surf. Process. Landforms*.

Bosson, J.-B. (in prep). Current evolution of small glacier systems in permafrost environments. PhD Thesis, University of Lausanne.

Brown, A.G., Carey, C., Erkens, G., Fuchs, M., Hoffmann, T., Macaire, J.-J., Moldenhauer, K.-M. et Walling, E. (2009). From sedimentary records to sediment budgets : Multiple approaches to catchment sediment flux. *Geomorphology*, (108), 35-47.

Church, M. et Ryder, J.M. (1972). Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciations. *Geological Society of America Bulletin* (83): 3059–3071.

CNRS (2005, 21 avril). *Le changement climatique enregistré par les glaciers. L'observation Glacioclim* [Page Web]. Disponible sur http://www.cnrs.fr/cw/dossiers/dosclim1/biblio/pigb16/06_changement.htm (consulté le 20.09.14).

Copland, L., Pope, S., Bishop, M.P., Shroder, J.F., Clendon, P., Buch, A., Kamp, U., Seong, Y.B. et Owen, L.A. (2009). Glacier velocities across the central Karakoram. *Annals of Glaciology*, 50(52), 1-9.

Cossart, E., Braucher, R., Fort, M., Bourlès, D.L. et Carcaillet, J. (2008). Slope instability in relation to glacial debuttrressing in alpine areas (Upper Durance catchment, southeastern France) : Evidence from field data and ¹⁰Be cosmic ray exposure ages. *Geomorphology* (95), 3-26.

Coutterand, S. (2008, 19 novembre). *Glaciers et climat* [Page Web]. Disponible sur <http://www.glaciers-climat.com/quest-ce-quun-glacier-.html> (consulté le 10.11.14).

Curry, A.M., Cleasby, V. et Zukowskyj, P. (2006). Paraglacial response of steep, sediment-mantled slopes to post-‘Little Ice Age’ glacier recession in the central Swiss Alps. *Journal of Quaternary Science*, 21(3), 211-225.

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

Delaloye, R. (2008). Parois glaciaires... parois rocheuses : l'évolution séculaire des grandes faces alpines. In Rothenbühler, C. (Ed), *Klimaveränderungen auf der Spur* (pp. 93-104). Samedan : Academia Engiadina.

Delaloye, R., Perruchoud, E., Avian, M., Kaufmann, V., Bodin, X., Hausmann, H., Ikeda, A., Kääh, 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. *Ninth International Conference on Permafrost*, Fairbanks, 343-348.

Delaloye, R., Lambiel, C. et Gärtner-Roer, I. (2010). Overview of rock glacier kinematics research in the Swiss Alps. Seasonal rythm, interannual variations and trends over several decades. *Geographica Helvetica*, 65, 134-145.

Deline, P. (2005). Change in surface debris cover on Mont Blanc massif glaciers after the « Little Ice Age » termination. *The Holocene*, 15(2), 302-309.

Fischer, M., Huss, M., Barboux, C. et Hoelzle, M. (2014). The new Swiss Glacier Inventory SGI2010 : relevance of using high-resolution source data in areas dominated by very small glaciers. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 46(4), 933-945.

Franco, B. et Vincent, C. (2007). *Les glaciers à l'épreuve du climat*. Montpellier : IRD.

Frauenfelder R., Haeberli W. et Hoelzle M. (2003): Rockglacier occurrence and related terrain

parameters in a study area of the Eastern Swiss Alps. *Proceedings, Eighth International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, Balkema, 1, 253-258.

Geilhausen, M., Otto, J.-C. et Schrott, L. (2012). Spatial distribution of sediment storage types in two glacier landsystems (Pasterze & Obersulzbchkees, Hohe Tauern, Austria). *Journal of Maps*, 8(3), 242-259.

Goudie, A.S. (2004). *Encyclopedia of geomorphology – Volume 2*. Londres : Goudie, A.S.

Haerberli, W. (1985): *Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of Alpine rock glaciers*. Versuchesanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie (VAW), Eidgenössische Technische Hochschule Zürich, Mitteilungen 74.

Haerberli, W. et Beniston, M. (1998). Climate Change and its Impacts on Glaciers and Permafrost in the Alps. *Ambio*, 27, 258–265.

Haerberli, W. (2005). Investigating glacier-permafrost relationships in high-mountain areas : historical background, selected examples and research need. In : *Harris, C. et Murton, J.B. (Eds), Cryospheric systems : Glaciers and Permafrost*. Geological society, Special publications, London, 242, 29-37.

Haerberli, W., Hoelzle, M., Paul, F. et Zemp, M. (2007). Integrated monitoring of mountain glaciers as key indicators of global climate change : the European Alps. *Annals of Glaciology*, 46, 150-160.

Haerberli, W., Huggel, C., Paul, F. et Zemp, M. (2013). Glacial response to climate change. In *Treatise on Geomorphology*, Shroder, J.F. (chief ed). James, L.A., Harend, C.P. et Clague, J.J. (eds). Academic Press : San Diego, CA ; 152-175.

Hagg, W., Mayer, C., Lambrecht, A. et Helm, A. (2008). Sub-debris melt rates on southern Inylcheck Glacier, central Tian Shan. *Geografiska Annaler* 90A(1), 55-63.

Hambrey, M.J., Quincey, D.J., Glasser, N.F., Reynolds, J.M., Richardson, S.J. et Clemmens, S. (2008). Sedimentological, geomorphological and dynamic context of debris-mantled glaciers, Mount Everest (Sagarmatha) region, Nepal. *Quaternary Science Reviews*, 1-29.

Harris, C. et Murton, J.B. (2005). Interactions between glaciers and permafrost : an introduction. *Cryospheric Systems : Glaciers and Permafrost*, 242, 1-9.

Hauck, C. et Kneisel, C. (2008). *Applied Geophysics in Periglacial Environments*. Cambridge University Press : Cambridge.

Hodge, R., Brasington, J., et Richards, K. (2009). In situ characterization of grain-scale fluvial morphology using Terrestrial Laser Scanning. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34, 954-968.

Hooke, R., Calla, P., Holmlund, P., Nilsson, M. et Stroeven, A. (1989). A 3 year record of seasonal variations in surface velocity, Storglaciären, Sweden. *Journal of Glaciology*, 35(129), 235-247.

Huss, M. (2012). Extrapolating glacier mass balance to the mountain-range scale : the European Alps 1900-2100. *The Cryosphere*, 6, 713-727.

Iken, A. (1981). The effect of the subglacial water pressure on the sliding velocity of a glacier in an idealized numerical model. *Journal of Glaciology*, 27(97), 407-421.

Ikeda, A., Matsuoka, N. et Käab, A. (2003). A rapidly moving small rock glacier at the lower limit of the mountain permafrost belt in the Swiss Alps. *Proceedings, Eighth International Conference on Permafrost*, Zürich, Balkema, 1, 455-460.

Iturrizaga, L. (2008). Paraglacial landform assemblages in the Hindukush and Karakoram Mountains. *Geomorphology*, (95), 27-47.

Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Maisch, M., Chrisl, M., Kubik, W. et Schlüchter, C. (2009). Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. *Quaternary Science Reviews*, 28(21-22), 2137-2149.

Jansson, P. (1995). Water-pressure and basal sliding on Storglaciären, northern Sweden. *Journal of Glaciology*, 41(138), 232-240.

Käab, A., Haeblerli, W. et Hilmar Gudmundsson, G. (1997). Analysing the Creep of Mountain Permafrost using High Precision Aerial Photogrammetry : 25 Years of Monitoring Gruben Rock Glacier, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8, 409-426.

Käab, A., Wessels, R., Haeblerli, W., Huggel, C., Kargel, J. et Khalsa, S. J. S. (2003a) : Rapid ASTER imaging facilitates timely assessment of glacier hazards and disasters. *EOS Transactions, American Geophysical Union*, 84(13), 117-121.

Käab, A., Kaufmann, V., Ladstädter, R. et Eiken, T. (2003b). Rockglacier dynamics : implications from high-resolution measurements of surface velocity fields. *Permafrost, Phillips, Springman & Arenson*, 501-507.

Käab, A. (2005). *Remote Sensing of Mountain Glaciers and Permafrost Creep*. Zürich : Geographisches Institut der Universität.

Käab, A., Huggel, C., Fischer, L., Guex, Paul, F., Roer, I., Salzmann, N., Schlaefli, S., Schmutz, K., Schneider, D., Strozzi, T. et Weidmann, Y. (2005). Remote sensing of glacier- and permafrost-related hazards in high mountains : an overview. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, (5), 527-554.

Käab, A. et Kneisel, C. (2006). Permafrost Creep within a Recently Deglaciaded Glacier Forefield : Muragl, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17(1), 79-85.

Käab, A., Frauenfelder, R. et Roer, I. (2007). On the response of rockglacier creep to surface temperature increase. *Global and Planetary change*, 56, 172-187.

Kellerer-Pirklbauer, A. et Kaufmann, V. (2006). Paraglacial talus instability in recently deglaciaded cirques : Schober group, Austria. In Sulzer, W. et Kaufmann, V. (eds). *Proceedings of the 9th International Symposium on High Mountain Remote Sensing Cartography*, Graz.

Kellerer-Pirklbauer, A., Lieb, G.K., Avian, M. et Gspurning, J. (2008). The response of partially debris-covered valley glaciers to climate change : the example of the pasterze glacier (Austria) in the period 1964 to 2006. *Geogr. Ann.*, 90A(4), 269-285.

Kellerer-Pirklbauer, A. (2008), The supraglacial debris system at the Pasterze glacier, Austria: Spatial distribution, characteristics and transport of debris, *Z. Geomorphol. Suppl.*, 52(1), 3-25.

Kirkbride, M.P. (2000). Ice-marginal geomorphology and Holocene expansion of debris-covered Tasman Glacier, New Zealand. In *Debris-covered Glaciers*, Nakawo, M., Raymond, C.F. et Fountain, A. (eds), IAHS Publication 264. IAHS Press : Wallingford, 211-217.

Kirkbride, M.P. et Deline, P. (2013). The formation of supraglacial debris covers by primary dispersal from transverse englacial debris bands. *Earth Surf. Process. Landforms*, 38, 1779-1792.

Kneisel, C. et Käab, A. (2007). Mountain permafrost dynamics within a recently exposed glacier forefield inferred by a combined geomorphological, geophysical and photogrammetrical approach. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(12), 1797-1810.

Kölbing, D. (2001). *Saisonale Bewegungen des Blockgletschers im Furggentäli, Gemmi/VS*. Diplomarbeit, Univ. Of Berne Department of Geography, unpublished, 165pp.

Konrad, S. K. et Humphrey, N. F. (2000). Steady-state flow model of debris-covered glaciers (rock glaciers). In Nakawo, M., Raymond, C. F. et Fountain, A., *Debris-Covered Glaciers* (pp. 255-264). UK : International Association of Hydrological Sciences.

Lambiel, C. et Reynard, E. (2002). Cartographie de la distribution du pergélisol et datation des glaciers rocheux dans la région du Mont Gelé (Valais). *Entwicklungstendenzen und Zukunftsperspektiven in der Geomorphologie, Physische Geographie, Zürich*, 41, 91-104.

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 processes*, 15, 229-241.

Lambiel, C., Reynard, E., Cheseaux, G. et Lugon, R. (2004). Distribution du pergélisol dans un versant instable, le cas de Tsarminne (Arolla, Evolène, VS). *Bulletin de la Murithienne*, 122, 89-102.

Lambiel, C., Bardou, E., Delaloye, R., Schuetz, P. et Schoeneich, P. (2009). Extension spatiale du pergélisol dans les Alpes vaudoises ; implication pour la dynamique sédimentaire locale. *Bulletin de la Société vaudoise des Sciences naturelles* 91(4), 407-424.

Lane, S. N., Westaway, R. M. and Hicks, D. M. (2003). Estimation of erosion and deposition volumes in a large, gravel-bed, braided river using synoptic remote sensing. *Earth Surfaces Processes and Landforms*, 28, 249-271.

Lane, S. N., Widdison, P. E., Thomas, R. E., Ashworth, P. J., Best, J. L., Lunt, I. A., Smith, G. H. S. et Simpson, C. J. (2010). Quantification of braided river channel change using archival digital image analysis. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(8), 971-985.

Lane, S. (2012). *Arolla, climatologie mensuelle, 1864-2012 (d'après les données MétéoSuisse)* [Données Excel]. Disponible sur: http://ebibalpin.unil.ch/document/donnees_climat (consulté le 15.11.14).

Lugon, R., Vonder Mühl, D. et Gardaz, J.M. (2000). La lave torrentielle de la moraine du glacier du Dolent (Val Ferret, Massif du Mont Blanc, Suisse). In C. Hegg & D. Vonder Mühl (eds), *Beiträge zur Geomorphologie. Proc. der Fachtagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft, Bramois, 8-10.7.1999*: 29-36. Birmensdorf: WSL

Lugon, R., Delaloye, R., Serrano, E., Reynard, E., Lambiel, C. et Gonzalez-Trueba, J.J. (2004). Permafrost and Little Ice Age Glacier Relationships, Posets Massif, Central Pyrenees, Spain. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15(3), 207-220.

Lugon, R., Delaloye, R. et Perruchoud, E. (2008). *Aléas naturels en zone de pergélisol et détection des risques, Alpes valaisannes, Suisse. Le glacier rocheux de Ritigraben, Mattertal. Le versant périglaciaire de Tsarminne, Val d'Arolla*. Sion et Fribourg : Interreg III A France-Suisse.

Lugon, R. et Stoffel, M. (2010). Rock-glacier dynamic and magnitude-frequency relations of debris flows in a high-elevation watershed : Ritigraben, Swiss Alps. *Global and Planetary Change*, 73, 202-210.

Maisch, M., Haeberli, W., Frauenfelder, R., Käab, A. et Rothenbühler, C. (2003). Lateglacial and Holocene evolution of glaciers and permafrost in the Val Muragl, Upper Engadin, Swiss Alps. In : *Phillips, M., Springman, S. & Arenson, L., Proceedings 8th International Conference on Permafrost*, Zürich, Switzerland, vol. 2, 717-722.

Mercier, D. (1997). L'impact du ruissellement sur les moraines latérales du glacier du roi. *Noroois*, 175, 549-566.

Mercier, D. (2007). *Le paraglaciaire : évolution d'un concept. Du continent au bassin versant. Théories et pratiques en géographie physique. (Hommage au Professeur Alain Godard)*. Presses Universitaires Blaise-Pascal : Nature et Sociétés.

Mercier, D. et Etienne, S. (2008). Paraglacial geomorphology : processes and paraglacial context. *Geomorphology*, 95, 1-2.

MétéoSuisse (2008, 10 décembre). *Le climat de la Suisse, un bref aperçu* [Page Web]. Disponible sur http://www.meteosuisse.admin.ch/web/fr/climat/climat_en_suisse/un_bref_apercu.html (consulté le 11.11.14).

MétéoSuisse (2014, 01 janvier). *Evolution du climat* [Page Web]. Disponible sur <http://www.meteosuisse.admin.ch/home/climat/actuel/evolution-du-climat.html> (consulté le 05.11.14).

Micheletti, N., Lane, S.N. et Chandler, J. (in prep). Application of archival aerial photogrammetry to quantify climate forcing of Alpine landscapes, *Photogrammetric Record*.

Monnier, S. (2007). Du glacier au glacier rocheux, depuis la fin du Petit Âge Glaciaire, au pied du Mont Thabor (Alpes du Nord, France). *Quaternaire*, 18(3), 283-294.

Müller, J., Gärtner-Roer, I., Kenner, R., Thee, P. et Morche, D. (2013). Sediment storage and transfer on a periglacial mountain slope (Corvatsch, Switzerland). *Geomorphology*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.12.002>.

OFEV (2012, 11 janvier). *Les événements extrêmes tels que la canicule de 2003 ou les inondations de 2005 sont-ils déjà une conséquence des changements climatiques?* [Page Web]. Disponible sur <http://www.bafu.admin.ch/klima/09608/09631/?lang=fr> (consulté le 04.11.14).

Otto, J.-C. et Dikau, R. (2004). Geomorphologic system analysis of a high mountain valley in the Swiss Alps. *Zeitschrift für Geomorphologie*, (48)3, 323-341.

Otto, J.-C., Schrott, L., Jaboyedoff, M. et Dikau, R. (2009). Quantifying sediment storage in a high alpine valley (Turtmanntal, Switzerland). *Earth Surface Processes and Landforms*, (34), 1726-1742.

Paul, F., Kääb, A. et Haeberli, W. (2007). Recent glacier changes in the Alps observed by satellite : consequences for future monitoring strategies. *Global and Planetary Change* 56, 111-122.

Perruchoud, E. & Delaloye, R. (2007): Short-term changes in surface velocities on the Becs-de-Bosson rock glacier (western Swiss Alps). *Proceedings, 9th International Symposium on High Mountain Remote Sensing Cartography*, Graz.

Pidwirny, M. et Jones, S. (2009, 05 juillet). *Chapter 10 : Introduction to the Lithosphere* [Page Web]. Disponible sur : <http://www.physicalgeography.net/fundamentals/10ae.html> (consulté le 12.07.14).

Pieracci, K. et Lambiel, C. (2008). Le permafrost dans le complexe éboulis-glacier rocheux du Basse au Grand Chavelard (Massif de la Dent de Morcles, Valais, Suisse). In Rothenbühler, C. (Ed), *Klimaveränderungen auf der Spur* (pp. 57-67). Samedan : Academia Engiadina.

Quincey, D.J., Luckman, A. et Benn, D.I. (2009). Quantification of Everest-region glacier velocities between 1992 and 2002, using satellite radar interferometry and feature tracking. *Journal of Glaciology*, 55, 596-606.

Ravel, L. (2009). Evolution géomorphologique de la haute montagne alpine dans le contexte actuel du réchauffement climatique. In Deline, P. et Ravel, L. (Coord), *Neige et glace de montagne – Reconstitution, dynamiques, pratiques*. Collection EDYTEM, n°8. Cahiers de Géographie. Le Bourget-du-Lac, 113-124.

Ravel, L. et Lambiel, C. (2012). Evolution récente de la moraine des Gentianes (2894m, Valais, Suisse). Un cas de réajustement paraglacière ? *Environnements périglaciaires*, 18, 1-8.

Ravel, L. et Deline, P. (2013). Climat et écroulement rocheux dans le massif du Mont Blanc : vers une augmentation de l'aléa. *Société vaudoise des Sciences naturelles*, 25, 149-157.

Ravel, L., Lambiel, C., Jaboyedoff, M. et Oppikofer, T. (in prep). Terrestrial laserscanning monitoring of a highly vulnerable moraine at the Gentianes Pass (2894m a.s.l., Valais Alps, Switzerland). *Draft for Arctic, Antarctic and Alpine Research*. Non publié, IGD : Université de Lausanne.

Reid, T.D. et Brock, W. (2010). An energy-balance model for debris-covered glaciers including heat conduction through the debris layer. *Journal of Glaciology*, 56(199), 903-916.

Reid, T.D. , Carenzo, M. , Pellicciotti, F. et Brock, B.W. (2012). Including debris cover effects in a distributed model of glacier ablation. *Journal of geophysical research*, 117, 1-15.

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). *Bull. Murithienne* (117), 89-103.

Reynard, E., Lambiel, C., Delaloye, R., Devaud, G., Baron, L., Chapellier, D., Marescot, L. et Monnet, R. (2003). Glacier/permafrost relationships in forefields of small glaciers (Swiss Alps). In :

Phillips, M., Springman, S. & Arenson, L., *Proceedings 8th International Conference on Permafrost, Zürich, Switzerland*, vol. 2. 947-952.

Reynard, E., Lambiel, C. et Lane, S.N. (2012) : Climate change and integrated analysis of mountain geomorphological systems. *Geographica Helvetica*, 67, 5-14.

Ribolini, A., Guglielmin, M., Fabre, D., Bodin, X., Marchisio, M., Sartini, S., Spagnolo, M. et Schoeneich, P. (2010). The internal structure of rock glaciers and recently deglaciated slopes as revealed by geoelectrical tomography : insights on permafrost and recent glacial evolution in the Central and Western Alps (Italy-France). *Quaternary Science Reviews*, 29, 507-521.

Richardson, S. et Reynolds, J.M. (2000). Degradation of ice-cored moraine dams : implications for hazard development. In A. Fountain, Masayoshi Nakao et C.F. Raymond (Ed), *Debris-covered Glaciers : Proceedings of an International Workshop Held at the University of Washington in Seattle* (pp. 187-197). Washington.

RIEGL, Laser Measurement Systems (2013). *RIEGL VZ-6000* [Web Page]. Disponible sur : <http://www.riegl.com/nc/products/terrestrial-scanning/produktdetail/product/scanner/33/> (consulté le 05.12.14).

Savoskul, O. S. et Smakhtin, V. (2013). Glacier Systems and Seasonal Snow Cover in Six Major Asian River Basins : Hydrological Role under Changing Climate. *IWMI Research Report 150*. 1-45.

Scapozza, C. (2013). *Stratigraphie, morphodynamique, paléoenvironnements des terrains sédimentaires meubles à forte déclivité du domaine périglaciaire alpin*. Géovisions 40. Institut de géographie et durabilité, Faculté des Géosciences et de l'Environnement, Université de Lausanne CH-1015 Lausanne, Switzerland: Université de Lausanne, Institut de géographie et durabilité. ISBN 978-2-940368-16-7.

Schneebeli, W. et Roethlisberger, F. (1976). 8000 Jahre Walliser Gletschergeschichte. *Die Alpen*, 52, 1-153.

Schoeneich, P. et De Jong, C. (2008). Evolution de l'environnement alpin. Quel environnement alpin de demain ? Pour quelles activités ? *La revue de géographie alpine*, 96(4), 53-64.

Schrott, L. et Bonn, T.A. (2002). Quantifying sediment storage and Holocene denudation in an Alpine basin, Dolomites, Italy. *Zeitschrift für Geomorphologie*, (128), 129-145.

Shroder, J.F. (1978) : Dendrogeomorphological analysis of mass movement on Table Cliffs Plateau, Utah. *Quaternary Research*, 9(2), 168-185.

Shroder, J.F., Bishop, M.P., Copland, L. et Sloan, V.F. (2000): Debris-covered glaciers and rock glaciers in the Nanga Parbat Himalaya, Pakistan. - *Geogr. Ann.* 82A (1): 17-31.

Singh, V. P., Singh, P. et Haritashya, U. K. (2011). *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Springer Science & Business Media.

Slymaker, O. (2009). Proglacial, periglacial or paraglacial ? In Knight, J. et Harrison, S. (eds), *Periglacial and paraglacial processes and environments*. London, Geological Society, special publication 320, pp. 71-84.

Société Suisse de Géomorphologie (SSGm) (2009, 31 août). *Répartition spatiale du pergélisol alpin* [Page Web]. Disponible sur <http://www.unifr.ch/geoscience/geographie/ssgmfiches/pergelisol/3106.php> (consulté le 10.10.14).

Sugiyama, S. et Gudmundsson, G.H. (2004). Short-term variations in glacier flow controlled by subglacial water pressure at Lauteraargletscher, Bernese Alps, Switzerland. *Journal of Glaciology*, 50, 353-362.

Taylor, J. R. (1977). *An Introduction to Error Analysis : the Study of Uncertainties in Physical Measurements*, second edition. University Science Books : Sausalito, California.

Thorn, C.E. et Loewenhertz, D.S. (1987). Spatial and temporal trends in alpine periglacial studies : implications for paleo reconstruction. In Boardman, J. (eds), *Periglacial processes and landforms in Britain and Ireland* (pp. 57-65). Cambridge : University Press.

Vaughan et al. (2013). *5th Assessment Report of the IPCC*. Cambridge University Press : 317-382.

Vivian, R. (1965). Glaces mortes et morphologie glaciaire. *Revue de géographie alpine*, 53(3), 371-401.

Werder, M.A., Bauder, A., Funk, M. et Keusen, H.-R. (2010). Hazard assessment investigations in connection with the formation of a lake on the tongue of Unterer Grindelwaldgletscher, Bernese Alps, Switzerland. *Nat. Hazards Earth Syst.*, 10, 227-237.

