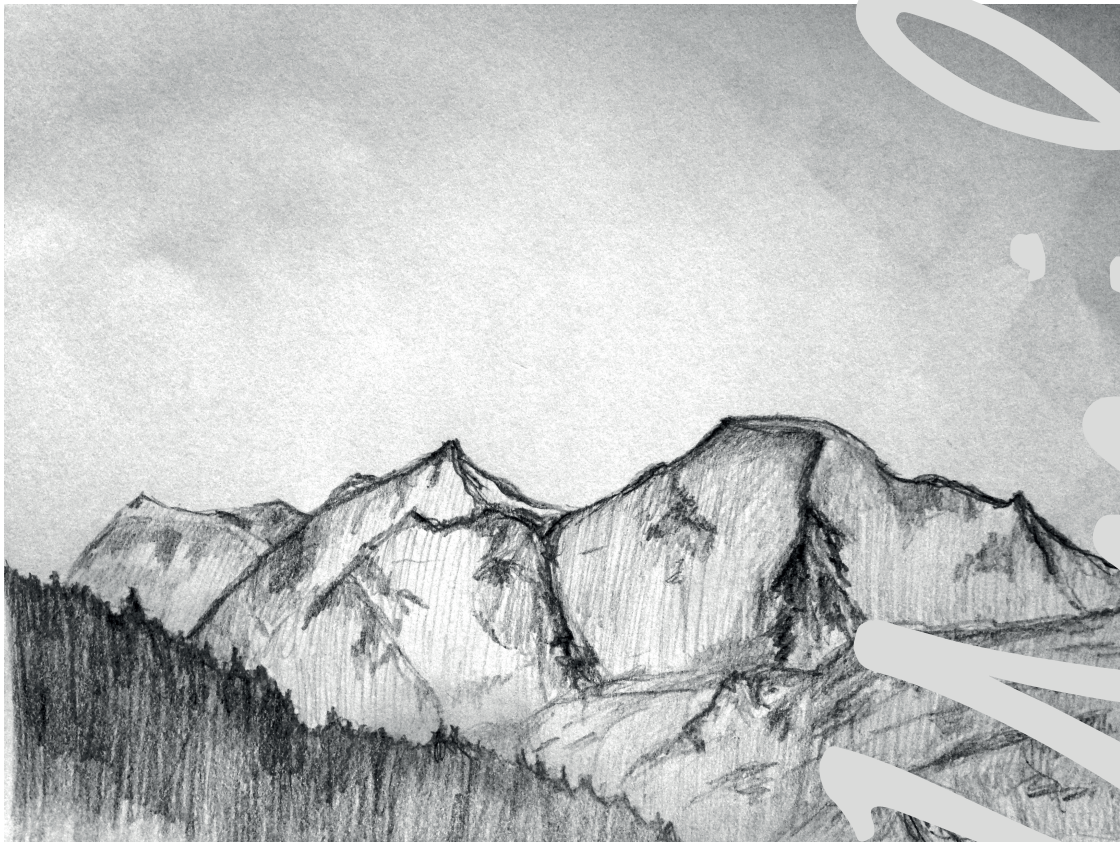


Structure interne et évolution récente des systèmes
glaciaires alpins situés à l'intérieur du domaine
périglaciaire: Le cas du Petit Combin (Bagnes, Valais)

Automne 2015

Robin Darbellay

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



Remerciements

Dans ce petit apparté, je tenais à évoquer les personnes qui ont participé de près ou d'un peu plus loin à la réalisation de ce mémoire et dans le même temps ceux qui m'ont soutenu durant ces deux dernières années :

- Le Dr. Christophe Lambiel, co-directeur de cette étude, qui a su m'orienter et m'aider aux moments opportuns. Je le remercie pour sa sincérité, sa sympathie et sa disponibilité lors de la collecte des données sur le terrain et tout au long de ce mémoire.
- Le Prof. Stuart Lane, co-directeur de ce mémoire, qui a su me canaliser et me diriger vers l'essentiel. Sa collaboration précieuse lors du traitement des données et de la photogrammétrie ont grandement participé à l'aboutissement de ce travail. Je tenais également à mentionner son implication dans les calculs d'erreur qui ont nécessité passablement de patience de sa part.
- Natan Micheletti, expert de ce mémoire, pour son aide, sa patience, sa sympathie et ses conseils avisés, lors de la photogrammétrie.
- Jean-Baptiste Bosson, pour son aide, sa disponibilité, sa passion, sa gentillesse, ses conseils, son soutien, son amitié et son implication tout au long de ce mémoire et de mes études.
- Nicola Deluigi, qui a su prendre le relais de Jean-Baptiste lorsqu'il était absent. Je le remercie pour sa bonne humeur, ses conseils et le temps qu'il m'a consacré lors de cette recherche.
- Le Dr. Jean-Michel Fallot, pour sa disponibilité et sa gentillesse lors de l'analyse et l'acquisition des données météorologiques.
- L'ensemble de la classe de Bachelor, Arnaud, Thierry, Alexis, Mathias, Diane, Aurore, Pauline, Maxime, Gil, Léa, Prisca, Mattia et Sam pour leur contribution scientifique et les fabuleux moments partagés lors de notre cursus universitaire.
- La classe de Master pour m'avoir accueilli dans leur groupe et les moments que nous avons passés au Géolab et dans les camps de terrain.
- Mes amis skieurs, Jonathan, Jonas, Sam, Victor, Michel, Thibault, Quentin, Alex, Antoine, Justin, Mathias, Maxime, Benoît, Lionel, Alex, Martin, Jacky et Patrick, qui m'ont apporté une vision externe et de beaux moments de détente.
- Monique et Pierre pour leur précieuse relecture.
- Mon papi et ma mamie pour leur soutien inconditionnel.
- Mon papa, ma maman et ma soeur, qui ont toujours cru en moi et qui me supportent depuis de longues années.
- Et finalement Agathe, pour ces encouragements quotidiens et son sourire, ainsi que sa participation à la collecte des points dGPS.

Résumé

Le forçage climatique amorcé à la fin du Petit Âge Glaciaire contribue à modifier les environnements de haute montagne. La conséquence principale de cette hausse des températures se traduit par une fonte massive de la glace. Durant le 20^{ème} siècle, ces pertes de volume n'ont pas été uniformes. La pulse glaciaire des années 1970 a permis une légère progression du front des glaciers, tandis que les décennies qui suivent ont été caractérisées par une hausse brutale des températures. La réponse des systèmes glaciaires face aux changements du climat est ambiguë et est intimement liée à la couverture sédimentaire. Une couche de débris supérieure à quelques centimètres a la capacité de préserver la glace située en-dessous par un phénomène d'isolation thermique. Généralement situé au-dessus de 2400 mètres d'altitude, le système glaciaire du Petit Combin se trouve à l'interface entre les domaines glaciaires et périglaciaires. Les interactions et les réactions des formes et des processus associés restent peu connues en comparaison à d'autres environnements.

Cette étude propose de caractériser la structure interne de ce système glaciaire et d'analyser son évolution depuis 1964 à l'aide de deux méthodes géophysiques. La tomographie des résistivités électriques a permis d'établir la répartition actuelle de la glace de sous-sol et de déterminer la nature de la glace en fonction des secteurs prospectés. La photogrammétrie d'archives aériennes a participé à décrire la dynamique présente au sein du système glaciaire et d'illustrer son évolution récente en quantifiant les mouvements verticaux et horizontaux. L'analyse des glaciers blancs, des glaciers couverts, des *heavily debris-covered glaciers* et des accumulations morainiques sans glace a mis en avant l'hétérogénéité et le contraste des réponses de ces formes face au forçage climatique récent. La diversité de ces réponses est principalement liée à la quantité d'eau et de glace présente, ainsi qu'à la couverture de débris.

Mots clés :

forçage climatique ; système glaciaire ; couverture sédimentaire ; structure interne ; dynamique glaciaire et périglaciaire ; réponse complexe

Summary

Climate forcing, initiated at the end of the Little Ice Age, contributed to the alteration of high-mountain environments. Massive ice melts resulted as the main consequence of this increase in temperature. During the 20th century, these losses in volume have not been uniform. The glacial pulses of the 1970s allowed a slight progression of the glacier fronts, while the following decades were characterized by a sharp rise in temperatures. How the glacial systems responded to climate change is ambiguous and is intimately linked to debris cover. A debris layer of more than a few centimeters creates a heat insulating phenomenon and consequently preserves the ice located beneath it. Mostly situated above 2,400 meters, the glacial system of the Petit Combin finds itself at the interface between glacial and periglacial areas. The interactions and reactions of forms and related processes remain little known compared to other environments.

This study proposes to characterize the internal structure of the glacial system and analyze its evolution since 1964 using two geophysical methods. Electrical resistivity tomography has established the current distribution of underground ice and defined the different types based on the surveyed areas. Archived aerial photogrammetry helped describe the existing dynamics of the glacial system and illustrate its recent evolution by quantifying the vertical and horizontal movements. Analysis of bare ice glaciers, debris-covered glaciers, heavily debris-covered glaciers and ice-free debris highlighted the heterogeneity and contrasted responses of these forms over the recent climate forcing. The diversity of these reactions are primarily related to the amount of water and ice present, as well as to debris cover.

Key word :

climate forcing ; glacier system ; debris cover ; internal structure ; glacial and periglacial dynamic ; complex response

Table des matières

I	Introduction générale	9
1	Introduction	9
2	Etat de la recherche	10
2.1	Les systèmes glaciaires de haute montagne	10
2.1.1	Les glaciers	12
2.1.2	Les marges proglaciaires	14
2.1.3	Les parois rocheuses	16
3	Objectifs, site d'étude et méthodes	16
3.1	Choix du site et justification	17
3.2	Tomographie des résistivités électriques (ERT)	18
3.3	Photogrammétrie digitale d'archives aériennes	19
4	Synthèse des objectifs	20
II	Article scientifique	21
1	Introduction	21
2	Site d'étude	23
3	Méthodes	27
3.1	La tomographie de résistivité électrique (ERT)	27
3.2	La photogrammétrie digitale d'archives aériennes	28
3.2.1	Construction des points dGPS et ajustement des images	29
3.2.2	Création des modèles numériques de terrain (MNT) et des orthophotos	31
3.2.3	Estimation de l'erreur et de l'incertitude des données	31

4	Résultats et interprétation	33
4.1	Caractérisation de la subsurface	33
4.2	La photogrammétrie d'archives aériennes	37
4.2.1	Les MNTs de différence	37
4.2.2	Evolution des vitesses calculées à la surface depuis 1964 dans la partie Ouest	40
4.2.3	Quantification des mouvements mesurés à la surface entre 1999 et 2005	41
5	Discussion	44
5.1	Caractérisation et répartition actuelle de la glace de sous-sol	44
5.2	Dynamiques et réactions du système glaciaire du Petit Combin face au forçage climatique récent	48
6	Synthèse et conclusion	52
III	Conclusion générale	54
1	Bibliographie	57

Table des figures

1	Système glaciaire et ses composantes principales	11
2	Modèle de la cryosphère montrant les relations spatiales entre les glaciers et le permafrost, en fonction de la température moyenne annuelle de l'air (MAAT) et des précipitations annuelles. Modifié d'après Haeberly (2005).	12
3	Synthèse des objectifs et des méthodes	20
4	Localisation du site d'étude et modèle numérique de terrain en 3D	24
5	Ecarts des températures moyennes annuelles au Grand-Saint-Bernard entre 1864 et 2014 en fonction de la moyenne de référence établie entre 1961 et 1990. (en rouge : les années en dessus de la moyenne de référence, en bleu : les années en dessous de celle-ci, en noir : la moyenne pondérée sur 20 ans)	25
6	Ecarts des précipitations moyennes annuelles en Suisse entre 1900 et 2014 en fonction de la moyenne de référence établie entre 1961 et 1990. (en vert : les années en dessus de la moyenne de référence, en orange : les années en dessous de celle-ci, en noir : la moyenne pondérée sur 20 ans)	26
7	Carte des 43 points dGPS mesurés au Petit Combin	30
8	Tomographies 2D des résistivités électriques transversales obtenues au Petit Combin les 2 et 3 Septembre 2014. Grille de lecture des résistivités électriques d'après Bosson et al. (2014)	34
9	Photographies des profils 2 et 3 et de la zone contenant de la glace du profil 6 (photographié par FJ. Baillifard et C. Lambiel, septembre 2014)	36
10	Système glaciaire du Petit Combin et localisation des profils géoélectriques 3, 4, 5, 7 et 8 (photographié par C. Lambiel, septembre 2014)	37
11	Cartes des différences d'élévation par période. Les 3 premières cartes montrent des variations en [m/an] et la figure de synthèse représente les changements en [m]. Les zones transparentes sont des secteurs avec des valeurs inférieures aux limites de détection du LoD.	39
12	Carte de l'évolution des vitesses moyennes entre 1964-1983, 1983-1999 et 1999-2005 par zone en [m/an], où les flèches représentent le trajet des blocs entre 1964 et 2005	41
13	Carte des vitesses de déplacement en [m/an] pour la période 1999 - 2005	43

14	Carte de la répartition actuelle de la glace de sous-sol	44
15	Photographie des moraines flutées de la zone centrale à l'aval des deux langues principales du glacier	45
16	Evolution d'un <i>heavily debri-covered glacier</i> en glacier rocheux	46
17	Fronts du glacier rocheux en fonction des stades de formation (Swisstopo, 2015)	47
18	Moraines de poussées et lacs proglaciaires du secteur Ouest (FJ. Baillifard, 2014)	48
19	Nomenclature schématique des formes glaciaires en fonction de la quantité de débris (adapté d'après Bosson et Lambiel, in review)	49

Liste des tableaux

1	Principales fluctuations de l'Holocène dans les Alpes suisses. Modifié d'après Scapozza 2012.	13
2	Caractéristiques des images aériennes de Swisstopo	29
3	Evaluation de la précision des MNTs et des points DGPs, où ME = erreur moyenne et STD = déviation standard de l'erreur	32
4	Limites de détection des changements (LoD) pour 68 % et 90 % de confiance	32
5	Estimation de la précision de la détection des mouvements mesurés sur les orthophotos	33
6	Changement des volumes et des hauteurs de glace par période	38
7	Résultats de la hauteur de fonte du glacier en fonction de la présence ou non de couverture sédimentaire entre 1999 et 2005 et par secteurs	50

Première partie

Introduction générale

1 Introduction

L'augmentation des températures amorcée à la fin du Petit Âge Glaciaire contribue à modifier les processus géomorphologiques présents à la surface de la terre. Les changements liés à ce phénomène sont d'autant plus visibles dans les régions montagneuses. En effet, l'évolution des glaciers depuis 1850 représente un indicateur pertinent et permet de visualiser les fluctuations de la température au cours du temps (Zemp et al. 2008, Haeberli et Beniston, 1998). Dans l'hémisphère Nord, cette hausse correspond à une augmentation de 0.8°C durant le XX^{ème} siècle (Ravel, 2009). Entre 1985 et 2005, le réchauffement enregistré dans les Alpes est trois fois supérieur aux valeurs obtenues pour l'ensemble du globe (Beniston, 2005). En ce qui concerne les précipitations, leur évolution depuis le PAG se caractérise par de nombreuses fluctuations annuelles et varient fortement d'un endroit à un autre (MétéoSuisse, 2015). Néanmoins, certains auteurs tels que Fallot et Hertig (2013) soulignent une tendance à l'augmentation des précipitations extrêmes en Suisse durant le XX^{ème} siècle. Les environnements de montagne subissent donc d'importantes modifications qui influencent l'intensité des processus qui les modèlent. En ce sens, les stocks d'eau et de sédiments de ces régions élevées subissent des changements conséquents.

La haute montagne se définit comme « *un milieu à forte énergie de relief caractérisé par un englacement variable (empreinte glaciaire marquée), où prédomine une morphogenèse glaciaire et périglaciaire. De la combinaison de structures géologiques complexes engendrées par les différents épisodes orogéniques, de parois raides et à fort commandement et d'un fort englacement passé et présent résulte une morphodynamique intense, caractérisée par de nombreux phénomènes géomorphologiques rapides* » (Ravel, 2009). Cet environnement situé généralement au-dessus de 2'500 mètres d'altitude semble particulièrement vulnérable à des variations de la température. Etant donné que la neige et la glace sont des composantes essentielles de ce système, elles réagissent sensiblement aux conditions proches du point de fusion (Frey et al. 2010).

Les publications scientifiques de ces dernières années montrent un intérêt important pour l'étude et la compréhension des environnements de haute montagne. Les domaines glaciaires et périglaciaires ont fait l'objet de nombreuses recherches. Cependant, les travaux qui se positionnent à l'interface de ces deux domaines d'étude sont encore peu nombreux (Haeberli, 2005 ; Bosson et Lambiel, in review). Dans ce contexte, ce mémoire propose d'analyser un système glaciaire localisé à l'intérieur de la ceinture du permafrost. La problématique principale autour de cette recherche pose la question générale suivante :

- Quelles sont les caractéristiques et les réactions des systèmes glaciaires de haute montagne situés à l'intérieur du domaine périglaciaire alpin face au forçage climatique récent ?

Pour répondre à cette question, les deux méthodes principales qui ont été sélectionnées sont la tomographie des résistivités électriques et la photogrammétrie d'archives aériennes. Celles-ci sont présentées dans le chapitre numéro 3. Ce travail propose d'investiguer le système glaciaire du Petit Combin. Ses caractéristiques et l'intérêt porté à ce secteur sont décrits au chapitre 4. Finalement, ce mémoire présente les résultats de cette recherche sous la forme d'un article scientifique intitulé : *Structure interne et évolution récente des systèmes glaciaires alpins situés à l'intérieur du domaine périglaciaire : le cas du Petit Combin*. Dans un premier temps, le cadre théorique général est posé dans le chapitre 2 qui dresse l'état de la recherche scientifique.

2 Etat de la recherche

2.1 Les systèmes glaciaires de haute montagne

Les publications récentes font souvent référence à la notion de système glaciaire (Etzelmüller et Hagen, 2005 ; Haeberli et al. 2013 ; Bosson et al. 2014 ; Micheletti et al. in review). Au sens large du terme, les systèmes glaciaires alpins sont définis par trois éléments principaux : un glacier, une marge proglaciaire et des parois rocheuses (cf. fig. 1). Ces zones de haute montagne fonctionnent comme des systèmes ouverts interconnectés. Ils interagissent entre eux suite à l'action combinée de l'érosion et des fluctuations climatiques (Huggel et al. 2011). Les variations de l'Holocène ont favorisé la production de matériaux rocheux en provenance des parois environnantes et ont participé à la construction d'importants complexes sédimentaires. Lorsque ces accumulations se situent dans des secteurs relativement plats, l'action combinée du recul et de l'avancée du front des glaciers a contribué à la formation de bastions morainiques (Delaloye, 2004). Ces accumulations sédimentaires sont liées aux récurrences glaciaires qui se sont développées de façon préférentielle à l'intérieur des moraines préexistantes (Iturrizaga, 2013). Les divers processus gravitaires, glaciaires, périglaciaires et fluviatiles contribuent à modifier ces environnements en générant un transfert sédimentaire vers l'aval influencé par leur connectivité (Carrivick et al. 2012).

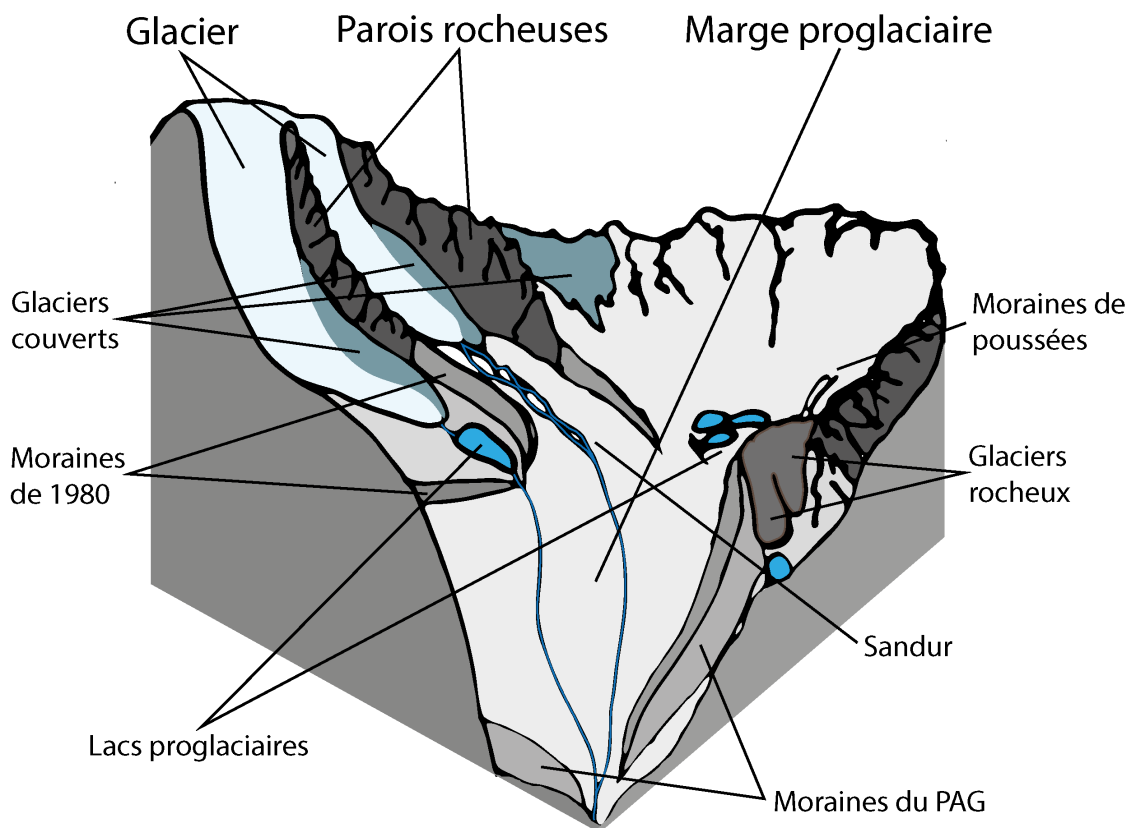


FIGURE 1 – Système glaciaire et ses composantes principales

Certains de ces systèmes se trouvent à l'intérieur de la ceinture du permafrost (Etzelmüller et Hagen, 2005 ; Bosson et al. 2014). En effet, lorsque les précipitations moyennes annuelles sont inférieures à 2500 mm et que les températures moyennes annuelles de l'air sont suffisamment basses, les domaines glaciaires et périglaciaires peuvent coexister (Haeberli, 2005 ; Kneisel et Kääh, 2007). Cette cohabitation est liée au fait que dans les régions relativement sèches la limite inférieure du front des glaciers peut se situer en dessus de la limite inférieure du permafrost discontinu, car l'effet de continentalité (diminution des précipitations) contribue à faire remonter la limite inférieure des glaciers (cf. fig. 2).

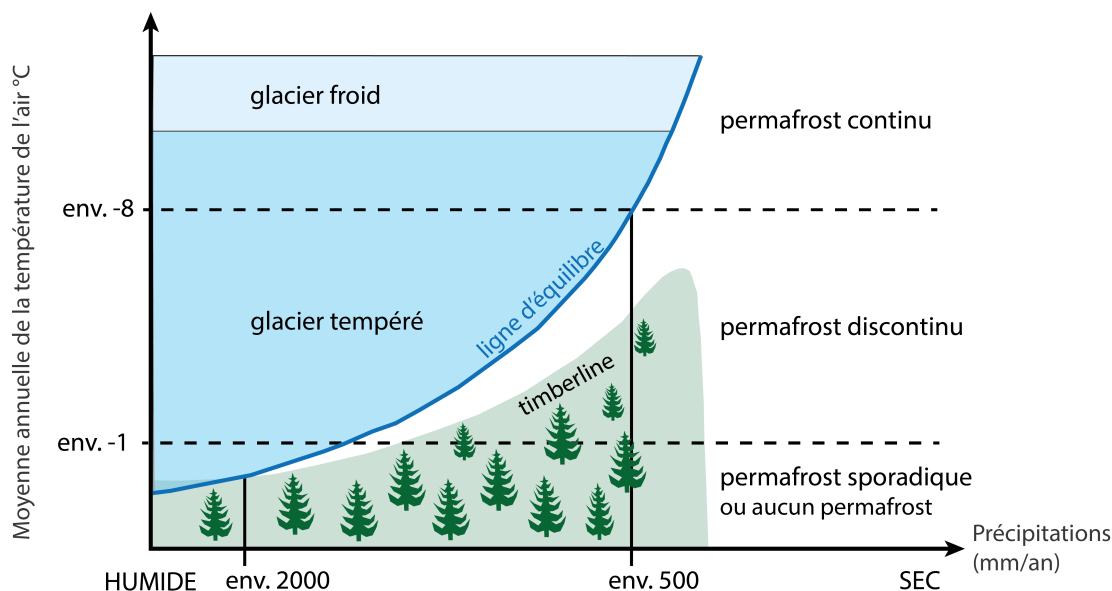


FIGURE 2 – Modèle de la cryosphère montrant les relations spatiales entre les glaciers et le permafrost, en fonction de la température moyenne annuelle de l'air (MAAT) et des précipitations annuelles. Modifié d'après Haeberly (2005).

Dans les Alpes, la limite inférieure du permafrost se situe actuellement aux alentours de 2'400 mètres d'altitude (Reynard et al., 2003 ; Delaloye, 2004). Selon Gruber et Haeberli (2009), il se définit comme « un terrain dont la température reste à ou en-dessous de 0 °C pendant plus d'une année ». Il dépend de nombreux facteurs tels que la topographie locale (pente, rugosité, courbure et aspect), la couverture neigeuse, la micro-climatologie de surface (radiation solaire), la disponibilité en eau, la géologie et l'épaisseur des matériaux. Cependant, ces facteurs n'expliquent pas eux seuls les répartitions actuelles du permafrost qui peuvent être qualifiées d'atypique. Dans les systèmes glaciaires, sa localisation est intimement liée aux diverses fluctuations glaciaires qui ont parfois contribué à réchauffer certaines zones ou inversement à les isoler (Reynard et al. 2003 ; Kneisel et Kääb, 2007). Le permafrost joue un rôle dans la stabilité des pentes et il est parfois qualifié de ciment des montagnes (Huggel et al. 2011). Sa dégradation induite par la hausse des températures se caractérise par une élévation de sa limite inférieure, une augmentation de l'épaisseur de la couche active, un réchauffement en profondeur ainsi qu'une diminution de sa résistance au cisaillement (Ravel, 2009). La modification de ces propriétés peut provoquer des instabilités dans les parois rocheuses, à la base des glaciers suspendus ou encore dans les sédiments non-consolidés ainsi que dans les sols.

2.1.1 Les glaciers

Les surfaces englacées sont une composante centrale des systèmes glaciaires et sont les témoins des variations de la température atmosphérique (Zemp et al. 2008 ; Huss et al. 2010). Les

importantes constructions morainiques présentes dans les vallées alpines illustrent la dynamique des fluctuations des glaciers au cours du temps. L'occupation glaciaire a considérablement varié tout au long de l'histoire de la terre. Depuis le dernier maximum glaciaire (entre 26'800 – 21'250 cal BP), la tendance générale observée se caractérise par une diminution des surfaces englacées (Ivy-Ochs et al. 2008 ; Scapozza, 2012). Néanmoins, le Tardiglaciaire (20'000 -11'650 cal BP) a connu six épisodes de récurrence glaciaire qui sont venus entrecouper cette période. Ces réavancées glaciaires témoignent des refroidissements du climat de cette phase ponctuée par une baisse brutale des températures durant le Dryas récent (12'900 - 11'650 cal BP). L'entrée dans le stade de l'Holocène est marquée par une hausse intense des températures. Cette période est caractérisée par neuf oscillations froides résumées dans le tableau 1. Le Petit Âge Glaciaire, qui s'étend de 1350 à 1850 AD., représente le dernier stade important de l'avancée des glaciers (Ivy-Ochs et al. 2009).

Oscillation	Type	Âge cal BP
Palü	Froide	ca. 10'800
Schams	Froide	ca. 9600 – 8900/8500
Misox	Froide	ca. 8350 – 6850
Optimum Climatique Holocène	Chaude	ca. 9500 – 6300
Piora I	Froide	ca. 6100 – 5700
Piora II	Froide	ca. 5500 – 4950
Löbben	Froide	ca. 3750 – 3300
Göschenen I	Froide	ca. 2900 – 2300
Période Chaude Romaine	Chaude	ca. 200 av. J.-C – 400 AD
Göschenen II	Froide	ca. 1500 – 1150
Période Chaude Médiévale	Chaude	ca. 800/900 – 1250/1300 AD
Petit Age Glaciaire	Froide	ca. 1350 – 1850/1860 AD

Tableau 1 – Principales fluctuations de l'Holocène dans les Alpes suisses. Modifié d'après Scapozza 2012.

De 1850 à 1975, les glaciers alpins ont perdu 30% à 40% de leur surface et près de 50% de leur volume. Depuis 1975, leur volume a encore diminué de 25% jusqu'en 2000 et ce phénomène s'est accentué entre 2000 et 2005 avec des pertes de l'ordre de 10% à 15% (Prudent et al. 2008). Les glaciers suisses suivent la même tendance avec une perte de surface de plus de 27% entre 1973 et 2010 (Fischer et al. 2014 ; Huss et al. 2010). Cependant, les fluctuations du front des glaciers varient fortement en fonction des caractéristiques locales telles que la pente, la radiation solaire, les précipitations sous forme de neige, l'orientation et la taille. Comme le soulignent Bader et Kunz (2000), le pourcentage du retrait est inversement proportionnel à l'aire initiale du glacier. En d'autres termes, les pertes enregistrées sur de grands glaciers sont proportionnellement plus petites que sur des glaciers dont la surface, la longueur et le volume sont plus restreints. Parallèlement, la ligne d'équilibre des glaciers suisses est remontée d'une septantaine de mètres entre le milieu du XIXème siècle et le début des années 70 (Prudent et al. 2008). Un autre facteur de contrôle de la fonte des glaciers est la couverture sédimentaire (Copland, 2011). Les débris supraglaciaires, répartis de manière éparse ou dont l'épaisseur est

inférieure à quelques centimètres, favorisent la fonte de la glace en diminuant l'albédo. Au contraire, lorsque cette couche dépasse 2 à 3 cm, elle commence à jouer un rôle d'isolant et l'ablation peut être réduite de 20 à 40% (Brock et al. 2010; Caliskan et al. 2013; Kellerer-Pirklbauer et al. 2006; Scherler et al. 2011). Les glaciers peuvent être séparés en trois catégories principales en fonction de la charge solide qu'ils transportent : les glaciers blancs (*bare-ice glacier*) avec peu voire pas de couverture sédimentaire, les glaciers couverts (*debris-covered glacier*) avec une couverture d'une épaisseur moyenne et les *heavily debris-covered glacier* avec beaucoup de débris (Bosson et Lambiel, in review).

Les principaux risques glaciaires associés à une augmentation des températures sont les avalanches de glace causées par des ruptures et des glissements ainsi que les vidanges de lacs supraglaciaires et de poches d'eau intraglaciaires (Geertsema et Chiarle, 2013). Les premiers événements évoqués sont une conséquence des changements rhéologiques induits par le réchauffement basal du glacier qui est lié dans certains cas à la dégradation du permafrost (glacier suspendu). Ce processus se traduit par une augmentation de la vitesse d'écoulement générée par la présence d'eau à l'interface entre le glacier et le substratum qui diminue la contrainte de cisaillement. Ces transformations couplées à une modification du seuil de plasticité due à l'amincissement du volume de glace ont été à l'origine des glissements survenus aux glaciers de Corbassière en Valais (2007) et de la Grande Motte en Vanoise (2008) (Ravel, 2009; Huggel et al. 2011). En ce qui concerne les aléas liés à la vidange de poches d'eau ou de lacs supraglaciaires, leurs mécanismes de formation restent mal connus. Néanmoins, ces stocks d'eau résultent vraisemblablement d'une légère dépression du sous-bassement rocheux ou d'une capacité de drainage du glacier dépassée (Ravel, 2009). Le 30 janvier 2007, une poche d'eau s'est rompue à 2'800 mètres d'altitude vers le front du glacier de Proz provoquant une coulée de neige et de boue sur une longueur de 120 mètres (Le Nouvelliste, 2007).

2.1.2 Les marges proglaciaires

Les marges proglaciaires sont en interaction directe avec les fluctuations glaciaires. Dans cette étude, elles sont définies comme des surfaces situées à l'aval du front des glaciers et à l'intérieur des moraines du Petit Âge Glaciaire. Ces surfaces augmentent et s'agrandissent de manière rapide à partir des années 1980 consécutivement à l'accélération de la déprise glaciaire (Bosson et al. 2014; Reynard et al. 2003). Ces systèmes paraglaciaires agissent de deux manières sur la cascade sédimentaire (Micheletti et al. in review). D'un côté, elles stockent d'importantes quantités de sédiments sous la forme de diverses accumulations morainiques (Etzelmüller et Hagen, 2005). D'un autre côté, les marges proglaciaires représentent des réservoirs sédimentaires dont les matériaux peuvent être mobilisés par des processus fluvio-glaciaires, glacio-lacustres, péri-glaciaires, gravitaires et fluviatiles (Cossart, 2005). Selon Carrivick et al. (2013), la dynamique sédimentaire diminue en quantité et en intensité avec la distance au glacier.

Les formes caractéristiques associées à ces environnements de montagne sont les moraines

construites par les différentes avancées des glaciers. Souvent situé à plus de 2400 mètres d'altitude, ces systèmes paraglaciers alpins se trouvent actuellement au-dessus de la limite inférieure du permafrost (Delaloye, 2004). Ainsi, les accumulations sédimentaires des marges proglaciaires sont des zones susceptibles de contenir de la glace. Celle-ci a une double influence sur la dynamique de ces débris paraglaciers (Otto et al. 2009 ; Bosson et al. 2014). En effet, la glace interstitielle présente à l'intérieur des matériaux non-consolidés favorise leur stabilité. Cependant, lorsque la température augmente, la glace devient plus ductile et se déforme. Lorsque la pente est suffisante, le permafrost flue et peut générer des formes typiques telles que les glaciers rocheux et les moraines de poussées (Reynard et al. 2003 ; Scapozza, 2012).

Le retrait des glaciers favorise la genèse de sandurs et de lacs proglaciaires (Hambrey et al. 2008). Les premiers sont des espaces généralement plats parcourus par un cours d'eau de type spasmodique généré par les eaux de fontes du glacier (Cossart, 2005). Lorsque l'écoulement est temporairement stoppé, des lacs proglaciaires peuvent se former (Frey et al. 2010 ; Schaub et al. 2013 ; Nussbaumer et al. 2014) :

1. par le remplissage d'un surcreusement glaciaire (ombilic),
2. par le remplissage d'une dépression formée par un barrage morainique.

Comme le soulignent de nombreuses publications (Benn et al. 2012 ; Bosson et al. 2014 ; Chiarle et al. 2007 ; Frey et al. 2010 ; Huggel et al. 2011 ; Kääh et al. 2005 ; Korup et Tweed, 2007 ; Ravel, 2009), les vidanges brutales de lacs glaciaires représentent un aléa important pour les environnements de haute montagne. Dans le premier cas, la vidange du lac pourrait survenir à cause d'une déstabilisation du plan d'eau liée à l'apport soudain de matériaux externes (éboulement, avalanche de sérac, avalanche de neige) ou d'un séisme. Dans le second, les mécanismes de rupture semblent plus complexes et dépendent de plusieurs facteurs tels que (Benn et al. 2012) :

- les dimensions du barrage (longueur, largeur et hauteur),
- la hauteur d'eau,
- la pente,
- la composition (géologie, présence de glace),
- le gradient hydraulique d'écoulement dans la moraine,
- le type d'écoulement.

Au-delà du risque qu'elles représentent, ces accumulations d'eau ont la particularité d'accélérer la fonte de la glace alentour. Cette augmentation de l'ablation s'explique par les processus de vêlage, de fusion subaquatique et de fonte du front subaérien, liés aux propriétés physiques et chimiques de l'eau. Ce phénomène est au centre de nombreuses publications qui ont permis de souligner ces effets sur de nombreux glaciers aux diverses latitudes (Paul et al. 2007 ; Sakai et al. 2009 ; Thompson et al. 2012).

2.1.3 Les parois rocheuses

Dans les environnements de haute montagne, les glaciers et les parois rocheuses sont dans de nombreux cas en interaction directe. Elles peuvent parfois entourer une partie des surfaces englacées et former des cirques glaciaires. Ces escarpements rocheux constituent un important stock de sédiments et sont étroitement liés aux conditions thermiques (Gruber et Haeberli, 2007). Dans un contexte de hausse des températures, leur érosion résulte de deux principaux phénomènes (Geertsema et Chiarle, 2013 ; Haeberli et al. 1997) :

- Dans un premier temps, la diminution des volumes et des surfaces de glace génère des processus de décompression. Ce rééquilibrage des tensions internes de la roche est favorisé par le relâchement des contraintes au niveau des parois rocheuses et entraîne une déstabilisation des volumes de roche ainsi que l'occurrence d'éboulements (Cossart, 2005). La force de décompression post-glaciaire dépend de plusieurs facteurs tels que la géologie, la pente, le relief et le volume de glace initial. Un cas spectaculaire de ces mouvements de masse a été observé en 2006 dans la marge proglaciaire du glacier de Grindelwald situé dans la région de l'Alp Bärreg (Ravanel, 2009). L'éperon rocheux (environ 2 millions de mètres cubes) qui constituait le verrou latéral gauche s'est affaissé et partiellement écroulé (169'000 mètres cubes).
- Le deuxième mécanisme responsable de la mise en mouvement de grands volumes de roches est associé à la dégradation du permafrost. En haute montagne, de nombreux écroulements rocheux ont été mis en évidence durant ces dernières années tels qu'à Punta Thurwieser en Italie (2.5 millions de mètres cubes, en 2004), au Mont Blanc sur le versant italien (2 millions de mètres cubes, en 1997) ou encore au Caucase en 2002 (5 millions de mètres cubes) (Ravanel, 2009). Ces événements témoignent de l'activité des versants escarpés dans un contexte de forçage climatique. Selon Deline (2011), l'occurrence de ces déstabilisations serait en augmentation et directement liée à une hausse des températures. Cette hypothèse est appuyée par les 135 éboulements et écroulements recensés dans le Massif du Mont-Blanc lors de l'été caniculaire de 2003. De plus, les conditions de leur déclenchement laissent présumer que la dégradation du permafrost est le processus responsable (Ravanel, 2009).

3 Objectifs, site d'étude et méthodes

L'état de la recherche a permis de mettre en évidence un certain nombre de caractéristiques typiques des systèmes glaciaires de haute montagne. D'un côté, la fonte des glaciers met à jour d'importantes quantités de sédiments qui viennent s'ajouter aux matériaux accumulés dans le passé. Ces stocks qui proviennent des parois alentours sont transférés vers l'aval suite au transport supra-glaciaire, intra-glaciaire et sous-glaciaire. Etant donné que la dynamique des glaciers diminue progressivement et que leurs fronts peuvent être situés sur des secteurs à

faibles pentes, les matériaux sont provisoirement stockés à l'intérieur d'imposants complexes morainiques. Lorsque ces systèmes sont interconnectés aux réseaux hydrographiques, les sédiments peuvent être remobilisés et entraînés vers l'aval. D'un autre côté, l'ablation glaciaire génère de nombreux processus de rééquilibrage au niveau des parois rocheuses et des marges proglaciaires. Ce phénomène est à l'origine de l'activité géomorphologique de ces zones libérées de la glace. Etant donné que ces systèmes glaciaires de haute montagne se trouvent en dessus de la limite inférieure du permafrost, certains secteurs qui sont en proie à des processus périglaciaires donnent lieu à des formes complexes (moraines de poussées). L'intensité et la dynamique géomorphologique de ces systèmes glaciaires présentent d'importantes variations spatio-temporelles qui soulignent l'hétérogénéité de ces environnements de haute montagne.

Le défi est d'approfondir les connaissances de ces milieux alpins. En effet, une meilleure compréhension et une quantification des processus actifs/inactifs est nécessaire afin d'améliorer la gestion des risques et d'anticiper au mieux les enjeux futurs de ces transformations. Les systèmes glaciaires de petites tailles localisés dans les environnements de permafrost sont encore mal connus en comparaison avec d'autres glaciers (Bosson et Lambiel, in review, Capt et al. in review). Située à l'interface entre les domaines glaciaires et périglaciaires, cette double thématique fait défaut dans les publications scientifiques (Haeberli, 2005). Dans ce contexte, cette étude propose d'étudier les réponses du système glaciaire du Petit Combin face au forçage climatique récent. La question principale de cette recherche est formulée de la manière suivante :

- Quelles sont les caractéristiques et les réactions des systèmes glaciaires de haute montagne situés à l'intérieur du domaine périglaciaire alpin face au forçage climatique récent ?

Les trois objectifs principaux liés à cette question sont :

1. de caractériser la structure interne de ce système glaciaire de haute montagne afin d'établir la répartition actuelle de la glace,
2. de déterminer les principaux éléments de contrôle responsables de la situation actuelle,
3. d'étudier et de quantifier les réactions de ces systèmes depuis 1964.

Ce mémoire propose d'analyser le secteur du Petit Combin à l'aide de deux méthodes : la tomographie des résistivités électriques et la photogrammétrie d'archives aériennes. Celles-ci ont été choisies en raison de leur efficacité et de leur fiabilité pour quantifier et étudier des environnements de haute montagne. De plus, leur complémentarité a permis de traiter et d'aborder au mieux la question de recherche de ce mémoire au travers de leur analyse combinée.

3.1 Choix du site et justification

La recherche sur les systèmes glaciaires de haute montagne suscite un intérêt croissant souligné par de nombreuses publications (Haeberli, 2005). Néanmoins, la répartition actuelle de la

glace et sa nature, la dynamique des secteurs actifs ainsi que la réponse de ces environnements au forçage climatique récent sont encore mal connues (Etzelmüller et Hagen, 2005 ; Bosson et Lambiel, in review). Ce mémoire s'inscrit dans cette continuité et propose d'analyser le système glaciaire du Petit Combin. Situé dans la commune de Bagnes, ce secteur n'a pas encore fait l'objet d'études scientifiques approfondies dans ce domaine. En outre, le glacier du Petit Combin ne fait pas partie de l'inventaire du réseau suisse des observations glaciaires de l'académie des sciences naturelles (EKK/SCNAT) et de la section de glaciologie de l'ETH de Zurich (VAW/ETHZ). Cependant, étant donné sa position et sa configuration géomorphologique, le système glaciaire du Petit Combin présente des caractéristiques semblables à d'autres systèmes glaciaires et offre un point de comparaison pour observer une tendance à la réaction de ces zones de haute montagne face aux changements récents.

De plus, les enjeux actuels de gestion de l'eau et des risques associés permettent d'apporter une seconde justification à l'intérêt porté au Petit Combin. En effet, l'important stock sédimentaire associé à la présence d'eau sous la forme de lacs et de glace a soulevé certaines questions au niveau de la prévention des dangers dans la commune de Bagnes. Suite à ces préoccupations, cette investigation propose une meilleure compréhension de ce secteur ainsi que des éléments de réponses à ces questionnements.

3.2 Tomographie des résistivités électriques (ERT)

De nombreuses publications (Reynard et al. 2003 ; Delaloye, 2004 ; Kneisel et al. 2008 ; Hilbich et al. 2009 ; Scapozza, 2012 ; Hauck, 2013 ; Bosson et al. 2014) mettent en avant l'important contraste de résistivité entre l'eau et la glace. En ce sens, la tomographie (ERT) est une méthode largement utilisée dans la prospection de la glace en haute montagne. Etant donné que la répartition du permafrost à l'intérieur des systèmes glaciaires est hétérogène et encore mal connue, cette méthode a été appliquée à plusieurs endroits spécifiques afin de répondre à deux objectifs :

1. caractériser la répartition actuelle de la glace,
2. déterminer sa nature.

Le principe à la base de la prospection géophysique repose sur la différence des propriétés physiques des matériaux qui constituent le sous-sol. Dans ce travail, la méthode privilégiée pour caractériser la subsurface est la tomographie des résistivités électriques (ERT). Elle se base sur la mesure de la résistivité apparente du sous-sol à l'aide de la relation suivante :

$$\rho_a = (\Delta V / I) * k$$

où : ρ_a = résistivité apparente [Ωm] ; ΔV = différence de potentiel [mV] ; I = intensité de courant [mA] ; k = facteur géométrique [m]. Le principe est de générer un courant continu d'intensité I entre deux électrodes A et B. Ce dispositif est complété par deux électrodes M

et N qui permettent la mesure de la différence de potentiel (ΔV). L'écartement entre A et B règle la profondeur d'investigation qui s'élève proportionnellement avec l'augmentation de la distance entre ces deux électrodes. Le dispositif qui semble le plus adéquat dans le cadre de ce mémoire est celui de Wenner-Schlumberger qui offre un bon compromis entre la résolution horizontale et verticale des structures de la subsurface. Il se caractérise par une distance MN généralement cinq fois plus petite que celle de AB, tandis que l'écart entre AM et NB est le même. Après avoir obtenu ces données, il est nécessaire de les traiter afin d'obtenir les résistivités électriques spécifiques. Cette étape est décrite comme une modélisation inverse des données. Ce processus consiste en la création d'un modèle qui correspond au mieux aux valeurs mesurées sur le terrain et permet la visualisation d'une image en 2D de la sub-surface (Scapozza, 2012).

3.3 Photogrammétrie digitale d'archives aériennes

La photogrammétrie a pour but d'extraire la coordonnée « z » à partir du principe de stereo-matching de deux photos à deux dimensions, afin de créer un modèle en trois dimensions (Lane et al. 2010). Cette dernière nécessite d'avoir au moins deux images qui se chevauchent partiellement sur la zone d'étude (Villemin, 2009). Dans le cadre de ce travail, les photographies aériennes de Swisstopo disponibles depuis 1964 ont servi de base à la production des modèles numériques de terrain (MNT). Afin de pouvoir géoréférencer ces modèles, il est nécessaire de déterminer et de mesurer des points de contrôle présents sur l'ensemble de la zone d'étude à l'aide d'un dGPS. Ensuite, le processus de création des MNTs se fait automatiquement à l'aide d'un logiciel de traitement d'image tel qu'Erdas IMAGINE Leica Photogrammetry Suite (LPS).

Des études récentes (Chandler, 1999 ; Kääb et al. 2005 ; Lane et al. 2003 ; Lane et al. 2010 ; Micheletti et al. 2015 ; Westoby et al. 2012) ont démontré l'efficacité et la pertinence de la photogrammétrie dans l'étude de la géomorphologie des environnements de haute montagne. En effet, l'important stock d'informations contenu dans les images aériennes d'archives est pleinement exploité au travers des MNTs. Cette méthode permet une étude à relativement large échelle spatiale mais également temporelle. Elle s'avère donc particulièrement intéressante dans l'analyse des changements des systèmes glaciaires dus au forçage climatique récent. Dans cette optique, la création de MNTs de différences a pour objectif de mesurer les variations de hauteur et de quantifier les gains et les pertes de volume. De plus, la création d'orthophotos sur la base des MNTs générés va permettre d'identifier les zones dynamiques et de calculer les mouvements horizontaux correspondants.

4 Synthèse des objectifs

Afin d'avoir un aperçu global de cette étude, la figure 3 exprime d'une manière synthétique la question de recherche, les méthodes et les objectifs associés. Par la suite, les résultats obtenus et leurs analyses sont présentés dans la seconde partie de ce mémoire sous la forme d'un article scientifique.

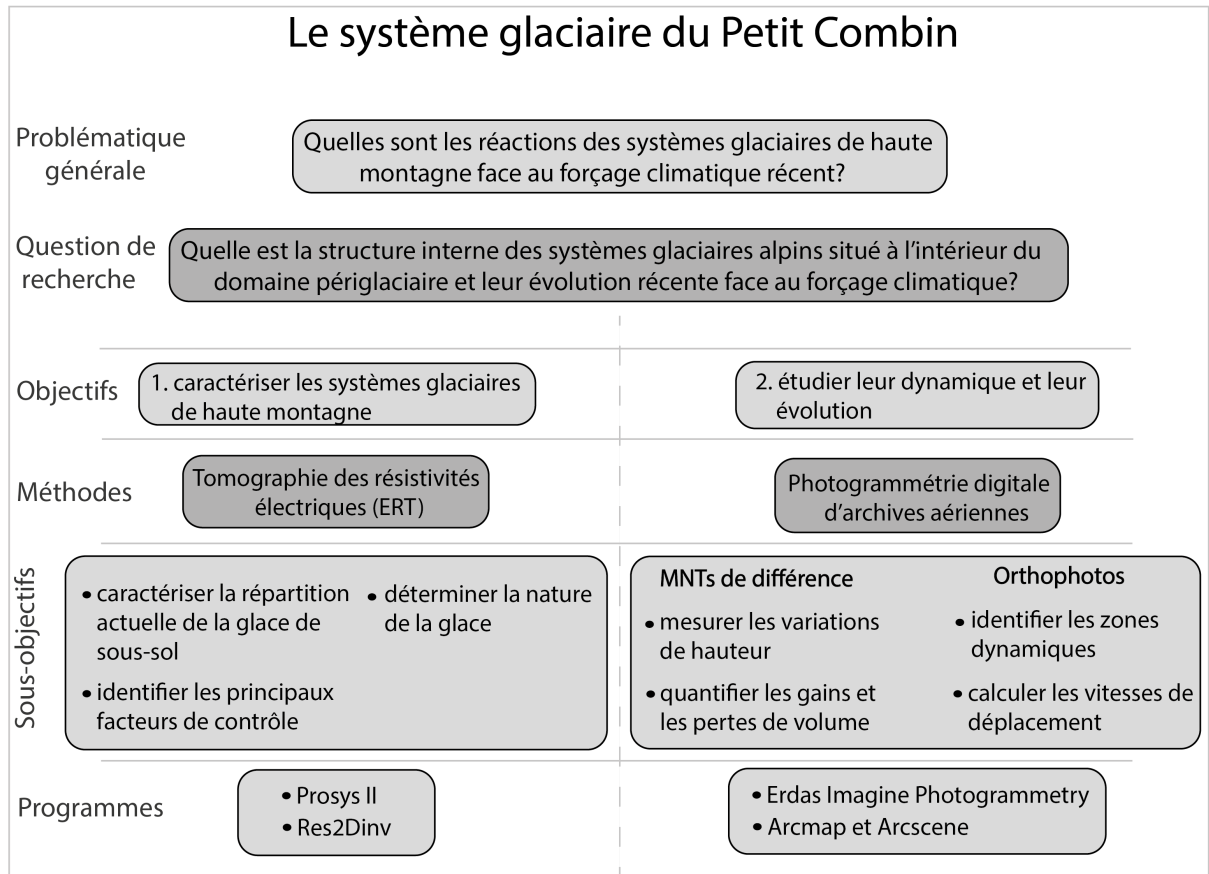


FIGURE 3 – Synthèse des objectifs et des méthodes

Deuxième partie

Article scientifique

1 Introduction

La hausse des températures amorcées dans les années 1850 contribue à modifier les systèmes glaciaires de haute montagne (Huss et al. 2010 ; Micheletti et al. in review). Ces environnements généralement situés à plus de 2'400 m d'altitude semblent particulièrement vulnérables à ces changements et représentent un enjeu croissant dans la gestion des stocks d'eau et des dangers naturels (Kääb et al. 2005 ; Geertsema et Chiarle, 2013). La présence de glace explique l'intensité de la réactions de ces systèmes face à l'augmentation des températures (Haeberli et al. 2013). Le forçage climatique récent qui a débuté à la fin du Petit Âge Glaciaire est particulièrement visible au travers de l'analyse de l'évolution des surfaces englacées (Zemp et al. 2008). Ces 150 dernières années sont caractérisées par une diminution importante du volume des glaciers qui s'est accélérée depuis 1980 (Fischer et al. 2014). En Suisse, les glaciers ont perdu plus de 27% de leur surface entre 1973 et 2010 (Huss et al. 2010).

La glace est la composante centrale de ces systèmes et joue un rôle ambivalent dans l'activité des processus géomorphologiques (Carrivick et al. 2103). En effet, quand la température de l'air est en-dessous du point de fusion, celle-ci se comporte comme un stabilisateur (ciment des montagnes) (Huggel et al. 2011). En outre, lorsque cette température critique est atteinte, la glace devient ductile et gagne du volume. Associées à la pente, ces propriétés sont à l'origine de nombreux mouvements observés en haute montagne. La hausse des températures a pour effet d'accélérer la dynamique des formes associées, tels que les glaciers rocheux et les moraines de poussées (Delaloye et al. 2010). De plus, l'action combinée du gel et du dégel modifie les contraintes de cisaillement de la roche et génère leur déstabilisation (Cossart, 2005). Ce phénomène appelé gélifraction a été analysé dans de nombreuses études qui ont permis de mettre en avant un lien entre le forçage climatique et l'augmentation du nombre d'écroulements (Deline, 2011). Ces instabilités de versant sont également liées au processus de rééquilibrage post-glaciaire. La diminution de la pression exercée par les glaciers sur les parois environnantes participe également à augmenter la production de matériaux non-consolidés (Deline et al. 2014).

Ces sédiments occupent une place prépondérante dans la localisation actuelle de la glace à l'intérieur des systèmes glaciaires et influencent sa réaction face à l'augmentation des températures (Scherler et al. 2011). La présence d'une couche de blocs suffisante (supérieur à 1 - 2 cm) a pour effet de préserver la glace située en dessous de celle-ci (Caliskan et al. 2013 ; Kellerer-Pirklbauer et al. 2008 ; Nicholson et Benn, 2006). L'air contenu dans les interstices de

ces dépôts constitue un isolant thermique remarquable (Takeuchi, 2000). La taille des débris, l'épaisseur de la couche et la porosité sont les facteurs principaux à l'origine de la capacité isolante de la couverture sédimentaire. Lorsque l'épaisseur critique n'est pas atteinte, le phénomène s'inverse et a pour effet d'accélérer la fonte de la glace. Ce mécanisme est causé par une diminution de l'albedo favorisant l'absorption de l'énergie solaire (Brock et al. 2010).

Ces observations ne permettent pas à elles seules d'expliquer la répartition de la glace à l'intérieur de ces systèmes. Les fluctuations holocéniques représentent un second facteur prépondérant dans la compréhension de la situation actuelle (Bosson et Lambiel, 2015). Les avancées successives ont contribué à modeler et remodeler les systèmes glaciaires de haute montagne (Ivy-Ochs, 2009). Les retraits du front des glaciers ont favorisé la création des formes périglaciaires. En effet, lors de conditions thermiques suffisantes, les glaciers rocheux ont pu se développer à l'intérieur et en marge des complexes glaciaires. Lors des périodes de refroidissement, les glaciers ont vu progressivement leur volume augmenter. Parfois, les langues glaciaires ont réavancé sur ces formes périglaciaires (Ackert, 1998). Dans certains cas, la glace présente dans ces secteurs a été déformée pouvant créer des moraines de poussées (Reynard et al. 2003). Dans les autres cas, cette glace a fondu à cause des écoulements sous-glaciaires et du glissement basal du glacier. Cependant, dans certaines conditions spécifiques la glace présente sous le front des glaciers a pu être préservée (Gilbert et al. 2012).

À l'heure actuelle, les connaissances concernant les systèmes glaciaires de petites tailles localisés dans les environnements de permafrost font encore défaut en comparaison à d'autres systèmes (Capt et al. in review; Etzelmüller et Hagen, 2005). En effet, le positionnement de ce champ de recherche situé à la rencontre des domaines glaciaires et périglaciaires permet de comprendre le manque de publications sur ce sujet (Bosson et Lambiel, in review; Haeberli, 2005). Cet article se positionne dans cette continuité et propose d'investiguer les réactions du système glaciaire du Petit Combin face à la hausse récente des températures et de répondre aux questions suivantes :

- Quelle est la structure interne de ces systèmes glaciaires de haute montagne situés à l'intérieur du domaine périglaciaire alpin ?
- Quels sont les facteurs de contrôle principaux qui permettent d'expliquer la répartition actuelle de la glace ?
- Quelles sont les réponses de ces systèmes face au forçage climatique récent ?

Cette étude propose d'analyser le secteur du Petit Combin à l'aide de deux méthodes : la tomographie des résistivités électriques et la photogrammétrie d'archives aériennes. Celles-ci ont été choisies en raison de leur efficacité et de leur fiabilité pour quantifier et étudier des environnements de haute montagne. Premièrement, la tomographie des résistivités électriques va permettre de caractériser la structure interne et la répartition actuelle de la glace. Deuxièmement, la photogrammétrie d'archives aériennes a pour objectif d'observer la dynamique de ce secteur de haute montagne et de quantifier son évolution depuis 1964.

2 Site d'étude

Le système glaciaire du Petit Combin (46°00'03.47"N 7°15'45.94"E ; 2330- 3663 m d'altitude) est localisé dans le Val de Bagnes à l'extrémité Nord du massif des Combins, dans les Alpes valaisannes (cf. fig. 4). La partie sommitale est délimitée par le cirque glaciaire qui s'étend des Avouillons (2'815 m d'altitude) à la Pointe de Boveire (3'212 m d'altitude). Le point le plus haut culmine à 3'663 mètres et se situe sur le glacier de transection du Petit Combin qui s'écoule en direction du Nord Nord-Est. Du côté sud de cette montagne, il prend le nom de glacier des Follâts et ne fait plus partie de la zone étudiée. Les cinq langues qui le constituent s'écoulent à l'intérieur de vallons à fortes pentes pouvant atteindre 45°. Celles-ci sont séparées par des parois rocheuses composées principalement de gneiss albitiques et de prasinites provenant de la Nappe du Mont-Fort (Swisstopo, 2015). Dans leur partie inférieure, ces langues sont partiellement voir complètement recouvertes de sédiments. Leurs fronts atteignent une portion relativement plane qui se situe à environ 2'700 mètres d'altitude. Ce second secteur se caractérise par un dénivelé plus faible et présente une importante concentration de sédiments accumulés au cours des fluctuations climatiques de l'Holocène (Ivy-Ochs et al. 2008). Ces variations ont contribué à la construction de bastions morainiques liés aux avancements préférentiels de certains fronts à l'intérieur de leurs accumulations sédimentaires. Ces bastions morainiques multilobés sont typiques des systèmes glaciaires caractérisés par une grande quantité de débris qui participent à canaliser progressivement le flux glaciaire (Iturrizaga, 2013). Au pied des deux langues centrales, le recul de la glace a participé à la création de deux petits sandurs (cf. fig. 4).

Le vallum morainique formé par la langue principale du glacier au Petit Âge glaciaire marque la limite inférieure du site d'étude (2350 m d'altitude). Au-dessus, les dépôts morainiques et les surcreusements glaciaires ont permis la formation de petits lacs proglaciaires. Ce secteur central qui culmine à plus de 2500 mètres d'altitude se trouve à l'intérieur de la ceinture du permafrost (Bosson, 2011 ; Reynard et al., 2003 ; Delaloye, 2004 ; Kneisel et Kääh, 2007). En effet, la présence de plusieurs glaciers rocheux indique que cette zone comporte potentiellement de la glace (cf. fig. 4). En contrebas, les réseaux de ravines témoignent de l'intensité des processus fluviatiles ainsi que du transfert sédimentaire de l'amont vers l'aval.

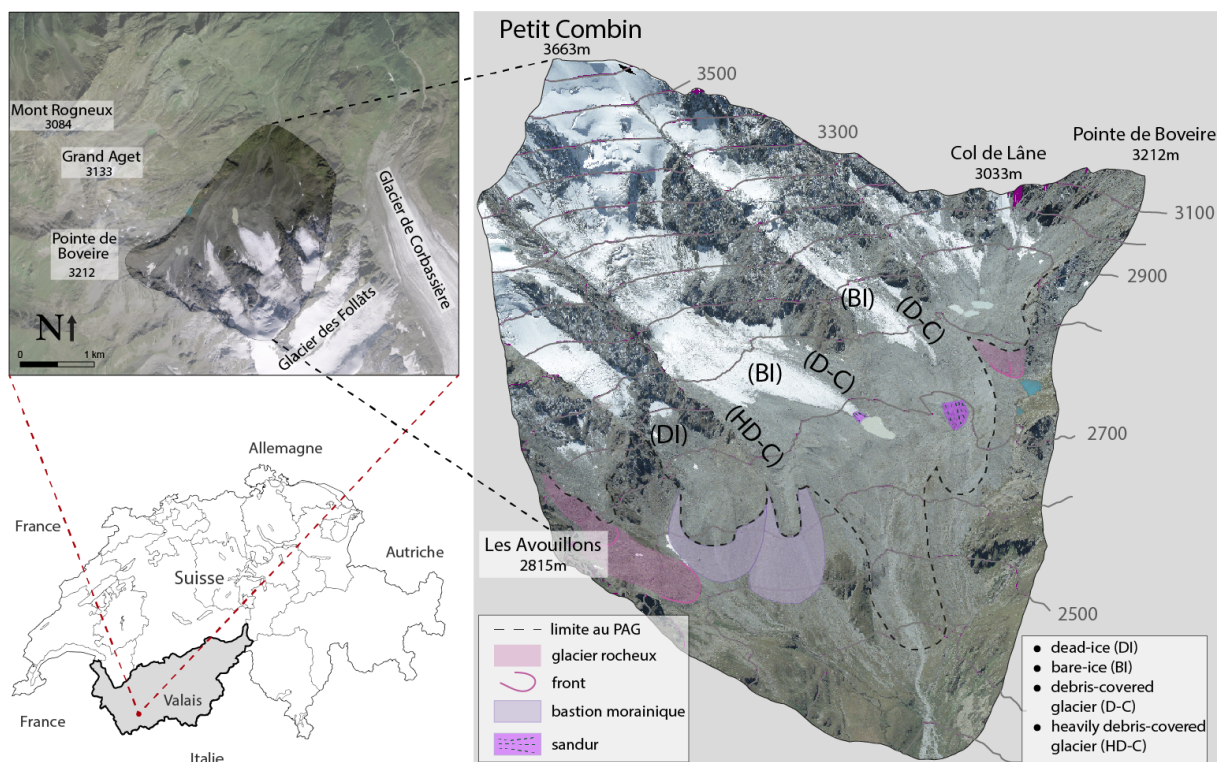


FIGURE 4 – Localisation du site d'étude et modèle numérique de terrain en 3D

La présence de névés permet d'estimer l'altitude de la ligne d'équilibre du glacier du Petit Combin qui se situait entre 3'000 et 3'100 mètres à la fin de l'été 2010 (Swisstopo, 2015). Cette hauteur s'explique d'une part par la hausse des températures et la situation de ce système glaciaire. En effet, l'ablation glaciaire dépend de trois paramètres climatiques qui sont la radiation solaire, les précipitations et la température.

Les surfaces englacées représentent un indicateur pertinent des variations du climat (Zemp et al. 2008 ; Huss et al. 2010). Les relevés de température ont commencé en 1864 pour certaines stations suisses et notamment celle du Grand-Saint-Bernard (2'472 m) (cf. fig. 5). Cette station se situe à environ 15 kilomètres de la zone d'étude et permet d'observer les tendances des variations de la température depuis la fin du Petit Âge Glaciaire. L'analyse des données révèle une augmentation de 0.16°C par décennie, ce qui correspond à 1.8°C de plus pour la période de 1901 à 2014 (Météosuisse, 2015). La température moyenne annuelle calculée au Petit Combin à 2'700 mètres d'altitude est de - 1.14°C (estimée à l'aide des températures moyennes annuelles du Grand-Saint-Bernard).

Températures annuelles moyennes au Grand-Saint-Bernard depuis 1864
Ecart à la moyenne 1961-1990

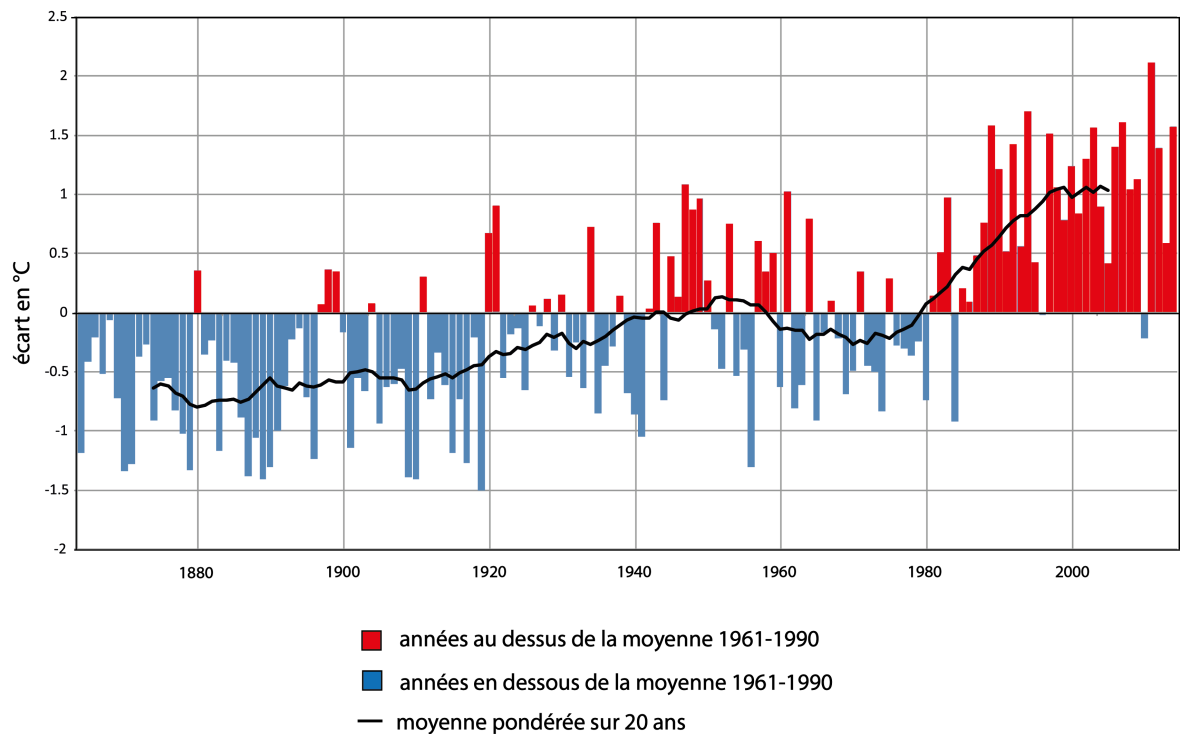


FIGURE 5 – Ecart des températures moyennes annuelles au Grand-Saint-Bernard entre 1864 et 2014 en fonction de la moyenne de référence établie entre 1961 et 1990. (en rouge : les années en dessus de la moyenne de référence, en bleu : les années en dessous de celle-ci, en noir : la moyenne pondérée sur 20 ans)

La figure 5 met en évidence une légère hausse des températures depuis les années 1920 qui s'accroît dans les années 1950. Par la suite, les relevés présentent des écarts de température inférieurs à la moyenne de référence entre 1960 et 1980, synonymes d'un refroidissement. Au contraire, depuis le milieu des années 80, les températures augmentent rapidement et se stabilisent progressivement au milieu des années 90. Ces données révèlent un important forçage thermique durant les trois dernières décennies.

Au niveau des précipitations, les vallées intra-alpines sont généralement caractérisées pour leur relative sécheresse engendrée par le phénomène d'abri. A l'échelle de la Suisse, le val de Bagnes possède un climat plutôt sec avec des précipitations moyennes annuelles comprises entre 700 et 1'100 millimètres (Rossier, 2011). En comparaison, la station de mesure de Bourg-Saint-Pierre (1'664m d'altitude) située à seulement 6 kilomètres du Petit Combin cumule en moyenne 897 mm d'eau précipitée par an pour la période de référence de 1961 à 1990 (cf. fig. 6). Les précipitations moyennes annuelles estimées à partir de la station de Bourg-Saint-Pierre atteignent 1'103 mm à 2'700 mètres d'altitude.

Températures annuelles moyenne à Bourg-Saint-Pierre depuis 1900
Ecart à la moyenne 1961-1990

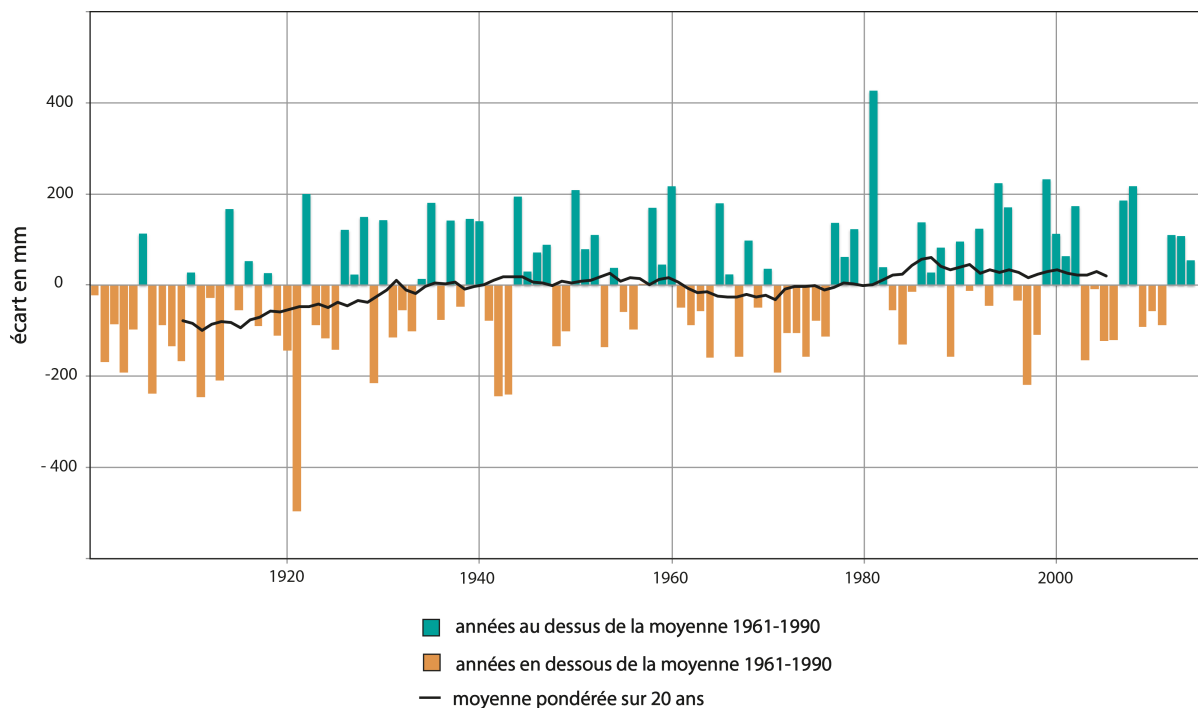


FIGURE 6 – Ecart des précipitations moyennes annuelles en Suisse entre 1900 et 2014 en fonction de la moyenne de référence établie entre 1961 et 1990. (en vert : les années en dessus de la moyenne de référence, en orange : les années en dessous de celle-ci, en noir : la moyenne pondérée sur 20 ans)

Cette figure montre une grande variabilité interannuelle. Néanmoins, les précipitations augmentent doucement de 1900 à 1930 pour se stabiliser autour de la moyenne jusqu'en 1960. Ensuite, les mesures soulignent une faible baisse jusqu'au début des années 70. Vers la fin des années 70, les précipitations s'intensifient à nouveau quelque peu pour rester légèrement supérieures à la moyenne.

Au niveau du climat, les mesures mettent en évidence une courte période propice à l'expansion du glacier du Petit Combin allant de la fin des années 50 jusqu'au début des années 80. De manière générale, les conditions climatiques de la fin du 20ème siècle ne sont pas favorables au développement des surfaces englacées. Cette tendance est observée au niveau suisse puisque les glaciers ont perdu plus de 27% de leur surface entre 1973 et 2010 (Huss et al. 2010; Fischer et al. 2014).

3 Méthodes

3.1 La tomographie de résistivité électrique (ERT)

Les mesures électriques du sous-sol sont basées sur les différences de résistivité électrique des matériaux. Étant donné que la conductivité électrique diminue fortement lors de la présence de glace, cette méthode est fréquemment utilisée en géophysique pour la détection du permafrost et plus largement de la glace de sous-sol (Reynard et al. 2003 ; Delaloye, 2004 ; Kneisel et al. 2008 ; Hauck, 2013 ; Bosson et al. 2014). Le courant injecté au travers d'un premier couple d'électrodes A et B mesure la différence de potentiel à l'aide d'un second couple d'électrodes M et N. Le quadripôle résultant permet de calculer la résistivité apparente grâce à l'équation de Kunetz (1966) :

$$\rho_a = (\Delta V / I) * k \quad (1)$$

où : ρ_a = résistivité apparente [Ωm] ; ΔV = différence de potentiel [mV] ; I = intensité de courant [mA] ; k = facteur géométrique [m] (Scapozza, 2012). La répétition de ces mesures sur des tronçons composés d'une multitude d'électrodes permet de produire une image en deux dimensions de la subsurface. À partir de ces mesures, le modèle des résistivités électriques spécifiques du sous-sol est construit à l'aide d'un processus d'inversion (Marescot, 2006).

Dans le cadre de la campagne de terrain de l'été 2014, les résistivités apparentes ont été mesurées le long de 8 profils avec un Syscal Pro Switch 96. La longueur des sections étudiées varie entre 120m, 240m et 480m en fonction du nombre d'électrodes utilisées, soit respectivement 24, 48 et 72 électrodes avec un espacement de 5 mètres. Le dispositif choisi pour cette prospection est celui de Wenner-Schlumberger, car il offre un bon compromis entre la résolution horizontale et verticale des structures de la subsurface (Kneisel, 2006). Afin d'améliorer la qualité des résultats et de les localiser, les coordonnées et l'altitude de chaque électrode ont été mesurées à l'aide d'un dGPS (Trimble). Comme les marges proglaciaires de haute montagne sont caractérisées par une importante diversité de la taille des sédiments, certaines zones composées de gros blocs ont nécessité l'utilisation d'éponges imbibées d'eau salée pour améliorer le couplage entre l'électrode et le terrain.

La seconde phase de cette méthode géoélectrique consiste à traiter les valeurs collectées sur le terrain. Pour ce faire, le programme Prosys II permet de trier les données et d'implémenter la topographie des profils étudiés. Sur la base de ces résultats, le second logiciel utilisé est le programme Res2DInv. Son application a pour objectif de créer les modèles de résistivités électriques spécifiques selon le processus d'inversion. Afin de créer des images qui s'approchent au mieux de la réalité, ce logiciel offre un certain nombre de possibilités de calibrage. Les paramètres principaux choisis lors de cette étape sont :

- le nombre d'itérations qui a été établi à 5, car même si une valeur supérieure permet de diminuer l'erreur, celle-ci augmenterait également le nombre d'artefacts ;

- le mode d'inversion robuste, car celui-ci permet d'obtenir un meilleur contraste entre les valeurs ayant de grandes différences de résistivité (glace/terrain) (Loke, 2012).

La troisième étape consiste à choisir la représentation graphique des résultats. Afin d'optimiser la lecture et la compréhension des figures finales, la légende et les couleurs ont été homogénéisées à celles utilisées par Jean-Baptiste Bosson (2014), car elles offrent une bonne visualisation de la répartition de la glace dans le sous-sol.

Finalement, une matrice de résolution du modèle (MRMV) a été calculée, afin de pouvoir estimer la qualité des modèles produits. Son calcul se base sur la comparaison entre les valeurs du modèle estimées (m^{est}) et les valeurs du modèle mesurées (m^{mes}) à l'aide de la formule suivante (Hilbich et al. 2009) :

$$m^{est} = R * m^{mes} \quad (2)$$

où R est la matrice de résolution (pour les détails voir Hilbich et al. 2009) .

Le MRMV est implémenté dans les représentations finales sous la forme d'iso-lignes pour les valeurs de 0.05 et 0.005 (Bosson et al. 2014). Ainsi, les différentes zones créées indiquent la pertinence des résultats de telle sorte que :

- au-dessus du MRMV de 0.05, les résultats sont fiables,
- au-dessous du MRMV de 0.05, les résultats sont de moyens à peu fiables,
- et au-dessous du MRMV de 0.005, les résultats sont très peu fiables.

L'erreur absolue des modèles est indiquée en pourcent en dessous de chaque profil et représente un deuxième indicateur de la fiabilité des résultats obtenus.

3.2 La photogrammétrie digitale d'archives aériennes

Comme le souligne Micheletti et al. (2015), la photogrammétrie digitale d'archives aériennes représente une ressource unique pour reconstruire les paysages passés en trois dimensions. Cette méthode s'avère donc particulièrement utile dans l'analyse et la quantification de l'évolution d'un système glaciaire depuis la seconde moitié du 20ème siècle. Plusieurs études ont démontré la pertinence de cette technique dans l'étude des glaciers et du permafrost en haute montagne (Kääb et al. 2005 ; Haeberli et al. 2006 ; Kneisel et Kääb, 2007 ; Kellerer-Pirklbauer et al. 2008 ; Fischer et al. 2014 ; Micheletti et al. in review).

Afin de reconstruire l'histoire du site d'étude, les photographies aériennes de 1964, 1983, 1988, 1999 et 2005 ont été commandées à l'institut fédéral de topographie Swisstopo (cf. tab. 2). Ces images ont été collectées suite à plusieurs vols au-dessus du Petit Combin à une altitude pouvant varier entre 5000 et 7000 m. Elles ont été prises entre la fin de l'été et le début de l'automne, en fonction de l'année d'acquisition. Les clichés ont été effectués dans un intervalle

de temps suffisamment court pour permettre d'avoir 80% de la même surface sur deux photos consécutives. Puis, elles ont été scannées par Swisstopo avec une résolution de 14 μm .

	Date	Echelle	Lens type	Emulsion	C.F.L. [mm]	Précision théorique [m]
1	25.08.1964	1 :20400	Leica 11.5 AG 29	NB	115	0.286
2	13.09.1983	1 :22200	Leica 15/4 UAG	NB	153,37	0.311
3	07.09.1988	1 :22200	Leica 15/4 UAG	NB	153,37	0.311
4	01.09.1999	1 :26000	Leica 15/4 UAG-S	RGB	152,528	0.364
5	17.08.2005	1 :24000	Leica 15/4 UAG-S	RGB	153,51	0.366

Tableau 2 – Caractéristiques des images aériennes de Swisstopo

3.2.1 Construction des points dGPS et ajustement des images

Le traitement des images d'archives aériennes a été effectué avec le programme ERDAS IMAGE Photogrammetry 2014. La création d'un nouveau *block file* a permis de déterminer certaines propriétés du projet. Ainsi, le système de référence choisi a été le datum géodésique CH1903 (Bern) et l'altitude moyenne de vol a été fixée à 5000m. Ensuite, les informations concernant la caméra utilisée pour la prise d'images ont été paramétrées avec les certificats de Swisstopo. Puis, l'orientation interne des images a été définie manuellement.

La définition de l'orientation externe des photographies aériennes dépend des points de contrôle préalablement mesurés sur la zone d'étude de façon à ce qu'ils soient répartis de manière homogène sur l'ensemble du terrain. Pour ce faire, une campagne de terrain réalisée durant le mois de septembre 2014 a été nécessaire à cette acquisition. Les mesures ont été prises à l'aide du dGPS Leica SR530. Cette étape est importante pour la qualité des résultats produits et les blocs sélectionnés doivent répondre à deux critères principaux :

1. identifiables sur l'ensemble des photographies d'archives,
2. situés sur des zones sans mouvements.

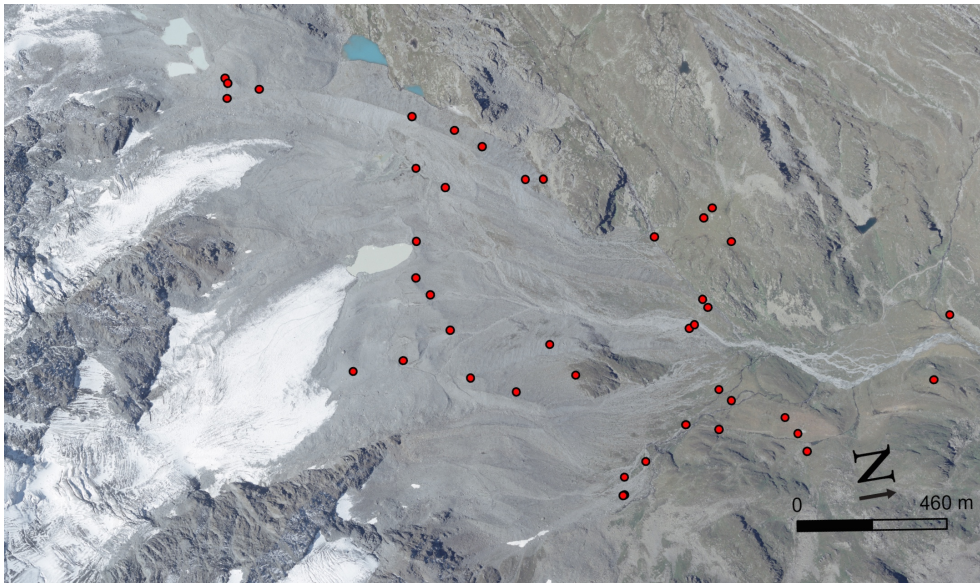


FIGURE 7 – Carte des 43 points dGPS mesurés au Petit Combin

Ces investigations ont permis de mesurer 43 points situés de manière relativement homogènes entre 2233 et 2824 m d'altitude (cf. fig. 7). Les systèmes glaciaires de haute montagne se trouvent souvent dans des environnements difficiles d'accès et sujets à de nombreux mouvements. La sélection de ces points de contrôle a représenté un défi stratégique pour cette étude. Etant donné qu'aucune recherche dans ce domaine n'a été entreprise dans cette région, une nouvelle station de base dGPS a dû être créée. Afin de connaître sa position exacte, la base a calculé à intervalles réguliers ses coordonnées et son altitude durant un minimum de 6 heures. Ensuite, ces données ont été corrigées à l'aide du réseau GNSS suisse de mesures permanentes (AGNES) de Martigny et transformées dans le système de coordonnées CH1903. Ensuite, les points dGPS ont été repérés manuellement de manière simultanée sur les images aériennes d'archives afin de créer les points de contrôle. Dans le but d'augmenter la précision de l'ajustement, ERDAS a permis la création de points automatiques (Tie Points). Ce procédé est particulièrement souhaité pour augmenter l'homogénéité de la répartition des points sur la zone d'étude. Les paramètres de la triangulation aérienne ont été définis à une précision de 0.5 pixels pour la déviation standard des points images et de 0.5 m en plan et 0.3 m en hauteur pour les points dGPS. Finalement, la triangulation a été lancée et les points de contrôle dont la précision n'est pas suffisante ont été supprimés. Lorsque le résultat du RMSE (Root Mean Square Error) s'est suffisamment approché des valeurs de précision estimée en fonction de l'échelle et de la qualité des images d'archives (cf. tab. 2), l'ajustement de l'orientation externe a été sauvegardé. Cette étape a été cruciale dans la gestion de la propagation de l'erreur évaluée à l'aide du SDE (écart-type des erreurs), car elle peut être transmise de manière systématique lors du processus de stereomatching à l'origine de la construction des MNTs (Lane et al. 2003 ; Micheletti et al. 2015).

3.2.2 Création des modèles numériques de terrain (MNT) et des orthophotos

Dans ERDAS IMAGINE Photogrammetry, la création des MNTs se fait automatiquement. Ce procédé est basé sur un algorithme de stereomatching qui identifie des paires de points homologues en attribuant leurs coordonnées à l'aide des paramètres de l'orientation externe (Micheletti et al. 2015). Il est néanmoins possible de régler certaines options pour obtenir des MNTs de qualité. Ainsi, la taille des cellules des modèles a été établie à un mètre. Pour les deux MNTs les plus récents (1999 et 2005), les paramètres de base ont permis d'obtenir de bons résultats. Cependant, les MNTs de 1964 et de 1983 ont nécessité quelques réglages. De ce fait, le *coef end* et l'*additional y parallax* ont été établis à respectivement 0.5 et 1 pour 1964 et 0.6 et 1 pour 1983. Ces modifications ont permis d'augmenter la tolérance des corrélations et d'obtenir un lissage des MNTs. En ce qui concerne l'année 1988, le processus de stereomatching n'a pas donné de résultats satisfaisants et la création du modèle correspondant a dû être abandonnée. Afin d'avoir un aperçu de la qualité des modèles, les rasters ont été implémentés dans les logiciels ArcMap et ArcScene. De manière générale, les MNTs offrent de très bonnes représentations, même s'il existe quelques erreurs sur les lacs et en bordure de la zone d'étude. Finalement, le MNT de 2005 présentait une légère distorsion systématique qui a pu être corrigée à l'aide du logiciel MatLab.

La création des orthophotos est gérée automatiquement par ERDAS IMAGINE Photogrammetry. Celui-ci utilise les photographies aériennes en les drapant sur les MNTs réalisés dans l'étape précédente. La taille des cellules est propre à chaque orthophoto en fonction de la qualité des images d'archives de base. Ainsi, les résolutions obtenues sont de 0.45 m pour 1964, de 0.34 m pour 1983, de 0.37 m pour 1999 et de 0.39 m pour 2005.

3.2.3 Estimation de l'erreur et de l'incertitude des données

L'analyse des MNTs et leur soustraction représente une part conséquente de la photogrammétrie d'archive aérienne. Ainsi, il est nécessaire de calculer des indices de confiance, afin d'obtenir des résultats significatifs en évitant de considérer des artefacts de la modélisation. Pour ce faire, l'évaluation de la propagation de l'erreur systématique est basée sur les travaux de Lane et al. (2003) et Micheletti et al. (2015). Le tableau 3 propose une estimation de l'erreur et de la précision des MNTs au travers du ME (erreur moyenne) et du STD (déviation standard de l'erreur). Dans ce cas, le STD est utilisé comme une mesure de l'incertitude du changement entre de MNTs (σ_1 et σ_2) :

$$\sigma_c = \sqrt{\sigma_1^2 + \sigma_2^2}. \quad (3)$$

Dates des MNTs	1964	1983	1999	2005
ME	0.277	0.085	0.165	0.19
STD	0.919	0.822	0.657	0.655

Tableau 3 – Evaluation de la précision des MNTs et des points DGPs, où ME = erreur moyenne et STD = déviation standard de l'erreur

La déviation standard de l'erreur permet également de calculer la limite de confiance de détection des changements de hauteur ($z_1 - z_2$) (LoD) à l'aide d'un t test :

$$t = \frac{z_1 - z_2}{\sqrt{\sigma_1^2 + \sigma_2^2}} \quad (4)$$

Le tableau 4 résume ces valeurs pour les limites de confiance de 68 % et de 90 %. Dans le cadre de cet article, l'intervalle de confiance à 90 % a été préconisé, car il offre un compromis intéressant entre la fiabilité et la précision des résultats.

Période	Limite de confiance à 68 %	Limite de confiance à 90 %
1964 - 1983	1.23	2.02
1983 - 1999	1.05	1.73
1999 - 2005	0.93	1.52
1964 - 2005	1.13	1.85

Tableau 4 – Limites de détection des changements (LoD) pour 68 % et 90 % de confiance

Selon Lane et al. (2003), l'erreur estimée lors de la quantification des volumes de changement est donnée par :

$$\sigma_v = Ar^2LoD \quad (5)$$

où A est l'air de changement utilisée pour le calcul du volume, r est la résolution et le LoD avec 90% de confiance (cf. fig. 6).

La photogrammétrie a également permis d'observer des mouvements. Pour ce faire, 97 blocs ont été identifiés manuellement sur les orthophotos et leur déplacement ont été convertis en vitesse. Ces points n'ont pas tous été retrouvés sur l'ensemble des photographies aériennes en raison d'une légère couche de neige présente sur les représentations d'archives de 1983. Néanmoins, certaines zones ont pu être suivies sur l'ensemble de la période. Afin d'observer les vitesses réelles, la pente a été prise en compte et soustraite selon la formule suivante :

$$v_{moyenne} = \frac{\sqrt{\Delta L^2 + \Delta Z^2}}{\text{années}}, \quad (6)$$

où la vitesse moyenne est exprimée en [m/an], ΔL = déplacement horizontal, ΔZ = différence d'altitude et années = le nombre d'années écoulées entre les deux dates.

En ce qui concerne l'erreur, celle-ci dépend de la qualité des orthophotos ainsi que de leur résolution. L'identification des points montre une précision proche du pixel, ce qui nous donne pour chaque période :

	1964 -1983	1983 -1999	1999 - 2005
Précision de la détection en [m]	0.45	0.37	0.39
Précision de la détection en [m/an]	0.02	0.02	0.06

Tableau 5 – Estimation de la précision de la détection des mouvements mesurés sur les orthophotos

4 Résultats et interprétation

4.1 Caractérisation de la subsurface

Afin d'avoir un aperçu global de la répartition de la glace de sous-sol présente à l'intérieur de la marge proglaciaire du Petit Combin, une série de 8 profils transversaux ont été réalisés les 2 et 3 septembre 2014 entre 2600 et 2800 mètres d'altitude (cf. fig. 8). Les secteurs d'investigation ont été choisis de manière stratégique, en fonction de critères géomorphologiques, dans des zones susceptibles de contenir de la glace. De plus, deux tomographies ont été mesurées à l'aval des lacs proglaciaires. Les modèles réalisés présentent des erreurs absolues comprises entre 1.3 % et 7.1 % (cf. fig. 8). Ces chiffres témoignent de la qualité des tomographies et ainsi de l'excellente pénétration du courant électrique dans le sol.

D'un point de vue global, les profils composés de 24 électrodes (e) ont permis des prospections d'une vingtaine de mètres avec une limite du MRMV 0.05 située entre 10 et 15 m de profondeur. Les tomographies de 48 e et de 72 e ont atteint respectivement une profondeur de 40 et 50 m avec un MRMV 0.005 situé à environ 20 m. D'une manière générale, les résistivités spécifiques sont comprises entre 1 et 10 k Ω m pour l'ensemble des sections analysées. Néanmoins, trois profils affichent des patches contenant des valeurs supérieures à 10 k Ω m (PC 1, PC 2, PC 6) ce qui révèle la présence de glace de sous-sol à l'intérieur du système glaciaire du Petit Combin. Les limites du MRMV indiquent que le courant injecté s'est relativement bien propagé et a peu été influencé par la porosité de surface.

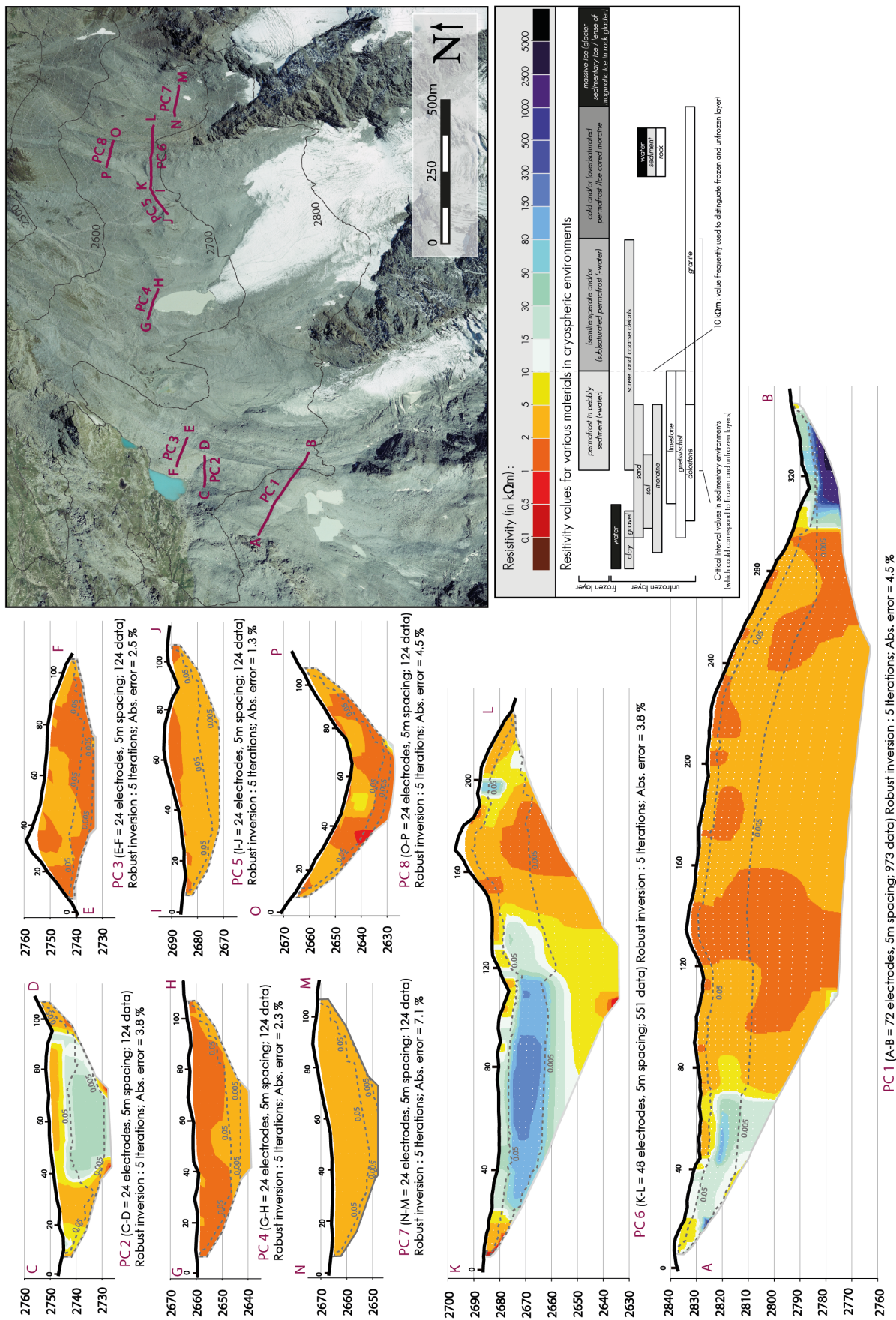


FIGURE 8 – Tomographies 2D des résistivités électriques transversales obtenues au Petit Combin les 2 et 3 Septembre 2014. Grille de lecture des résistivités électriques d'après Bosson et al. (2014)

Le premier profil (PC 1) est situé à l'aval de quatre petits lacs proglaciaires. Les matériaux présents à la surface sont relativement hétérogènes. Néanmoins, la partie située au-delà de 300 m dans une légère dépression se distingue avec de gros blocs plurimétriques. Cette zone est marquée par la présence d'une lentille plus résistante qui s'étend sur 40 m et une dizaine de mètres de profondeur. Les valeurs obtenues sont comprises entre 15 et 5000 k Ω m. Etant donné que les limites du MRMV 0.05 et 0.005 se superposent partiellement à 5 m en dessous de la surface, les résultats obtenus peuvent tout d'abord être perçus comme peu significatifs. Cependant, la taille importante des matériaux explique en partie ces résistivités élevées à la subsurface. L'environnement extérieur et son analyse permettent de penser que cette zone est située sur la partie externe de la deuxième langue du glacier du Petit Combin. Ainsi, ces résistivités élevées qui s'apparentent à de la glace massive selon les gammes de résistivités de Bosson et al. (2014) (cf. fig. 8) semblent cohérentes. En ce qui concerne la partie Ouest de ce profil, l'interprétation des résistivités spécifiques montre des valeurs de la subsurface située en bordure ouest qui sont probablement liées à une porosité plus grande. En revanche, le patch contenant des valeurs avoisinant les 80 k Ω m peut être apparenté à du permafrost. Sa localisation marginale, ses valeurs de résistivités ainsi que les bouelets de compression présents à la surface indiquent qu'il s'agit de moraines de poussées héritées des variations holocéniques.

La deuxième anomalie de résistivité se trouve à l'aval du premier secteur étudié à plus de 2725 m d'altitude. Ce profil transversal (PC 2) coupe perpendiculairement à la pente un glacier rocheux qui prend ses racines dans les moraines du Petit Âge Glaciaire. Celles-ci sont caractérisées par des valeurs typiques de ce type de dépôt glaciaire avec des résistivités assez basses de 1'000 à 5'000 Ω m. Composée de 24 e, cette tomographie révèle des valeurs comprises entre 30 k Ω m et 50 k Ω m qui peuvent être interprétées comme de la glace intersticielle située entre 10 et 20 m de profondeur pour une largeur d'environ 40 m.

La dernière section qui est susceptible de contenir de la glace (PC 6) est localisée dans la partie Est du terrain d'étude (cf. fig. 9). Entre 20 et 120 m, cette zone présente une importante couche de sédiments avec des blocs décimétriques à métriques. La morphologie légèrement bombée et le front relativement raide de cette forme pourrait faire penser à un glacier rocheux. La lentille de glace, présente sur 120 m de largeur pour une profondeur moyenne de plus de 20 m, possède des résistivités pouvant atteindre les 80 k Ω m. Selon la grille de lecture de Bosson et al. (2014), ces résultats font partie de la gamme des résistivités du permafrost. Cependant, ce patch de glace est localisé à l'intérieur des moraines du PAG dans la continuité du glacier. Ainsi, cette lentille de glace fait partie de la digitation Est de la langue principale. Dans ce secteur, le glacier est recouvert d'une importante couche de sédiments provenant des parois situées à l'Est. Ce versant semble particulièrement actif dans la production de débris et cette digitation contient vraisemblablement une part importante de matériaux intégrés dans la glace. Cette particularité permet d'expliquer en partie les résistivités mesurées de 150 à 300 k Ω m. Ces valeurs relativement basses pour de la glace massive peuvent être également liées à la présence d'eau ou à la présence de sédiments. En effet, ce secteur situé en dessous de 2700 mètres d'altitude est caractérisé par un écoulement intra-glaciaire ou sous-glaciaire qui a été

identifié grâce au cliquetis de l'eau perçu lors de la prospection et comporte une importante quantité de matériaux qui ont pu être incorporés à la glace. Aux alentours des 200m, ce profil présente une légère anomalie qui comprend des résistivités de 50 kΩm. Néanmoins, l'importante couverture végétale présente dans ce secteur ainsi que sa localisation permettent de penser qu'un morceau de glace à cet endroit paraît peu probable et ce résultat peut être apparenté à un artefact de la modélisation lié à une porosité plus grande.

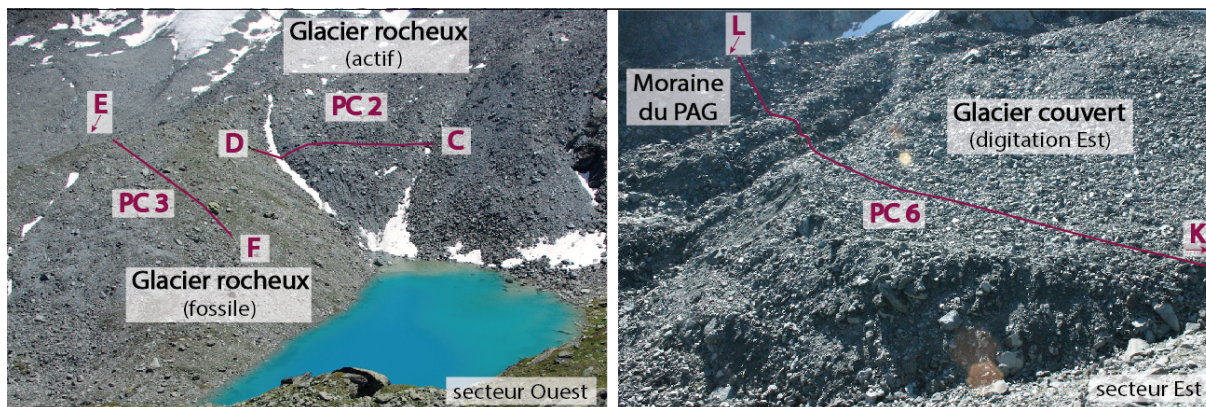


FIGURE 9 – Photographies des profils 2 et 3 et de la zone contenant de la glace du profil 6 (photographié par F.J. Baillifard et C. Lambiel, septembre 2014)

Les cinq profils restants (PC 3, PC 4, PC 5, PC 7, PC 8) se situent entre 2'630 et 2'760 mètres d'altitude au pied des différentes langues du glacier. Avec des orientations Est-Ouest, ils coupent perpendiculairement à la pente principale du terrain les stocks de sédiments déposés par le glacier au cours des fluctuations holocéniques (cf. fig. 10). Ces tomographies présentent des résistivités électriques spécifiques comprises majoritairement entre 1 et 5 kΩm. Cette gamme de valeur est typiquement associée aux dépôts morainiques diamictiques composés de fines et de blocs (Kneisel, 2006 ; Bosson et al. 2014). Les diverses accumulations prospectées sont le glacier rocheux fossile (PC 3), la moraine frontale de 1980 (PC 4), la moraine de fond (PC 5), la moraine d'ablation (PC 7) et les moraines du PAG (PC 8). Les profils 4, 5, 7 et 8 ne sont actuellement plus englacés. Ce phénomène s'explique par le fait qu'au Petit Âge Glaciaire ces secteurs étaient situés sous la glace et à ces altitudes le glacier du Petit Combin était tempéré. Cette hypothèse s'appuie sur l'observation de nombreuses moraines flûtées dans ces zones.

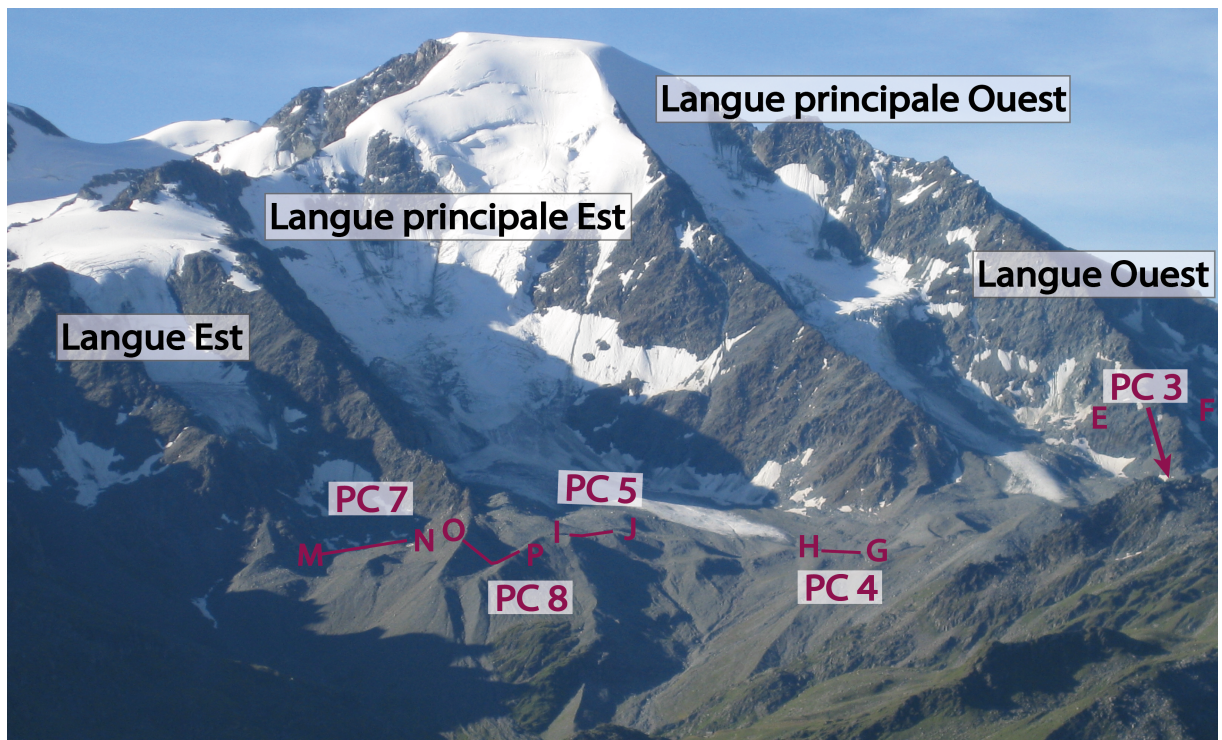


FIGURE 10 – Système glaciaire du Petit Combin et localisation des profils géoélectriques 3, 4, 5, 7 et 8 (photographié par C. Lambiel, septembre 2014)

4.2 La photogrammétrie d'archives aériennes

4.2.1 Les MNTs de différence

Les cartes de la figure 11 synthétisent les résultats de la photogrammétrie d'archives aériennes. Les trois premières figures présentent les changements de hauteur par période (1964 -1983, 1983 -1999, 1999 - 2005). Ces valeurs ont été homogénéisées en mètres par an afin de pouvoir comparer l'évolution du système glaciaire dans le temps. Les variations des quantités du volume total sont également indiquées pour chaque période (cf. tab. 6).

1964-1983 D'un point de vue global, ces 19 années ont été marquées par une avancée glaciaire avec une augmentation totale de volume de 4'688'150 m³. En moyenne, le glacier a gagné 0.22 m/an avec des secteurs présentant des valeurs supérieures à 1.2 m/an. Les zones avec des variations de hauteurs négatives sont principalement localisées à l'aval des fronts glaciaires avec des valeurs situées entre -0.6 et -0.3 m/an.

1983-1999 Cette période contraste radicalement avec la précédente avec des pertes de hauteurs généralisées sur l'ensemble de la zone d'étude. Ces 16 années sont marquées par une perte de volume de 11'269'446 m³. En terme de hauteur moyenne, le glacier a baissé de près de 8 m ce qui correspond 0.5 m/an. Les valeurs les plus élevées sont situées aux fronts des langues principales avec des pertes de plus de

1.5 m/an. Néanmoins, une petite zone située sur le front de la digitation Est de la langue principale du glacier se démarque avec une élévation dépassant les 0.6 m/an.

1999-2005 Le dernier intervalle de temps étudié montre une intensification des diminutions de la hauteur amorcées durant la période précédente. La majeure partie du glacier observe des valeurs supérieures à -1.5 m/an. En d'autres termes, le glacier a perdu sur l'ensemble de sa surface 1.01 m/an de hauteur en moyenne et 8'252'001 m³.

Périodes	1964-1983	1983-1999	1999-2005
changement de volume absolu en [m ³]	4'688'150 ±199'699	-11'269'446 ±221'122	-8'252'001 ±187'110
changement de volume en [m ³ /an]	246'745 ±10'510	-704'340 ±13'820	-515'750 ±31'185
changement de hauteur moyenne absolue en [m]	4.27	-7.94	-6.03
changement de hauteur moyenne en [m/an]	0.22	-0.50	-1.01

Tableau 6 – Changement des volumes et des hauteurs de glace par période

La carte de synthèse propose un aperçu général de la situation et permet de détecter des différences de hauteur de plus faible intensité. Entre 1964 et 2005, les résultats font apparaître des variations négatives pour l'ensemble du secteur d'étude à l'exception de quatre zones principales. La première est localisée sur le front droit de la digitation Est de la langue principale du glacier avec une élévation absolue maximale de 26 m. La seconde se trouve sur le front du glacier rocheux situé à l'Ouest du système glaciaire (+ 5 m). Les deux dernières se situent sur les flancs Ouest des deux langues principales du glacier (entre + 5 et + 11 m). D'autres secteurs se trouvant aux fronts des deux langues principales enregistrent des augmentations comprises entre 2 et 5 mètres qui correspondent à des dépôts morainiques de 1980. Au niveau des pertes de hauteur, les valeurs maximales enregistrées sont localisées sur la langue Est du glacier et atteignent 34 m.

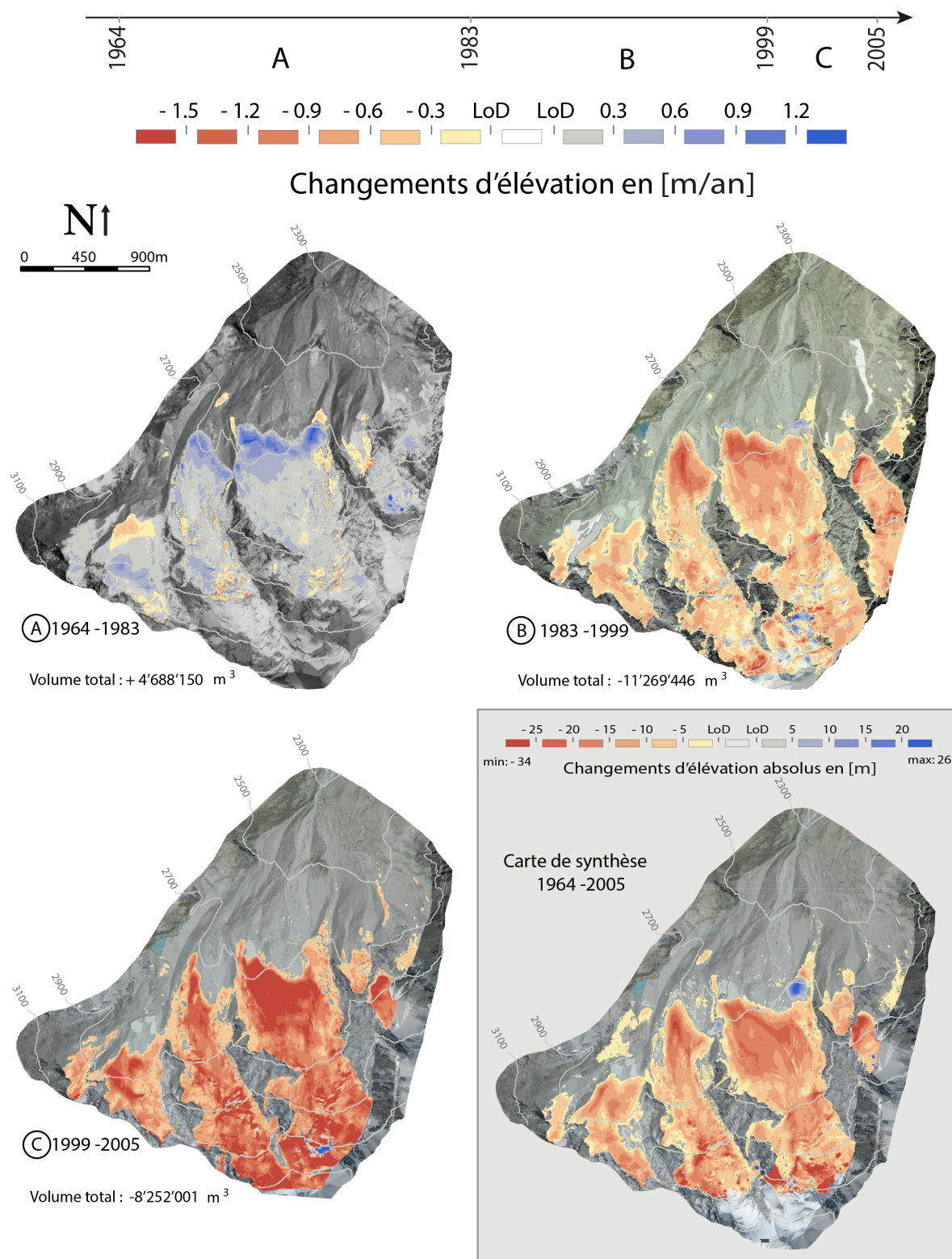


FIGURE 11 – Cartes des différences d'élévation par période. Les 3 premières cartes montrent des variations en [m/an] et la figure de synthèse représente les changements en [m]. Les zones transparentes sont des secteurs avec des valeurs inférieures aux limites de détection du LoD.

4.2.2 Evolution des vitesses calculées à la surface depuis 1964 dans la partie Ouest

Le secteur de la partie Ouest du système glaciaire du Petit Combin offre des photographies aériennes d'une bonne qualité. Le reste du terrain d'étude ne permet pas de retracer le parcours des blocs au fil des années en raison d'une fine couverture neigeuse présente sur certaines zones des images d'archives de 1983. Ainsi, 27 blocs ont pu être identifiés sur les orthophotos de 1964, 1983, 1999 et 2005. Les résultats obtenus mettent en exergue les réactions des secteurs actifs de la partie Ouest face aux variations de la température enregistrée depuis la seconde moitié du 20^{ème} siècle.

La première forme analysée est un glacier rocheux (zone 1) situé à plus de 2725 mètres d'altitude (cf. fig. 12). Cette zone enregistre une augmentation de la vitesse sur l'ensemble de la période étudiée pour passer de 0.25 à 0.42 m/an. Cette accélération est particulièrement visible à l'amont du front et le centre du glacier rocheux avec des vitesses moyennes plus élevées. La zone numéro 2 se trouve quelques mètres à l'amont de la première et les blocs mesurés se situent sur la moraine de poussée latéro-frontale du Petit Âge Glaciaire. Avec des valeurs proches de 40 cm par an, ce secteur présente peu de variabilité dans le temps malgré une légère augmentation de la vitesse entre 1983 et 1999. La zone numéro 3 est peu active avec des vitesses de déplacement de 0.3 m/an au début de la période de mesure et qui n'atteignent plus que 0.18 m/an entre 1999 et 2005. Localisé au-dessus de la zone des lacs, ce secteur peut être assimilé à des processus de rétro-fluages de matériaux morainiques vers le centre de la marge proglaciaire. En revanche, le secteur amont situé sur la langue Ouest du glacier du Petit Combin enregistre des vitesses plus importantes avec une accélération amorcée vers le début des années 80. Ces résultats montrent des changements différents en fonction des formes et des processus. Les vitesses moyennes des zones 2 et 4 sont moins significatives en raison du nombre de blocs restreints qui ont pu être mesurés.

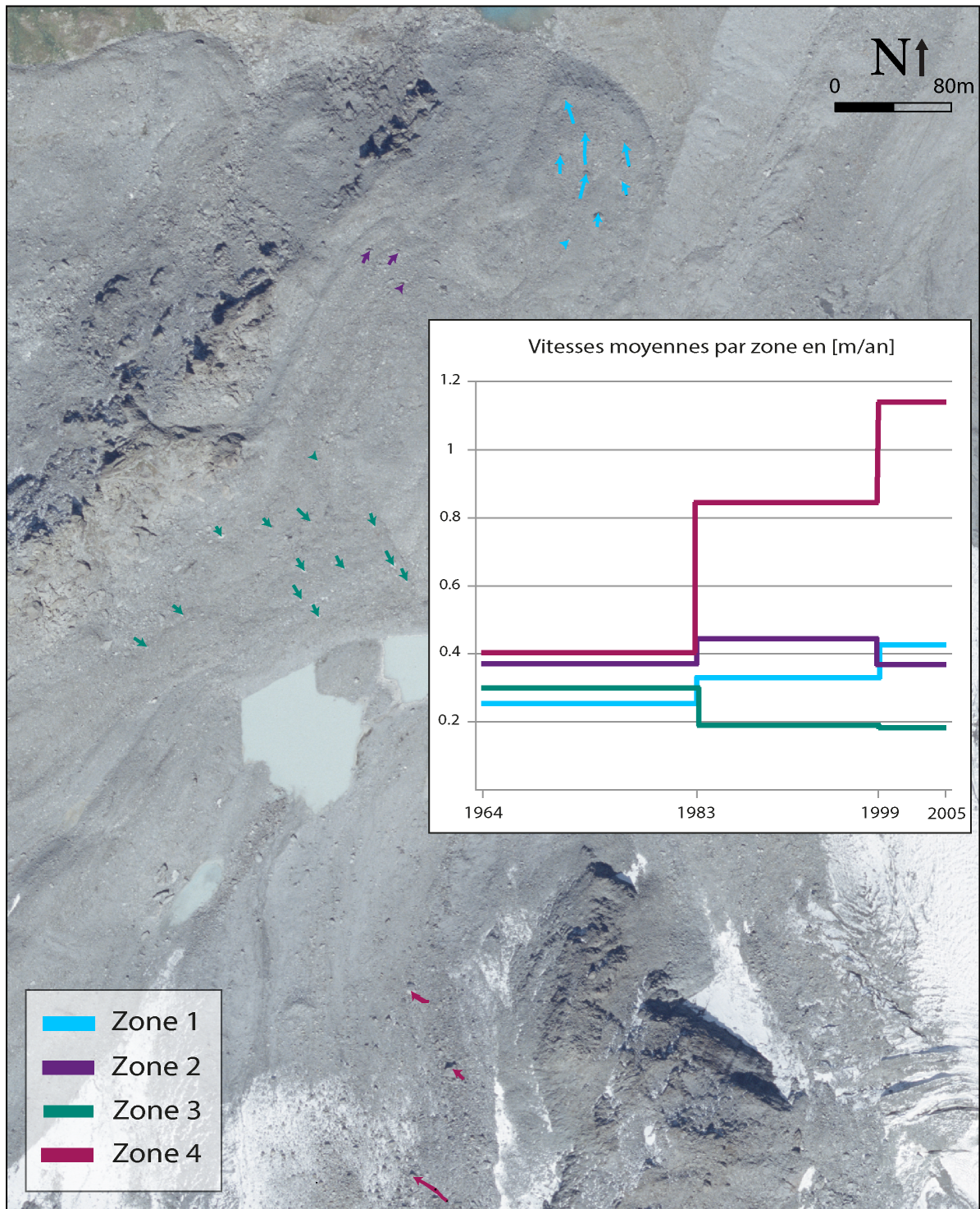


FIGURE 12 – Carte de l'évolution des vitesses moyennes entre 1964-1983, 1983-1999 et 1999-2005 par zone en [m/an], où les flèches représentent le trajet des blocs entre 1964 et 2005

4.2.3 Quantification des mouvements mesurés à la surface entre 1999 et 2005

Les orthophotos ont permis d'identifier des blocs pour quantifier les vitesses de déplacements, afin d'observer les zones en mouvement entre 1999 et 2005. D'un point de vue général, ces

secteurs sont tous situés en dessus de 2500 m d'altitude et représentent de petites surfaces concentrées dans des endroits spécifiques. L'ensemble du système glaciaire a été analysé et seulement certaines zones spécifiques n'ont pas été traitées. Ainsi, les vitesses des langues du glacier n'ont pas pu être identifiées en raison de la difficulté de trouver des blocs correspondants entre 1999 et 2005. La digitation Est de la langue principale fait exception à ce constat et les mouvements au sein de cette forme ont pu être mesurés. La figure 13 présente l'ensemble de ces résultats. Les deux zones les plus dynamiques se situent au niveau des glaciers couverts avec des mouvements compris entre 0.5 et 8 mètres par an. La densité du nombre de blocs identifiés sur la partie droite de la langue principale permet d'observer une diminution de la vitesse de l'amont vers l'aval ainsi qu'en bordure Est et Ouest de cette forme. Deux autres secteurs présents en marge des moraines du PAG se caractérisent par des vitesses plus faibles de 0.05 à 2 mètres par an. Les vitesses maximales sont enregistrées à l'amont des fronts de ces deux glaciers rocheux et témoignent de leur activité. La partie localisée au Nord-Ouest des trois petits lacs observe des mouvements plus faibles de 0.05 à 0.5 mètres par an. Suite au retrait du glacier, les sédiments s'écoulent en direction du centre de la marge proglaciaire. Ce processus appelé rétro-fluage génère un déplacement des sédiments en direction de la pente suite à la déformation de la glace intersticielle présente à l'intérieur de ces dépôts.

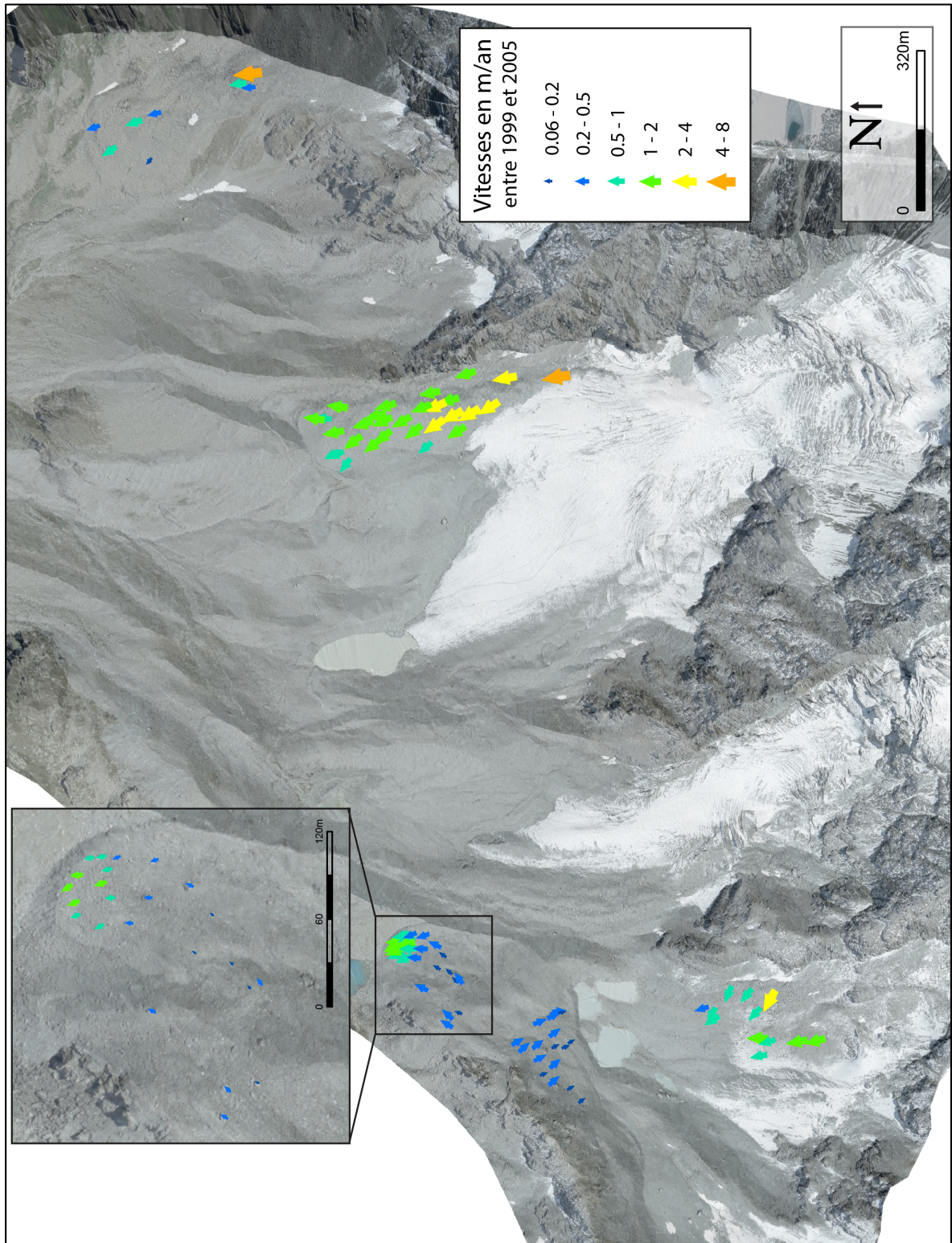


FIGURE 13 – Carte des vitesses de déplacement en [m/an] pour la période 1999 - 2005

5 Discussion

5.1 Caractérisation et répartition actuelle de la glace de sous-sol

Au travers de l'analyse des résultats des tomographies électriques et de la photogrammétrie d'archives aériennes, la caractérisation et la répartition actuelle de la glace de sous-sol peuvent être dressées de manière relativement précises pour l'ensemble du système glaciaire. En effet, les différences de hauteur mesurées associées aux résistivités électriques calculées permettent d'établir une carte de synthèse qui met en évidence les zones englacées et la nature de la glace correspondante (cf. fig. 14).

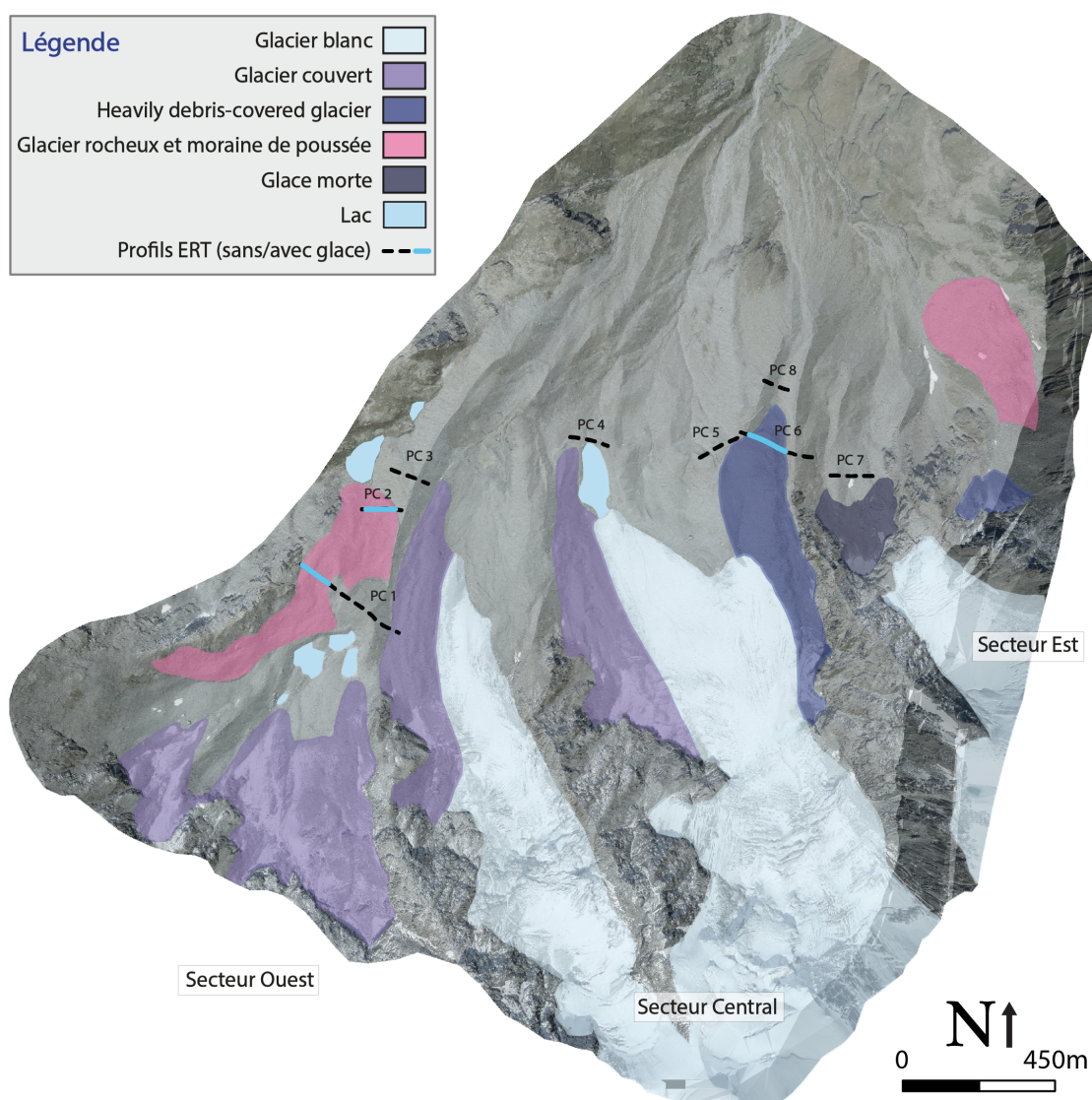


FIGURE 14 – Carte de la répartition actuelle de la glace de sous-sol

L'analyse de la carte de synthèse de la répartition actuelle de la glace (cf. fig. 14) permet de constater que la majeure partie de la marge proglaciaire du Petit Combin ne contient pas de

glace dans le sous-sol. Celle-ci est majoritairement présente en bordure Est et Ouest du système glaciaire (Kneisel et Kääh, 2007 ; Reynard et al. 2003). Cette caractéristique a également été observée dans d'autres systèmes glaciaires comme au glacier d'Aget dans le val de Bagnes et au glacier de Muragl dans la région de St-Moritz en Haute-Engadine. Cette spécificité est grandement liée aux fluctuations holocéniques des glaciers, à la dynamique glaciaire et au régime thermique des glaciers. Au delà des facteurs topoclimatiques et de la couverture sédimentaire, ces éléments constituent les trois facteurs principaux qui permettent d'expliquer la répartition actuelle de la glace de sous-sol (Kneisel, 2003). Afin de décrire la situation actuelle, le système glaciaire est décomposé en trois secteurs principaux :

Le secteur central

La partie centrale est caractérisée par l'absence de glace de sous-sol à l'aval des langues glaciaires. Cette situation est liée au fait que ce secteur de la marge proglaciaire a été recouvert par le glacier à différentes reprises durant les récurrences glaciaires de l'Holocène (Ivy-Ochs, 2009). De plus, les moraines flûtées visibles dans les zones désenglacées permettent de penser qu'à ces altitudes le régime thermique du glacier était tempéré (Delaloye, 2004) (cf. fig. 15). La probabilité de trouver de la glace en-dessous d'un glacier tempéré est faible en raison du glissement basal et de l'eau présente à l'interface entre le substratum et la glace. Ces observations sont appuyées par les tomographies électriques qui ont montré qu'il n'y a pas de glace de sous-sol dans ce secteur central à l'exception de petits noyaux de glace morte enterrée résultant de la fonte différentielle du glacier.

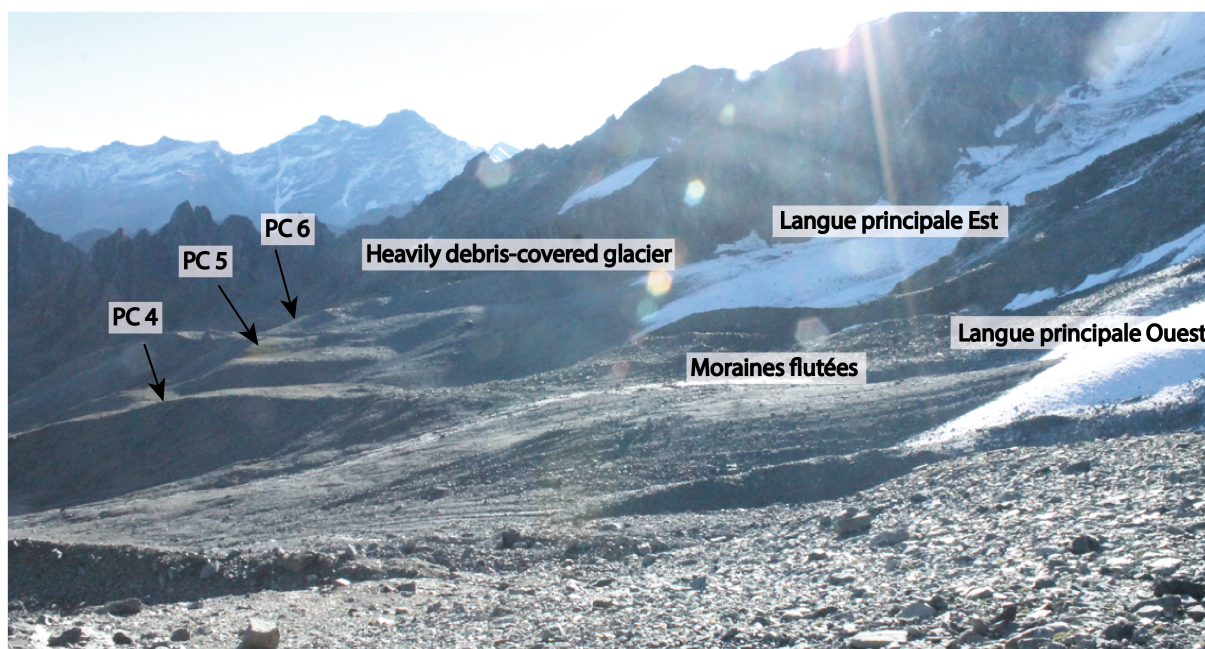


FIGURE 15 – Photographie des moraines flûtées de la zone centrale à l'aval des deux langues principales du glacier

Le secteur Est

Ce secteur marginal se compose de la langue secondaire Est du glacier du Petit Combin, d'un glacieret situé à l'est de cette langue ainsi que d'un glacier rocheux. Le glacier secondaire Est est caractérisé par un bassin d'accumulation relativement petit et une paroi rocheuse située en aval du front actuel. La photogrammétrie d'archives aériennes met en évidence la déconnexion progressive de la glace présente à l'aval de cet escarpement rocheux depuis 1964. La figure 11 montre qu'en 2005 la glace morte était encore présente à la hauteur du profil 7 (cf. fig. 8). La tomographie a permis de constater qu'en 2014, cette glace a disparu mais que celle-ci est encore certainement présente à l'aval de l'escarpement. En 2005, le névé situé à l'Est de cette langue témoigne que ce secteur était recouvert d'une petite langue glaciaire qui s'écoulait en direction du Nord Nord-Est. L'analyse de cette zone et les différents fronts du glacier rocheux présents à l'aval témoignent de plusieurs stades d'avancées glaciaires. Les travaux d'Ackert (1998), de Shroder et al. (2010) et plus récemment de Seppi et al. (2015) ont démontré que les processus glaciaires et périglaciaires ont pu se succéder au cours des fluctuations holocéniques. Selon le modèle d'Ackert (1998) développé pour le glacier de Galena Creek au Wyoming, cette zone aurait vu alterner la présence d'un *heavily debris-covered glacier* et d'un glacier rocheux (cf. fig. 16-17). Cette hypothèse s'appuie sur la présence d'une succession de divers fronts observés sur le glacier rocheux. Ainsi, ce glacier rocheux se serait formé par la transformation progressive de la partie frontale du *heavily debris-covered glacier* en glacier rocheux.

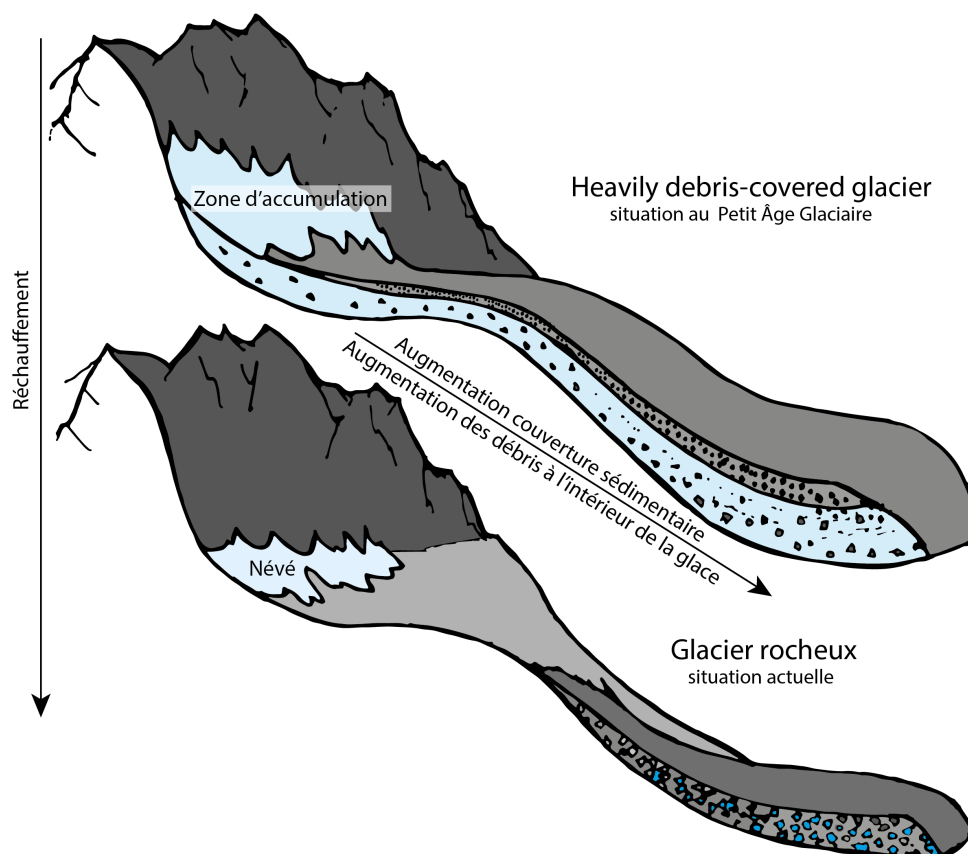


FIGURE 16 – Evolution d'un *heavily debri-covered glacier* en glacier rocheux

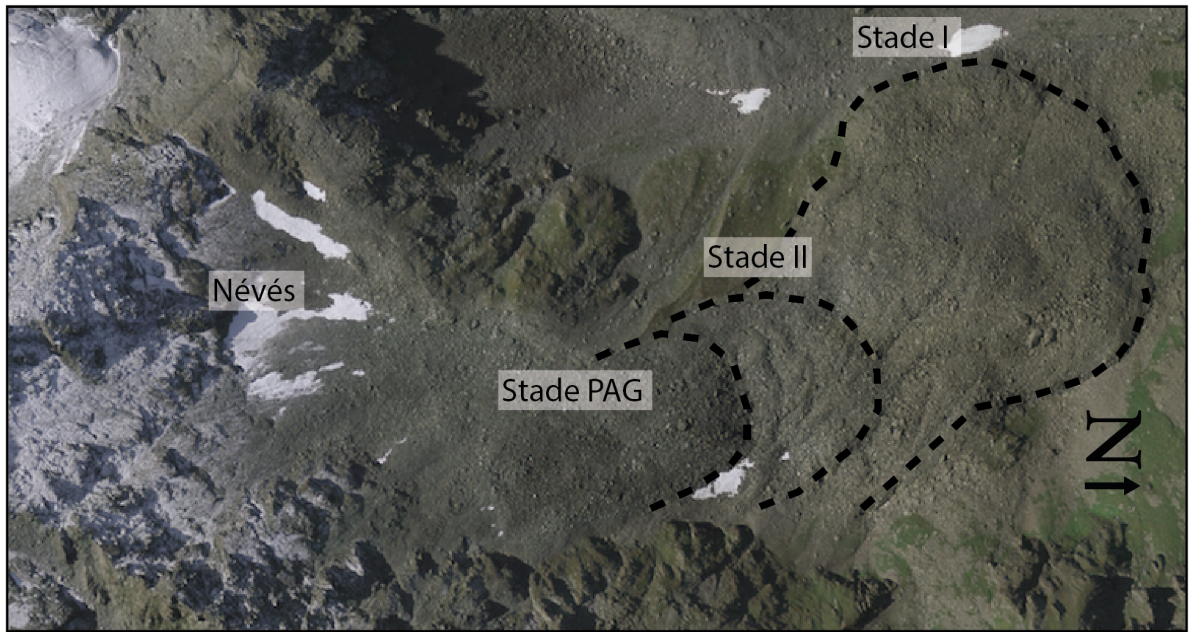


FIGURE 17 – Fronts du glacier rocheux en fonction des stades de formation (Swisstopo, 2015)

Le secteur Ouest

La zone marginale Ouest se trouve également à l'interface des processus glaciaires et périglaciaires. Les moraines de poussées localisées en bordure Ouest et la glace interstitielle présente dans la partie inférieure sont les témoins de ces interactions. À l'amont, ce secteur se caractérise par la présence d'un cirque glaciaire, où un petit glacier couvert subsiste dans la partie Est. À l'aval de celui-ci, quatre petits lacs proglaciaires se sont formés à l'intérieur d'un surcreusement glaciaire. Dans la partie inférieure, un glacier rocheux actif prend racine dans la moraine frontale de la langue secondaire Ouest. À l'image des observations faites dans le secteur marginal Est, cette portion a vraisemblablement été recouverte d'un glacier couvert lors des périodes de récurrence glaciaire et d'un glacier rocheux lors des phases inter-glaciaires. Les dépôts morainiques flûtés situés à l'amont des lacs révèlent une dynamique glaciaire importante et un glacier probablement tempéré. La glace interstitielle mesurée à l'aide de la géoélectrique à l'aval des lacs laisse supposer qu'à cette altitude, au Petit Âge Glaciaire, le glacier était froid. Ces observations permettent de déduire que ce glacier était polythermique. Ce type d'état thermique des glaciers est fréquemment observé à l'intérieur de la ceinture du permafrost alpin (Bosson et al. 2014 ; Kneisel et Käab, 2007). Ce phénomène d'inversion thermique de la glace caractérisé par des températures plus froides à l'aval qu'à l'amont est lié au dégagement de chaleur latente produit par le regel de l'eau de fonte dans le secteur d'accumulation, alors que dans la zone d'ablation l'eau est évacuée avec les écoulements (Gilbert, 2012 ; Etzelmüller et Hagen, 2007). Le régime thermique du glacier associé aux fluctuations holocéniques sont les deux facteurs importants qui permettent d'expliquer la présence de glace à l'Ouest du système glaciaire du Petit Combin. Dans le premier cas, la glace a été repoussée en bordure Ouest des lacs sous la forme de moraines de poussées qui sont actuellement en

cours de rééquilibrage caractérisé par le rétro-fluage en direction de l'intérieur de la marge proglaciaire (cf. fig. 18). Dans le deuxième, les moraines de poussées se trouvent à l'aval des premières et peuvent être qualifiées de latéro-frontales. Cette localisation marginale de la glace de sous-sol a également été observée au glacier d'Aget situé à 1.2 kilomètres de cette zone avec un schéma d'organisation relativement semblable (Reynard et al. 2003).

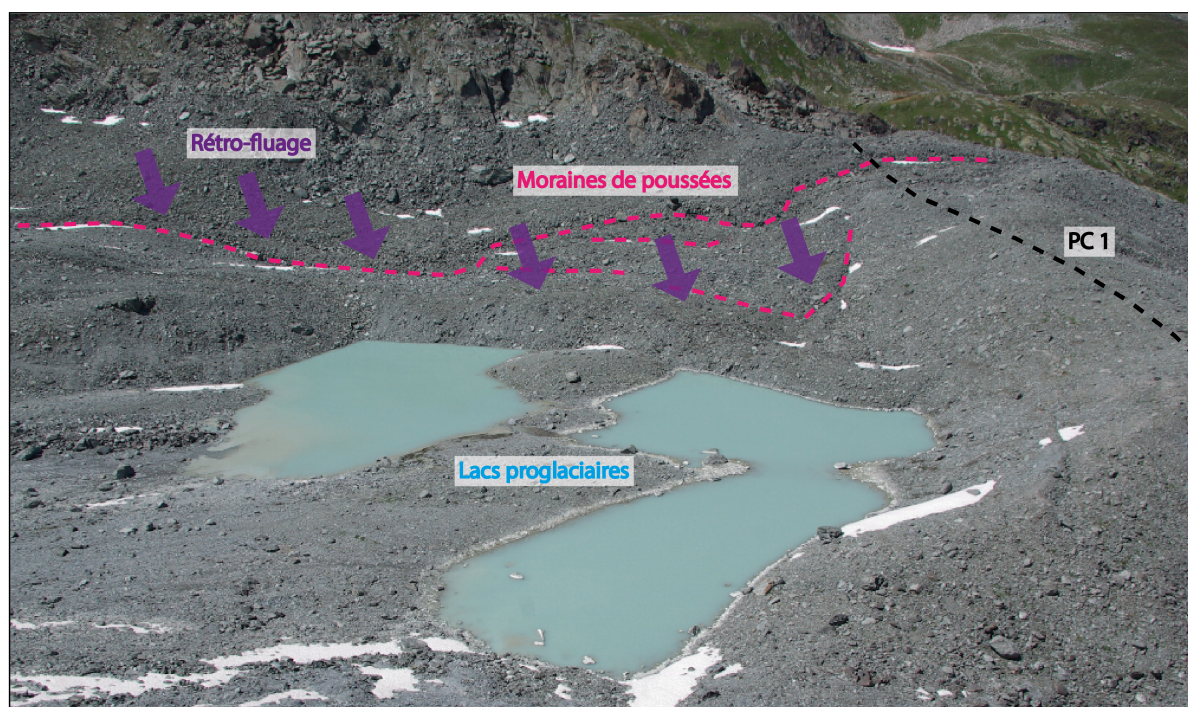


FIGURE 18 – Moraines de poussées et lacs proglaciaires du secteur Ouest (FJ. Baillifard, 2014)

5.2 Dynamiques et réactions du système glaciaire du Petit Combin face au forçage climatique récent

La dynamique au sein du système glaciaire est intimement liée à la présence d'eau et de glace (Bosson et al. 2014 ; Otto et al. 2009 ; Copland, 2011). La répartition des mouvements verticaux et horizontaux ont mis en évidence l'importance du rôle de ces deux composantes sur l'évolution de ces environnements de haute montagne. Dans ce sens, la photogrammétrie d'archives aériennes a permis de souligner l'hétérogénéité des réponses des différentes formes géomorphologiques telles que les glaciers blancs, les glaciers couverts, les *heavily debris-covered glacier*, les glaciers rocheux, les moraines de poussées et les accumulations morainiques sans glace. La diversité de ces réactions est régie par quatre facteurs de contrôle principaux : la topographie, le climat, la dynamique et le régime thermique du glacier ainsi que la couverture sédimentaire. Certains auteurs (Benn et al. 2003 ; Bosson et Lambiel, in review) ont souligné l'importance du rôle d'une couche de débris sur la fonte de la glace située en dessous. Dans ce sens, les réactions du système glaciaire du Petit Combin entre 1964 et 2005 vont être traitées par formes géomorphologiques en fonction de leur couverture sédimentaire (cf. fig. 19) :

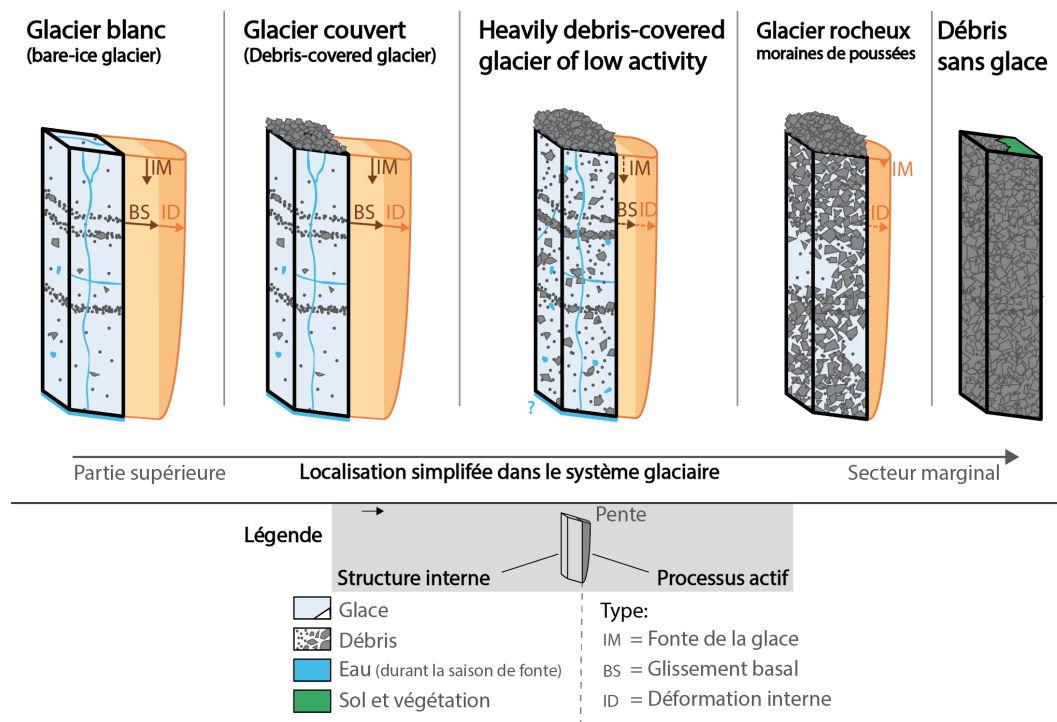


FIGURE 19 – Nomenclature schématique des formes glaciaires en fonction de la quantité de débris (adapté d'après Bosson et Lambiel, in review)

Les glaciers blancs, les glaciers couverts et les heavily debris-covered glacier

Les deux langues principales du glacier du Petit Combin peuvent être considérées en tant que glacier blanc dans leur partie centrale. Leur évolution depuis le milieu du 20ème siècle montre une augmentation de la hauteur de glace entre 1964 et 1983. Cette augmentation particulièrement visible sur leurs fronts est liée au dépôts de neige par les avalanches sur ce secteur plat ainsi qu'au flux glaciaire qui participe au transfert des masses accumulées à l'amont en direction des fronts du glacier. Entre 1983 et 1999, les pertes de hauteur maximales sont enregistrées sur les parties frontales du glacier. Durant la période 1999 et 2005, les variations de hauteur négatives s'homogénéisent sur l'ensemble des langues glaciaires et à toutes les altitudes. La langue secondaire Est peut également être considérée comme un glacier blanc et son évolution est semblable aux deux langues principales. Cependant, la photogrammétrie révèle la déconnexion progressive de sa partie aval (cf. fig. 11). La fonte des glaciers qui s'est accélérée depuis le début des années 1980 a été soulignée dans de nombreuses études et elle caractérise la réponse des glaciers alpins face à la hausse récente des températures (Fischer et al. 2014 ; Huss et al. 2010 ; Prudent et al. 2008).

Les glaciers couverts font référence aux secteurs des langues glaciaires qui sont recouverts d'une couche de débris supérieure à quelques centimètres. Ces zones sont visibles sur les parties marginales inférieures des deux langues principales du glacier ainsi que dans la partie Ouest. Elles révèlent une évolution contrastée en comparaison aux portions de glacier blanc. Ces secteurs enregistrent des pertes de hauteur plus faibles de 1983 à 2005. Ces observations

sont liées aux propriétés isolantes de la couverture sédimentaire. Cette capacité a été quantifiée sur les fronts des deux langues principales. Ainsi, pour des conditions topo-climatiques et de dynamique glaciaire proches, la perte de hauteur enregistrée entre 1999 et 2005 est réduite de près de 50 % pour la langue principale Ouest et de 43 % pour la langue principale Est. Ces résultats corroborent les observations et les taux calculés sur d'autres glaciers localisés sous diverses latitudes tels que le glacier du Miage dans le massif du Mont Blanc (Brock et al. 2010), le glacier du Pasterze en Autriche avec des réductions comprises entre 30 et 35 % (Kellerer-Pirklbauer et al. 2008), le glacier du Khumbu en Himalaya avec un taux de 40 % (Takeuchi et al. 2000), le glacier du Belvédère au Mont Rose et le glacier du Larsbreen dans les Svalbard en Norvège (Nicholson et Benn, 2006). Les valeurs obtenues au Petit Combin sont légèrement supérieures à celles évoquées dans la littérature. Ces différences peuvent être liées à divers facteurs tels que la micro-topographie locale, la taille des blocs, l'épaisseur de la couche et la géologie (cf. tab. 7).

		perte de hauteur moyenne		
		absolue en [m]	en [m/an]	
Langue principale Ouest	couv.	3.92	0.65	
	sans	7.82	1.30	
Langue principale Est	couv.	6.12	1.02	
	sans	10.68	1.78	
<i>Heavily debris-covered glacier</i> Est		couv.	3.53	0.59

Tableau 7 – Résultats de la hauteur de fonte du glacier en fonction de la présence ou non de couverture sédimentaire entre 1999 et 2005 et par secteurs

Les *heavily debris-covered glacier* sont caractérisés par une couverture sédimentaire importante et par la présence de débris intercalés à l'intérieur de la glace. Ces spécificités influencent considérablement leur réaction à la hausse des températures. À l'image des glaciers couverts, leur réponse face au forçage climatique semble se découpler (Bosson et Lambiel, in review). En effet, la position de leur front ne varie quasiment pas sur l'ensemble de la période d'étude qui s'étend de 1964 à 2005. Depuis le début de l'augmentation rapide des températures amorcée au début des années 1980, les pertes de hauteur enregistrées sont nettement plus faibles que celles mesurées sur les glaciers blancs (cf. tab. 7). Les pertes moyennes de hauteur sur ce secteur sont réduites de 77 % par rapport au glacier blanc juxtaposé qui possède des conditions topo-climatiques proches. Les tomographies réalisées sur la partie frontale de la digitaion Est de la langue principale Est (inférieure à 300 kΩm, PC 6) montrent des résistivités inférieures aux valeurs obtenues sur la partie couverte de langue principale Ouest (supérieure 2'500 kΩm, PC 1). Ces résultats suggèrent que ce secteur contient une quantité relativement importante de débris incrustés à l'intérieur de la glace sédimentaire. Les valeurs des déplacements verticaux et horizontaux calculées pour la période 1999-2005 sont nettement plus élevées que les mouvements observés par Bosson et Lambiel (in review). Selon ces auteurs, les *heavily debris-covered glacier* enregistrent des pertes verticales moyennes de 0.18 [m/an] et des vitesses horizontales moyennes de 0.12 [m/an]. Dans le cas du Petit Combin, ces mouvements

sont respectivement de 0.59 [m/an] et de 1.69 [m/an]. Ces différences peuvent être expliquées par plusieurs facteurs tels que :

- la hauteur de glace qui est plus épaisse au Petit Combin engendre une déformation interne plus grande, ce qui génère des déplacements horizontaux plus importants.
- la connexion avec le glacier blanc ; dans le cas de cette étude le *heavily debris-covered glacier* et le glacier sont encore connectés, alors que dans le cas de Bosson et Lambiel, il y a un découplage entre ces deux entités. Cette particularité favorise les déplacements horizontaux dans le cas du Petit Combin.
- l'état thermique du glacier et la présence d'eau à l'interface entre la glace et le substratum.
- la pente.

Une étude récente souligne une dynamique et une évolution similaires de ce type de glacier observé dans les Andes centrales chiliennes avec le glacier du Presenteseracae (Monnier et Kinnard, 2015). Etant donné le caractère qualitatif de cette étude, les valeurs des vitesses verticales et horizontales n'ont pas pu être comparées. Néanmoins, cet article permet de constater que les réponses au forçage climatique récent semblent coïncider sous d'autres latitudes.

Les glaciers rocheux et les moraines de poussées

Les glaciers rocheux sont caractérisés par la sur-saturation en glace de matériaux non consolidés dans un corps de pergélisol (Delaloye, 2004). Cette glace intersticielle peut provenir de glace sédimentaire ou de glace de congélation. Les avancées glaciaires ont parfois remobilisé et déformé les glaciers rocheux en créant des moraines de poussées. Localisés en bordure Est et Ouest du système glaciaire, ces débris gelés ont une réaction contrastée face à l'augmentation des températures. En effet, les pertes maximum de hauteur mesurées sur le glacier rocheux Ouest avoisinent les 0.6 [m/an] entre 1999 et 2005. Les moraines de poussées Ouest et le glacier rocheux Est enregistrent des variations verticales inférieures au seuil de détection des MNTs. Au niveau des déplacements moyens horizontaux, le glacier rocheux Ouest a une vitesse moyenne de 0.52 [m/an] et le glacier rocheux Est de 0.23 [m/an]. Les moraines de poussées Ouest rétro-fluent en direction de l'intérieur de la marge proglaciaire à une vitesse moyenne de 0.21 [m/an]. Ces valeurs correspondent aux ordres de grandeur mentionnés par Bosson et Lambiel (in review) à l'exception du glacier rocheux Ouest. Celui-ci est caractérisé par des mouvements deux fois supérieurs qui sont certainement liés à l'importante quantité de glace présente à l'intérieur de cette forme. Ces débris gelés ont des réactions contrastées face à l'augmentation des températures. En effet, l'analyse des vitesses sur la période 1964-2005 montre une très faible diminution pour les moraines de poussées alors que le glacier rocheux s'accélère légèrement. Cette particularité du glacier rocheux Ouest a été mise en évidence dans les études récentes de Delaloye et al. (2010), ainsi que Roer et al. (2008) qui démontrent une hausse de la cinématique de ces formes depuis les années 1980 dans les Alpes.

Les dépôts morainiques non-englacés représentent une part importante de la surface totale du système glaciaire (Reynard et al. 2003). Ces débris apparaissent au fur et à mesure du recul du front des glaciers tempérés. Ces secteurs récemment désenglacés sont parfois caractérisés par des processus de rééquilibrage qui peuvent atteindre des pertes de hauteur d'environ 0.3 [m/an]. Ces mouvements gravitaires post-glaciaires peuvent être observés durant la période 1983-1999 sur les moraines du PAG situées à l'aval du front de la digitation Est de la langue principale Est (cf. fig. 11). Les autres mouvements présents dans ces zones de dépôt sont causés par des processus fluviaux (Carrivick et al. 2013). Les nombreux chenaux et levées visibles dans la marge proglaciaire sont les témoins de l'activité torrentielle. Cependant, les mouvements associés ne sont pas perceptibles par la photographie d'archives aériennes qui n'offrent pas une résolution suffisante ; à l'exception de la zone de départ de lave torrentielle située à 90 m sur le profil numéro 5 (cf. fig. 8). Ces accumulations morainiques sans glace sont caractérisées par leur relative stabilité et par des mouvements localisés sur de petites sections tels que les chenaux ou les glissements de terrain (Schrott et al. 2006).

6 Synthèse et conclusion

L'analyse conjointe des résultats de la tomographie des résistivités électriques et de la photogrammétrie d'archives aériennes a permis de décrire la situation actuelle ainsi que de caractériser l'évolution du système glaciaire depuis 1964. Le secteur du Petit Combin a la spécificité d'être séparé en plusieurs vallons qui peuvent être traités en sous-systèmes. Les caractéristiques intrinsèques de ces secteurs sont à l'origine d'une multitude de formes et de processus géomorphologiques qui réagissent de manières différentes face à l'augmentation des températures. Situé à l'intérieur de la ceinture du permafrost alpin, le système glaciaire du Petit Combin se trouve au centre des interactions entre les domaines glaciaires et périglaciaires. Les formes liées à la coexistence de ces domaines sont les témoins des pulses glaciaires de l'holocène qui ont participé à construire le système actuel. Ces deux méthodes géophysiques ont contribué à identifier les facteurs de contrôles principaux pour expliquer la répartition actuelle de la glace et pour comprendre ses transformations récentes.

La localisation actuelle de la glace de sous-sol à l'intérieur du système glaciaire du Petit Combin est intimement liée aux fluctuations du front des glaciers durant l'Holocène ainsi qu'aux régimes thermiques des langues du glacier. Ces paramètres sont les deux facteurs principaux qui sont responsables de l'hétérogénéité de la répartition actuelle. Au cours des périodes de récurrence glaciaire, la marge proglaciaire a été recouverte de glace à de nombreuses reprises. Ces avancées ont non seulement contribué à créer d'importants complexes morainiques, mais elles ont également participé à restructurer les secteurs englacés. Dans certains cas, les avancées glaciaires sont venues repousser les matériaux englacés non consolidés en marge du système

glaciaire et former des moraines de poussées. Dans la majorité des cas, les langues glaciaires sont venu recouvrir la glace de sous-sol et ont généralement provoqué leur fonte ; à l'exception de quelques zones frontales où la glace a parfois été préservée. Cette ablation sous-glaciaire est intimement liée au régime thermique du glacier et n'est effective que lorsque le glacier est tempéré. Ces deux facteurs principaux permettent de comprendre la localisation marginale de la glace et sa faible répartition spatiale. Cependant, d'autres facteurs conditionnent considérablement sa présence tels que le climat, la topographie et la couverture sédimentaire.

Au sein du système glaciaire du Petit Combin, la glace et l'eau sont à l'origine des mouvements verticaux et horizontaux mesurés à l'aide de la photogrammétrie. Associées à la pente, ces deux composantes participent au transfert sédimentaire de l'amont vers l'aval dont l'intensité varie fortement en fonction de l'inter-connectivité des secteurs actifs (Micheletti et al. in review). L'évolution récente de ces mouvements se caractérise par des réponses contrastées. La diversité de ces réactions est principalement liée à la présence d'une couverture sédimentaire. Une couche de débris dépassant quelques centimètres permet d'isoler la glace située en dessous et de réduire considérablement les pertes de hauteur. Les résultats ont montré qu'une couverture sédimentaire suffisante permet de diminuer les pertes de hauteur de 43 % à 50 % et que ces valeurs peuvent atteindre 70% pour une épaisse couverture (*heavily debris-covered glacier*). Dans le cas où la couche de débris ne dépasse pas les quelques centimètres d'épaisseur, la fonte de la glace est accentuée par la diminution de l'albedo. L'eau joue un rôle prépondérant dans la dynamique des systèmes glaciaires puisqu'elle augmente les vitesses horizontales de déplacements. Cette augmentation est liée à la quantité d'eau contenue à l'intérieur de la glace favorisant les processus de déformation interne et à la présence d'eau entre le sous-bassement et la glace générant une baisse de la contrainte de cisaillement qui facilite la mise en mouvement (Bosson et Lambiel, in review). L'eau est au coeur des processus fluviatiles qui sont les principaux responsables du transfert sédimentaire du pied des glaciers au bas de la marge proglaciaire (Carrivick et al. 2013). Cependant, cette étude n'a pas permis de quantifier ces mouvements à cause de leur faible amplitude verticale ou au contraire de leur trop forte amplitude horizontale.

La proportion de glace recouverte par une couche de sédiments augmente et cette progression devrait se poursuivre en raison de l'augmentation de la production de débris (Kellerer-Pirklbauer et al. 2008, Paul et al. 2004). Ce constat a une influence considérable sur l'évolution future des glaciers. Dans ce sens, les surfaces englacées devraient subsister plus longtemps grâce aux capacités isolantes de la couverture sédimentaire et se découpler peu à peu de la hausse des températures. Ces réactions sont cruciales dans la gestion future des approvisionnements en eau ainsi que dans le domaine de l'hydro-électricité. De plus, la caractérisation et la compréhension des réponses des systèmes glaciaires situés dans le domaine périglaciaire alpin sont nécessaires pour améliorer la gestion des risques de ces environnements qui peuvent avoir un impact sur les habitations situées à l'aval (Benn et al. 2012).

Troisième partie

Conclusion générale

Les systèmes glaciaires et le forçage climatique récent

Les systèmes glaciaires de haute montagne situés à l'intérieur du domaine périglaciaire alpin offrent une importante diversité de formes et de processus géomorphologiques. Leurs réponses face au forçage climatique récent contrastent fortement à cause de deux facteurs principaux : la quantité d'eau et de glace, ainsi que la couverture de débris. Ces réactions sont analysées en fonction des trois composantes principales des systèmes glaciaires :

Les glaciers

Le glacier du Petit Combin a la particularité d'être divisé en cinq langues dont le volume, la pente, le bassin d'accumulation et la couverture sédimentaire varient fortement. Ces spécificités montrent des dissimilarités dans leur comportement face à l'augmentation des températures enregistrées depuis 1850. Cependant, d'un point de vue général, ce glacier présente une évolution similaire aux glaciers suisses caractérisée par une perte massive du volume de glace depuis plus de 150 ans. La brève pulse glaciaire de la fin des années 1970 a également pu être mise en avant avec un gain de volume de 4'688'150 m³. L'intensification de l'ablation observée depuis le milieu des années 1980 a été mesurée de manière analogue sur le glacier du Petit Combin. Néanmoins, certains secteurs se démarquent par une réaction contrastée à cette hausse récente des températures. En effet, la présence d'une couche de débris suffisante a permis à quelques portions du glacier de mieux résister à ces changements. Ce découplage a été souligné sur de nombreux glaciers-couverts en Suisse et dans le monde.

Les marges proglaciaires

La marge proglaciaire du Petit Combin a vu sa surface augmenter depuis la fin du Petit Âge Glaciaire. Le recul du front des langues glaciaires a mis à jour d'importantes quantités de sédiments. Généralement situés au-dessus de 2'400 mètres d'altitude, ces matériaux se trouvent à l'intérieur de la ceinture du permafrost. Cependant, les zones récemment désenglacées du Petit Combin ne contiennent pas de glace de sous-sol à l'exception de quelques secteurs marginaux. Cette observation s'explique par le régime thermique du glacier. Ces caractéristiques de la marge proglaciaire du Petit Combin ont été illustrées sous d'autres latitudes lors du recul de glaciers tempérés. L'analyse des mouvements verticaux et horizontaux a montré que la plupart

des surfaces sont relativement stables à part quelques zones affectées par des processus de rééquilibrage post-glaciaire et par des processus fluviatiles. Cet espace, situé au pied du glacier, a vu la formation de quatre petits lacs proglaciaires situés à l'intérieur de surcreusements glaciaires délimités par une accumulation morainique à l'aval. Les tomographies des résistivités électriques ont révélé que ces barrages diamictiques ne contiennent pas de glace. Ainsi, le risque de vidange associé à une rupture spontanée semble peu probable. Néanmoins, l'importante paroi englacée qui domine l'un d'entre eux pourrait, en cas de décrochement, provoquer une avalanche glaciaire qui serait susceptible d'atteindre ce plan d'eau et de se transformer en une coulée de débris. Dans la configuration actuelle de cette langue glaciaire, un tel évènement semble peu probable.

Les parois rocheuses

Le caractère accidenté et les fortes pentes des parois rocheuses ne permettent pas à la photogrammétrie d'archives aériennes d'identifier les mouvements de ce type de secteur. L'étude de cette composante des systèmes glaciaires peut tout de même être traitée sommairement à l'aide des photographies d'archives et des observations géomorphologiques. La présence de débris sur les diverses langues du glacier révèle que les processus gravitaires liés notamment à la gélifaction sont actifs. Leurs intensités et leurs fréquences ne peuvent pas être évaluées. Dans le contexte actuel de hausse des températures, l'importance de ces apports sédimentaires à la surface des glaciers occupe un rôle central dans la préservation de la glace.

Limites et perspectives

La combinaison des deux méthodes utilisées lors de ce mémoire a permis une analyse précise à une échelle temporelle et spatiale particulièrement adaptée à ce type d'étude. La tomographie des résistivités électriques est fréquemment utilisée pour reconstruire l'image en deux dimensions de la sub-surface de ce genre d'environnements. Son utilisation pour détecter la glace de sous-sol a particulièrement bien fonctionné malgré l'hétérogénéité des terrains prospectés. Le temps nécessaire à l'acquisition de ces données est relativement long et quelques profils supplémentaires auraient permis d'approfondir les connaissances de certaines zones stratégiques. La réalisation d'une tomographie sur le glacier rocheux situé à l'Est serait souhaitable pour évaluer la quantité de glace présente dans cette forme. De même, la prospection de la digitation Est de la langue principale Est avec un profil en long aurait participé à illustrer l'évolution de la quantité de matériaux incorporés dans le glacier de l'amont vers l'aval. La photogrammétrie d'archives aériennes représente l'unique moyen de pouvoir reconstituer avec précision l'évolution du système glaciaire depuis 1964. Ce secteur du Petit Combin a pu être investigué dans sa quasi totalité à l'exception de la partie sommitale du glacier. La principale lacune de ce

mémoire réside dans le manque de photographies aériennes récentes qui auraient permis de caractériser les dix dernières années.

Dans le but d'améliorer la connaissance des systèmes glaciaires de haute montagne situés dans le domaine périglaciaire alpin et dans une perspective de gestion des risques associés, plusieurs pistes sont envisageables :

- quantifier les flux glaciaires,
- quantifier les processus fluviaux et le transfert sédimentaire,
- estimer les volumes d'eau des lacs proglaciaires et modéliser les laves torrentielles associées à une vidange de ceux-ci,
- évaluer la production sédimentaire des parois rocheuses et la proportion de permafrost présent dans ces zones.

1 Bibliographie

- Ackert Jr, R. P. (1998). A rock glacier/debris-covered glacier system at Galena Creek, Absaroka Mountains, Wyoming. *Geografiska Annaler : Series A, Physical Geography*, 80(3-4), 267-276.
- Barboux, C., Delaloye, R., Lambiel, C., Strozzi, T., Collet, C. et Raetzo, H. (2012). Surveying the activity of permafrost landforms in the Valais Alps with InSAR. *Jahrestagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft*, 7-19.
- Beniston, M. (2005). Mountain Climates and Climatic Change : An Overview of Processes Focusing on the European Alps. *Pure and Applied Geophysics*, 162, 1587-1606.
- Benn, D. I., Kirkbride, M. P., Owen, L. A., et Brazier, V. (2003). Glaciated valley landsystems. *Glacial Landsystems*. Arnold, London, 372-406.
- Benn, D. I. , Bolch, 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.
- Bollschweiler, M. et Stoffel, M. (2010). Changes and trends in debris-flow frequency since ad 1850 : Results from the Swiss Alps. *The Holocene*, 20(6), 907-916.
- 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. , Lambiel, C. , Deline, P. , Bodin, X. , Schoeneich, P. , Baron, L. et Gardent, M. (2014). The influence of ground ice distribution on geomorphic dynamics since the Little Ice Age in proglacial areas of two cirque glacier systems. *Earth Surface Processes and Landforms* 40, 666-680.
- Bosson, J.-B. et Lambiel, C. (in review). Internal structure and current evolution of small debris-covered glacier systems located in alpine permafrost environments.
- Brock, B. W. , Mihalcea, C. , Kirkbride, M. P. , Diolaiuti, G. , Cutler, M. E. J. and Smiraglia, C. (2010). Meteorology and surface energy fluxes in the 2005–2007 ablation seasons at the Miage debris-covered glacier, Mont Blanc Massif, Italian Alps. *Journal Geophysical Research*, 115, D09106, doi :10.1029/2009JD013224.
- Caliskan, O. , Gürgen, G. , Yilmaz, E. et Yesilyurt, S. (2013). Debris-covered glaciers during glacial and interglacial periods on the Taurus Mountains (Turkey). *Procedia - Social and Behavioural Sciences* 120, 716 -721.
- Capt, M. , Bosson, J.-B. , Fischer, M. , Micheletti, N. , Lane, S.N. et Lambiel, C. (in review). Decadal evolution of a small heavily debris-covered Alpine glacier located in alpine permafrost environments.

- Carrivick, J. L. , Geilhausen, M. , Warburton, J. , Dickson, N. E. , Carver, S. J. , Evans, A. J. et Brown, L. E. (2013). Contemporary geomorphological activity throughout the proglacial area of an alpine catchment. *Geomorphology* 188 : 83–95. DOI. 10.1016/j.geomorph.2012.03.029
- Chandler, J. (1999). TECHNICAL COMMUNICATIONS-Effective Application of Automated Digital Photogrammetry for Geomorphological Research. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24(1), 51-64.
- Chiarle, M. , Iannotti, S. , Mortara, G. et Deline, P. (2007). Recent debris flow occurrences associated with glaciers in the Alps. *Global and Planetary Change*, 56, 123–136.
- Copland, L. (2011). Retreat/advance of glaciers. In Vijay P. Singh, Pratap Singh et Umesh K. Haritashya (Ed), *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers* (pp.934-939). Springer.
- Cossart, E. (2005). *Evolution géomorphologique du haut bassin durancien (Alpes du Sud, France) depuis la dernière glaciation*. Thèse de doctorat non publié. Université Denis Diderot-Paris7, France.
- 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., Lambiel, C., & Gärtner-Roer, I. (2010). Overview of rock glacier kinematics research in the Swiss Alps. *Geogr. Helv*, 65, 135-145.
- Deline, P. (2011). *Ecroulements rocheux et dégradation du permafrost en haute montagne. In Adaptation de la gestion des risques naturels face au changement climatique. Actes du séminaire international d'experts, Domancy (Haute-Savoie), 26 janvier 2011, (pp. 64-68). Laboratoire EDYTEM, CNRS/Université de Savoie*
- Deline, P., Gruber, S., Delaloye, R., Fischer, L., Geertsema, M., Giardino, M., ... & Schoeneich, P. (2014). Ice Loss and Slope Stability in High-Mountain Regions. *Snow and Ice-related Hazards, Risks and Disasters*. Elsevier pp. 521e562.
- Deluigi N., Lambiel C. (2013). The permafrost distribution map of the Bagnes valley (VS). 11th Swiss Geoscience Meeting, Lausanne 2013
- Etzelmüller B, Hagen J. O. (2005). Glacier–permafrost interaction in Arctic and alpine mountain environments with examples from southern Norway and Svalbard. *Cryospheric systems : Glaciers and Permafrost, Harris C, Murton JB (eds), Special publications 242. Geological Society : London*, 11–27.
- 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*, Vol. 46, No. 4, pp. 933–945

- Frey, H. , Haeberli, W. , Linsbauer, A. , Huggel, C. et Paul, F. (2010). A multi-level strategy for anticipating future glacier lake formation and associated hazard potentials. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 10, (2), 339-352.
- Geertsema, M. et Chiarle, M. (2013). Mass-Movement Causes : Glacier Thinning. In John F. Shroder (Editor-in-chief), Marston, R.A., and Stoffel, M. (Volume Editors), *Treatise on Geomorphology, Vol 7, Mountain and Hillslope Geomorphology*, p. 217-222.
- Gilbert, A., Vincent, C., Wagnon, P., Thibert, E., & Rabatel, A. (2012). The influence of snow cover thickness on the thermal regime of Tête Rousse Glacier (Mont Blanc range, 3200 m asl) : Consequences for outburst flood hazards and glacier response to climate change. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface* (2003–2012), 117(F4).
- Gruber, S. & Haeberli, W. (2009) : Mountain permafrost. In : Permafrost Soils, edited by : Margesin, R., *Biology Series* Vol. 16, Springer, 33–44, doi : 10.1007/978-3-540-69371-0_3.
- Gruber, S. et Haeberli, W. (2006). Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. *Journal of geophysical research*, 112.
- Haeberli, W. , Wegmann, M. et Vonder Mühll, D. (1997). Slope stability problems related to glacier shrinkage and permafrost degradation in the Alps. *Eclogae geol. Helv.* , 90, 407- 414.
- Haeberli, W. et Beniston, M. (1998). Climate Change and Its Impacts on Glaciers and Permafrost in the Alps. *Ambio*, 27(4), 258-265.
- Haeberli W. (2005). Investigating glacier–permafrost relationships in high-mountain areas : historical background, selected examples and research needs. In *Cryospheric Systems : Glaciers and Permafrost*, Harris C, Murton JB (eds), Special publications 242. Geological Society : London ; 29–37.
- Haeberli, W. , Hallet, B. , Arenson, L. , Elconin, R., Humlum, O. , Kaab, A. , Kaufmann, V. , Ladanyi, B. , Matsuoka, N. , Springman, S. et Muhll, D. V. (2006). Permafrost creep and rock glacier dynamics. *Permafrost and periglacial processes*, 17(3), 189-214.
- Haeberli, 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.
- Haemmig, C. , Huss, M. , Keusen, H. , Hess, J. , Wegmüller, U. , AO, Z. et Kulubayi, W. (2014). Hazard assessment of glacial lake outburst floods from Kyagar glacier, Karakoram mountains, China. *Annals of Glaciology*, (55)66, 34-44.
- Hambrey, M. J., Quincey, D. J., Glasser, N. F., Reynolds, J. M., Richardson, S. J., & Clemmens, S. (2008). Sedimentological, geomorphological and dynamic context of debris-mantled glaciers, Mount Everest (Sagarmatha) region, Nepal. *Quaternary Science Reviews*, 27(25), 2361-2389.

- Hauck, C. (2013). New Concepts in Geophysical Surveying and Data Interpretation for Permafrost Terrain. *Permafrost and periglacial processes*, 24, (2), 131-137.
- Hilbich, C., Marescot, L., Hauck, C., Loke, M. H., & Mäusbacher, R. (2009). Applicability of electrical resistivity tomography monitoring to coarse blocky and ice-rich permafrost landforms. *Permafrost and Periglacial Processes*, 20(3), 269-284.
- Huggel, C. , Fischer, L. , Schneider, D. et Haeberli, W. (2010). Research advances on climate-induced slope instability in glacier and permafrost high-mountain environments. *Geographica Helvetica*, 65, (2), 146-156.
- Huggel, C. , Clague, J. J. et Korup, O. (2011). Is climate change responsible for changing landslide activity in high mountains?. *Earth Surf. Process. Landforms*.
- Huss M, Hock R, Bauder A, Funk M. (2010). 100-year mass changes in the Swiss Alps linked to the Atlantic Multidecadal Oscillation. *Geophysical Research Letters* 37. DOI. 10.1029/2010GL042616
- Iturrizaga, L. (2013). Bent glacier tongues : A new look at Lliboutry's model of the evolution of the crooked Jatunraju Glacier (Parón Valley, Cordillera Blanca, Perú). *Geomorphology*, 198, 147-162.
- Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Reuther, A., Preusser, F., Heine, K., Maisch, M., Kubik, P. W. and Schlüchter, C. (2008). Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. *Journal of Quaternary Science*, 23(6-7), 559-573.
- Ivy-Ochs, S. , Kerschner, H. , Maisch, M. , Christl, M. , Kubik, P. et Schlüchter, C. (2009). Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. *Quaternary Science Reviews*, 28, 2137-2149.
- Kääb, A. , Huggel, C. , Fischer, L. , Guex, S. , 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 Science*, 5(4), 527-554.
- Kääb, A. , Reynolds, J. M. et Haeberli, W. (2005). Glacier and Permafrost Hazards in High Mountains. Global Change and Mountain Regions – A State of Knowledge Overview, *The Mountain Research Initiative*, Kluwer.
- Kellerer-Pirklbauer, A. , Lieb, G.K. , Avian, M. and 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.*, 90 A (4), 269–285.
- Kneisel, C. (2003). Permafrost in recently deglaciated glacier forefields-measurements and observations in the eastern Swiss Alps and northern Sweden. *Z. Geomorph. N. F.* 47 (3), 289-305.

- Kneisel, C. (2006). Assessment of subsurface lithology in mountain environments using 2D resistivity imaging. *Geomorphology*, 80(1), 32-44.
- Kneisel, C. & Kääh, A. (2007). Mountain permafrost dynamics within a recently exposed glacier forefield inferred by a combined geomorphological, geophysical and a photogrammetrical approach. *Earth Surface Processes and Landform* 32, 1797–1810.
- Kneisel, C. , Hauck, C. , Fortier, R. et Moorman, B. (2008). Advances in geophysical methods for permafrost investigations. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19, (2), 157-178.
- Korup, O. et tweed, F. (2007). Ice, moraine, and landslide dams in mountainous terrain. *Quaternary Science Reviews*, 26, 3406–3422.
- Kunetz, G. (1966). Principles of direct current resistivity prospecting. *Berlin/Nikolasse : Gebrüder-Bornträger*, 103.
- Lambiel, C. et Reynard, E. (2000). Cartographie de la distribution du pergélisol et datation des glaciers rocheux dans la région du Mont Gelé (Valais). *Physische Geographie*, 41, 91-103.
- Lambiel, C. (2006). *Le pergélisol dans les terrains sédimentaires à forte déclivité : distribution, régime thermique et instabilités*. Lausanne : Institut de Géographie de l'Université de Lausanne (IGUL).
- 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. et Murray Hicks, D. (2003). Estimation of erosion and deposition volumes in a large, gravel-bed, braided river using synoptic remote sensing. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28(3), 249-271.
- Lane, S. N. , Widdison, P. E. , Thomas, R. E. , Ashworth, P. J. , Best, J. L. , Lunt, I. A. , Sambrook Smith, G.H. 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.
- Le Nouvelliste, (2007, 7 février). Comme un geyser sur l'alpe. [Page Web]. Disponible sur : <http://www.nouveliste.ch/fr/> (consulté le 22.07.2015).
- Loke, M.H., 2012. Tutorial : 2-D and 3-D Electrical Imaging Surveys. *Geotomo Software*, Malaysia.
- Marescot, L. (2006). An introduction to electrical imaging. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.*, 90.1, 23-40.

MétéoSuisse, Office fédéral de météorologie et de climatologie (2015). Climat [Page Web]. Disponible sur : <http://www.meteosuisse.admin.ch/home/climat/> (consulté le 17.06.2015).

Micheletti, N. , Lambiel, C. et Lane, S. N. (in review). Investigating decadal scale geomorphic dynamics in an Alpine mountain setting. *Journal of Geophysical Research*.

Micheletti, N. , Lane, S. N. , & Chandler, J. H. (2015). Application of Archival Aerial Photogrammetry to Quantify Climate Forcing of Alpine Landscapes. *The Photogrammetric Record*.

Monnier, S., & Kinnard, C. (2015). Reconsidering the glacier to rock glacier transformation problem : New insights from the central Andes of Chile. *Geomorphology*, 238, 47-55.

Nicholson, L., & Benn, D. I. (2006). Calculating ice melt beneath a debris layer using meteorological data. *Journal of Glaciology*, 52(178), 463-470.

Nussbaumer, S. , Schaub, Y. , Huggel, C. and A. Walz, A. (2014). Risk estimation for future glacier lake outburst floods based on local land-use changes. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 14, 1611–1624.

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. DOI. 10.1002/ esp.1856

Paul, F. , Kääh, A. , Haeberli, W. (2007). Recent glacier changes in the Alps observed by satellite : consequences for future monitoring strategies. *Global and Planetary Change* 56, 111–122. DOI. 10.1016/j. gloplacha.2006.07.007

Paul, F. , Huggel, C. et Kääh, A. (2004). Combining satellite multispectral image data and a digital elevation model for mapping of debris-covered glaciers. *Remote Sensing of Environment* 89 (4), 510–518.

PermaNET (2012). *PermaNET Réseau d'observation du permafrost sur le long terme RAP-PORT DE SYNTHÈSE*. Klagenfurt : Auteur.

Prudent, G. , Haeberli, W. , Vincent, C. , Zemp, M. , Pelosini, R. et Loglisci, N. (2008, Juin). *Impacts du changement climatique sur les systèmes naturels Synthèse - Glaciers* [Page Web]. Disponible sur : http://www.risknat.org/projets/alpes-climat-risques/pages/docs/synthese_glaciers.pdf (consulté le 01.05.2014).

Prudent, G. , Vincent, C. , Vengeon, J-M. et Einhorn, B. (2008, Juin). *Observed and potential impacts of climate change on natural hazards Synthesis Glacial Hazards* [Page Web]. Disponible sur : <http://www.risknat.org/projets/alpes-climat-risques/pages/docs/synthesis%20glacial%20hazards.pdf> (consulté le 01.05.2014).

Prudent, G. , Gillet, M. , Vengeon, J-M. et Descotes-Genon, S. (2008). Changement climatiques dans les Alpes : Impacts et risques naturels [Page Web]. Disponible sur : <http://www.risknat.org/doc> (consulté le 01.05.2014).

Ravel, L. (2009). Evolution géomorphologique de la haute montagne alpine dans le contexte actuel de réchauffement climatique. *Cahiers de Géographie*. Neige et glace de montagne. Reconstitution, dynamique, pratiques. Collection Edytem, 8/2009.

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). *Swets & Zeitlinger*, 947-952.

Roer, I., Haeberli, W., Avian, M., Kaufmann, V., Delaloye, R., Lambiel, C., & Käab, A. (2008, June). Observations and considerations on destabilizing active rock glaciers in the European Alps. In Ninth International Conference on Permafrost (Vol. 2, pp. 1505-1510).

Rossier, A. (2011). *Précipitations extrêmes dans le val de Bagnes : occurrence et prévision*. Master non publié. Université de Lausanne, Faculté des géosciences et de l'environnement, Institut de géographie.

Sakai, A. , Nishimura, K. , Kadota, T. , Takeuchi, T. (2009). Onset of calving at supraglacial lakes on debris-covered glaciers of the Nepal Himalaya. *Journal of Glaciology* 55, (193), 909–917.

Scapozza, C. (2012). Stratigraphie, morphodynamique, paléoenvironnements des terrains sédimentaires à forte déclivité du domaine périglaciaire alpin. Thèse de doctorat non publiée. Université de Lausanne, Faculté des géosciences et de l'environnement, Institut de géographie, Lausanne, Suisse.

Schaub, Y. , Haeberli, W. , Huggel, C. , Künzler, M. and Bründl, M. (2013). Landslides and New Lakes in Deglaciating Areas : A Risk Management Framework. *Landslide Science and Practice*, 7, 31-38.

Scherler, D. , Bookhagen, B. , Strecker, M.R. (2011). Spatially variable response of Himalayan glaciers to climate change affected by debris cover. *Nature Geoscience* 4, 156–159. DOI. 10.1038/NGEO1068

Shroder, J. F. , Bishop, M. P. , Copland, L. et Sloan, V. F. (2010). Debris-covered glaciers and rockglaciers in the Nanga Parbat Himalaya Pakistan. *Geogr. Ann.* , 82 A (1) : 17-31.

Schrott, L., Götz, J., Geilhausen, M. et Morche, D. (2006). Spatial and temporal variability of sediment transfer and storage in an Alpine basin (Reintal valley, Bavarian Alps, Germany). *Geographica Helvetica*, 61, 191-199.

Spatial and temporal variability of sediment transfer and storage in an Alpine basin (Reintal valley, Bavarian Alps, Germany)Seiz, G. et Foppa, N. (2007). Système national d'observation

du climat (GCOS Suisse). *Publication de l'Office fédéral de météorologie et de climatologie MétéoSuisse et de ProClim*, 92, 54-57.

Société Suisse de Géomorphologie (SSGm) (2009, Août). *PERGELISOL* [Page Web]. Disponible sur : <http://www.unifr.ch/geoscience/geographie/ssgmfiches/pergelisol/pdf/3.1.6.pdf> (consulté le 01.05.2014).

Swisstopo (Office fédéral de topographie) (2015). Cartes de la Suisse [Page Web]. Disponible sur : <https://map.geo.admin.ch> (consulté le 16.06.2015).

Takeuchi, Y., Kayastha, R. B., et Nakawo, M. (2000). Characteristics of ablation and heat balance in debris-free and debris-covered areas on Khumbu Glacier, Nepal Himalayas, in the pre-monsoon season. *IAHS PUBLICATION*, 53-62.

Thompson, S., Benn, D.I., Dennis, K., Luckman, A. (2012). A rapidly growing morainedammed glacial lake on Ngozumpa Glacier, Nepal. *Geomorphology*, 75, 266–280.

Van Gorp, S. (2003). Identification et Utilisation des Réflecteurs Permanents en Interférométrie RADAR. *Rapport DEA*.

Villemin, T. (2009). Scannerisation laser et photogrammétrie : deux techniques complémentaires pour l'étude des risques naturels par télédétection rapprochée en haute montagne. *Revue XYZ*, 120, 40-44.

Westoby, M. J. , Brasington, J. , Glasser, N. F. , Hambrey, M. J. , & Reynolds, J. M. (2012). 'Structure-from-Motion' photogrammetry : A low-cost, effective tool for geoscience applications. *Geomorphology*, 179, 300-314.

WSL, Institut fédéral de recherches sur la forêt, la neige et le paysage (2010). Construire sur le pergélisol. Birmensdorf : Auteur.

Zemp, M. , Paul, F. , Hoelze, M. et Haeberli, W. (2008). Glacier Fluctuations in the European Alps, 1850–2000. An overview and a spatiotemporal analysis of available data. *Trends in natural landscapes*, 11, 152-167.