

Ce travail n'a pas été rédigé en vue d'une publication, d'une édition ou diffusion. Son format et tout ou partie de son contenu répondent donc à cet état de fait. Les contenus n'engagent pas l'Université de Lausanne. Ce travail n'en est pas moins soumis aux règles sur le droit d'auteur. A ce titre, les citations tirées du présent mémoire ne sont autorisées que dans la mesure où la source et le nom de l'auteur·e sont clairement cités. La loi fédérale sur le droit d'auteur est en outre applicable.

Remerciements

Ce travail n'aurait pas été possible sans l'aide précieuse de nombreuses personnes tout au long de ce projet et de mes années à l'Unil. En particulier, j'aimerais remercier :

- Le Dr. Christophe Lambiel, mon directeur de mémoire, pour m'avoir donné la chance de travailler à ses côtés, pour m'avoir transmis sa passion des environnements périglaciaires alpins, pour sa grande disponibilité et ses précieux conseils
- Le Prof. Stuart Lane, pour avoir accepté d'expertiser ce mémoire
- Le Dr. Ludovic Ravanel, pour son intérêt quant à ce projet, ses conseils et sa relecture attentive
- Le Dr. Florence Magnin, pour son intérêt et son aide quant au processus de modélisation
- Le doctorant Sebastian Viverò, pour sa grande disponibilité, son aide sur le terrain et ses nombreux conseils avisés quant au traitement de mes données
- Le doctorant Pierre-Allain Duvillard, pour son aide sur le terrain, son vif intérêt pour mon travail, ses conseils et son aide à distance
- Le Dr. Jean-Michel Fallot, pour ses conseils climatologiques
- Téléverbier SA, pour la gratuité accordée sur leurs remontées mécaniques et leur intérêt pour cette recherche
- Mon collègue et ami Anthoni Barbe, pour son aide sur le terrain et son soutien
- Cyril, pour son aide sur le terrain, son soutien et sa présence au quotidien
- Mes parents, pour leur soutien et pour avoir cru en moi
- Et tout ceux qui m'ont aidé de près ou de loin, contribuant à la réussite de ce travail.

Merci beaucoup !

Résumé

La dégradation du permafrost, liée aux changements climatiques récents, n'est pas sans incidence sur les environnements et les infrastructures de haute montagne. Des changements dans la température du permafrost ou dans le volume de glace qu'il contient ont des conséquences géomorphologiques majeures : de plus en plus de chutes de blocs ou d'éboulements de plus grande envergure sont d'ailleurs observés dans les régions de montagne. La connaissance de la distribution du permafrost est essentielle pour comprendre le rôle de la dégradation du permafrost sur l'instabilité des parois, et la modélisation du permafrost est indispensable puisque ce phénomène thermique reste difficile à observer et dépend beaucoup des conditions locales. Dans cette étude, nous présentons des mesures de températures effectuées par un forage et par un réseau de capteurs mis en place autour du sommet du Mont Fort à 3330 m d'altitude (Valais, Suisse) ainsi que des mesures de résistivités électriques dans les versants de ce sommet. Nos résultats, en ligne avec des études précédents, indiquent des températures à 20 m de profondeur de l'ordre de -2°C , une couche active d'une épaisseur d'environ 3 m, et un sous-sol presque entièrement gelé avec des résistivités électriques jusqu'à 200 k Ωm . L'influence de l'exposition, de la couverture neigeuse, de la température de l'air et des flux latéraux de chaleur ont également été démontrés. Le *rock model* a ensuite été appliqué au site d'étude à partir d'un MNT d'une résolution de 0.7 m et a montré des probabilités de présence du permafrost très élevées en versant N, moyennes en versant E et W et faibles en versant S. L'influence de la résolution spatiale du MNT utilisé a été évaluée : la différence de température peut atteindre plus de 4°C pour les zones les plus exposées au soleil pour un même modèle entre une résolution de 0.7 m et une à 2 m. Finalement, l'évolution géomorphologique du site d'étude a été étudiée au moyen de scans LiDAR, qui ont démontré l'évolution du glacier de Tortin durant l'été 2018 qui a perdu jusqu'à 4 m d'épaisseur par endroits. La dynamique gravitaire des parois rocheuses près du glacier semble être relativement active, avec l'analyse d'un éboulement de 125m^3 .

Mots-clés

Permafrost, Glacier, Changements climatiques, Dégradation du permafrost, Températures, Parois rocheuses, Modélisation du permafrost, Géoélectrique, Géophysique, LiDAR, MNT, Eboulement, Déstabilisation.

Summary

Permafrost degradation, linked with recent climate change, is a key factor for high mountain environment and infrastructures. Changes in permafrost temperature or in its ice volume can result in major geomorphological consequences : more and more rockfalls or bigger events are observed in high mountain regions. Knowledge of permafrost distribution is thus essential to understand the role of permafrost degradation on rockwall instabilities and permafrost modeling is essential since this thermal phenomenon remain difficult to observe and highly dependent on local conditions. In this study, we present borehole temperature records and temperature records made by a sensor network around Mont Fort summit (Valais, Switzerland) as well as electrical resistivity measurements. Our results, in line with previous studies, showed temperatures at 20 m depth of -2°C , an active layer of about 3 m thickness and a soil almost completely frozen with electrical resistivity up to 200 $\text{k}\Omega\text{m}$. The influence of exposition, snow cover, air temperature and lateral heat flux was also demonstrated. The rock model has then been applied to the study site from a DEM with 0.7 m spatial resolution and showed very high probabilities of permafrost presence in the north part, average probabilities in the east and west parts and low probabilities in the south part of the mountain. The influence of the DEM spatial resolution was evaluated : temperature difference can reach up to 4°C between 0.7 m and 2 m resolution. Geomorphological evolution of the site was finally studied using LiDAR data and showed the melting of le glacier de Tortin, that lost up to 4 m thick. Rockwalls gravitational dynamics seems quite active and 125 m^3 rockfall was detected.

Key words

Permafrost, Glacier, Climate change, Permafrost degradation, Temperatures, Rockwalls, Permafrost modeling, Geoelectric, Geophysics, LiDAR, DEM, Rockfall, Instability.

Table des matières

1. Introduction	9
1.1 Cadre général	9
1.2 Etat de la recherche	10
1.2.1 Le permafrost de montagne	10
1.2.2 Dégradation du permafrost	12
1.2.3 Modélisation du permafrost de paroi	14
1.2.4 Evolution récente des petits glaciers de haute montagne	15
1.3 Objectifs du travail	15
2. Matériel et méthodes	17
2.1 Terrain d'étude	17
2.1.1 Indice de distribution du permafrost	20
2.2 Méthodologie	23
2.3 Méthodes	24
2.3.1 Mesures de températures en profondeur et à la surface des parois	24
2.3.2 Tomographie des résistivités électriques	28
2.3.3 Photogrammétrie SfM	31
2.3.4 Modélisation de la distribution spatiale du permafrost	32
2.3.5 Etude des changements géomorphologiques par LiDAR	37
2.3.5.1 Acquisition des données	37
2.3.5.2 Traitement des nuages de points	38
2.3.5.3 Distance entre les nuages de points (M3C2)	39
3. Résultats	41
3.1 Caractéristiques thermiques de la subsurface	41
3.1.1 Températures en profondeur	41
3.1.2 Températures à la surface des parois rocheuses	43
3.1.3 Températures à la surface du sol	45
3.2 Prospection géophysique du permafrost	47
3.2.1 ERT	47
3.2.2 Interprétation des résultats	55
3.2.3 Incertitudes des modèles inversés	57
3.3 SfM – drone	60
3.4 Modèle de distribution et carte du permafrost	64
3.4.1 Températures à la surface des parois	64
3.4.2 Températures des parois sous la couche active	67
3.4.3 Probabilités de présence du permafrost	70
3.5 TLS – LiDAR	73
3.5.1 Evolution géomorphologique générale au cours de l'été 2018	73
3.5.2 Dynamique des parois rocheuses depuis 2011	74
4. Discussion	77
4.1 Distribution du permafrost et évolution saisonnière	77
4.1.1 Synthèse des températures de surface et en profondeur	77
4.1.2 Lien températures – résistivités	79
4.1.3 Incertitudes et erreurs de mesure	80
4.1.4 Synthèse de la distribution et de l'évolution du permafrost	81
4.2 Modélisation du permafrost des parois rocheuses du Mont Fort	82
4.2.1 Evaluation du modèle	82
4.2.2 Sensibilité de PISR et MARST à la résolution du MNT	83

4.2.3 Comparaison des différents modèles	84
4.3 Evolution géomorphologique	84
5. Conclusions	86
Liste de références bibliographiques	89

1. Introduction

1.1 Cadre général

Les environnements de haute montagne sont très sensibles aux variations des températures atmosphériques. Par conséquent, les zones glaciaires et périglaciaires des régions de haute montagne sont touchées de multiples manières par l'évolution climatique actuelle. L'un des effets les plus visibles du réchauffement est le recul des glaciers, c'est pourquoi ils sont considérés comme l'un des indicateurs clés du changement climatique par le Groupe d'Experts Intergouvernemental sur le Climat (GIEC) (Houghton et al., 1996). Les glaciers des Alpes ont perdu près de 45% de leur surface et 50% de leur volume entre 1900 et 2011 (Paul et al., 2004 ; Zemp et al., 2008). Le retrait des glaciers expose souvent un paysage susceptible de changer rapidement caractérisé par des pentes plus raides et des sédiments non consolidés et souvent instables (Ballantyne, 2001). La disparition de la glace peut entraîner des ruptures de pentes et des éboulements, les pentes non-végétalisées deviennent sensibles aux glissements, les marges proglaciaires s'exposent à l'érosion et à l'action du gel, et les rivières entraînent et déposent une grande quantité de sédiments (Ballantyne, 2001 ; McColl, 2012 ; McColl et Davies, 2012). Cette activité géomorphologique accélérée est nommée « paraglaciale », et se réfère aux processus conditionnés par les glaciations (Ballantyne, 2001).

Un autre élément de la cryosphère est touché : le permafrost, soit les terrains dont les températures sont négatives en permanence. Ce phénomène thermique de subsurface ne peut pas être directement observé, mais les changements qui le concernent ne sont pas moins significatifs (Haeberli et al., 1997 ; Haeberli et Beniston, 1998). Présent dans les régions de hautes latitudes et hautes altitudes, on estime qu'il occupe de 14 à 19% de la surface continentale du globe (Magnin et al., 2015a). Dans les Alpes, plus de 11'600 km² de versants présenteraient des conditions favorables à la présence de permafrost (Magnin et al., 2015a). L'accès aux zones périglaciaires est souvent difficile et il existe par conséquent un réel manque d'observations sur le long terme (Haeberli et Gruber, 2008). Le permafrost dépend des conditions atmosphériques de manière complexe, et réagit de manière décalée dans le temps au réchauffement climatique ; les niveaux gelés étant situés jusqu'à plusieurs mètres de profondeur. Son réchauffement, ou sa dégradation, n'est pas linéaire et mal connue : des accélérations exceptionnelles du mouvement de certains glaciers rocheux ont été observées dans plusieurs endroits des Alpes (par ex. Delaloye et al., 2008) et les causes de ces mouvements sont mal connues, tout comme le comportement du permafrost dans les parois rocheuses (Krautblatter et al., 2012). Des changements dans sa température ou des variations dans le volume de glace qu'il contient peuvent avoir des conséquences géomorphologiques majeures, comme en termes de risques ; le permafrost représente ainsi un agent clé de l'évolution des paysages alpins (Magnin et al., 2015a). Dans des sites de haute montagne caractérisés par la présence d'infrastructures pouvant être affectées par des mouvements de versants ou des éboulements, la modélisation du permafrost de parois demeure un élément essentiel pour la gestion des risques et la durabilité des infrastructures (Raveland et al., 2012).

Ce travail s'intéresse à la distribution du permafrost au niveau du sommet du Mont Fort, au moyen de mesures géoélectriques et d'un modèle de distribution du permafrost. La dynamique sédimentaire des parois rocheuses est également étudiée dans un contexte de dégradation du permafrost et de déstabilisation des parois rocheuses suite au retrait du glacier de Tortin.

1.2 Etat de la recherche

1.2.1 Le permafrost de montagne

Le permafrost (ou pergélisol) est communément défini comme toute portion de lithosphère dont la température est égale ou inférieure à 0°C durant au moins deux années consécutives (Harris et al., 1988). Cet état thermique est inhérent au domaine périglaciaire (Magnin et al., 2015a), et ainsi, contrairement aux glaciers qui sont des masses de glace visible, le permafrost est un phénomène invisible de subsurface, d'autant plus qu'il ne contient pas nécessairement de la glace. Les états thermiques du pergélisol peuvent varier, et trois types de pergélisol peuvent être distingués (Delaloye, 2004) :

- froid, lorsque sa température moyenne annuelle est inférieure à -0.5°C, et qu'aucune valeur instantanée n'est égale à 0°C,
- semi-tempéré, lorsque sa température est comprise entre -0.5°C et 0°C ou lorsque des températures de 0°C sont occasionnellement enregistrées,
- tempéré, lorsque sa température est invariablement égale à 0°C (point de fusion).

La température du permafrost varie avec la profondeur (fig. 1). On distingue ainsi plusieurs niveaux :

- la couche active, qui est le niveau qui dégèle au printemps et en été et regèle en automne et en hiver. L'épaisseur de la couche active dans les Alpes varie généralement entre 3 et 5 m (Scapozza, 2013) ;
- le corps du permafrost, qui est le niveau gelé en permanence et constitue donc le permafrost au sens strict. Des structures non-gelées peuvent se former à l'intérieur du permafrost: les taliks ;
- la base du permafrost, qui se situe entre le corps du pergélisol et le terrain non gelé en-dessous.

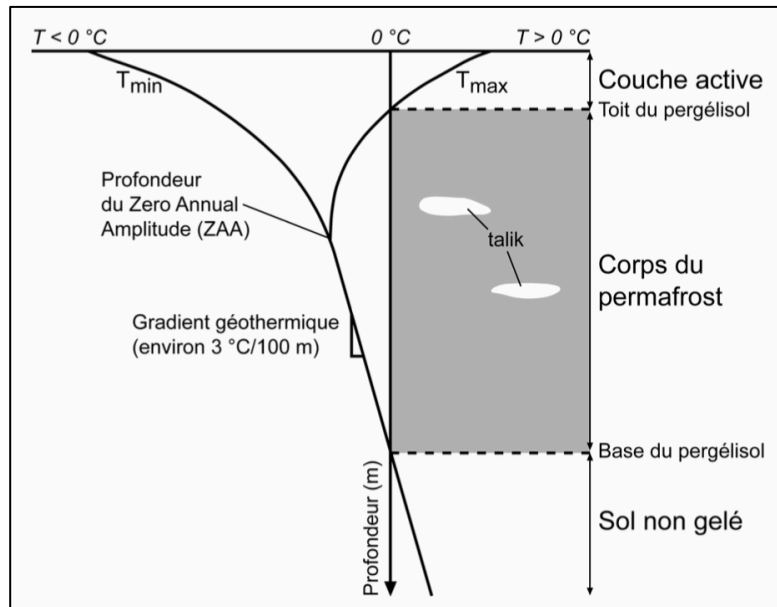


Figure 1. Stratigraphie et caractéristiques thermiques typiques d'un pergélisol (Scapoza, 2013)

La présence de permafrost dans les Alpes est contrôlée par différents facteurs qui peuvent être classés selon plusieurs échelles spatiales (Lambiel, 2006 ; Scapoza, 2013). D'abord, à l'échelle régionale, c'est avant tout le climat qui va jouer un rôle sur la présence et la localisation du permafrost. Le facteur important est ici celui de la température moyenne annuelle de l'air (MAAT – *Mean Annual Air Temperature*). À l'échelle locale, c'est la topographie générale du site qui va agir sur la distribution du permafrost: exposition du versant, déclivité de la pente, etc. Ces facteurs sont liés au rayonnement solaire. Les premières mesures réalisées dans les parois des Alpes (Gruber et al., 2003) ont montré des différences de 7-8°C entre les faces ensoleillées et ombragées, ce qui démontre l'importance du contrôle topoclimatique (Gruber et al., 2004). Dans les versants très escarpés, le flux thermique est multi-directionnel, il provient des différentes faces d'un même sommet (Noetzli et Gruber, 2009). Ainsi, l'absence de permafrost dans la partie superficielle d'une face sud peut se combiner à sa présence en profondeur suite à l'héritage de la face nord opposée (fig. 2).

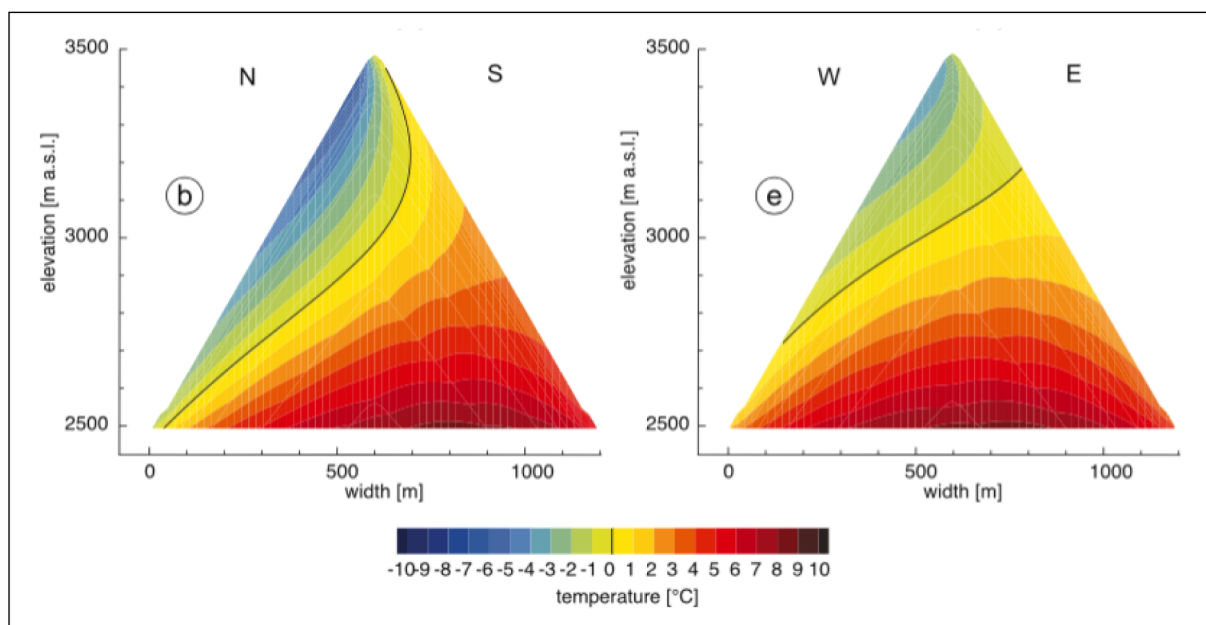


Figure 2. Champs de températures de subsurface dans deux crêtes idéalisées avec une pente de 60°. La ligne noire représente l'isotherme 0° et la limite du permafrost (Noetzli et al., 2007).

Finalement, à l'échelle de l'objet, la nature du terrain influence considérablement le flux d'énergie. Les échanges thermiques seront très différents si le terrain correspond à une paroi rocheuse verticale ou une surface subhorizontale constituée de blocs (Lambiel, 2006). Dans le premier cas, l'échange thermique se fait directement entre l'atmosphère et le rocher, alors que dans le deuxième cas, le flux énergétique doit transiter à travers la couche de blocs. Les caractéristiques de la surface du terrain, telles que la couleur ou la rugosité, sont aussi importantes et représentent un facteur important du décalage thermique (*thermal offset*) qui existe entre la température annuelle moyenne du sol et la température annuelle moyenne du permafrost (Lambiel, 2006). La couche active dépend alors fortement de la nature du terrain. Un dernier facteur agissant à l'échelle de l'objet est la neige qui isole le sol des conditions atmosphériques. Ses caractéristiques (durée, épaisseur) sont importantes à prendre en compte. Son rôle peut être ambivalent, puisqu'une fonte tardive empêche le réchauffement du sol, alors qu'une arrivée précoce réduit fortement la perte de chaleur du sol emmagasinée durant l'été (Lambiel, 2006). La neige peut donc contribuer à accroître ou à diminuer la différence de température entre l'air et le sol.

1.2.2 Dégradation du permafrost

La dégradation du permafrost se caractérise par trois processus principaux : réchauffement de la surface et épaissement de la couche active, réchauffement des températures en profondeurs et formation de taliks, et remontée de la limite inférieure du permafrost (Pogliotti et al., 2015 ; Ravelin et al., 2017). Le permafrost de montagne, en raison de la combinaison entre des températures relativement élevées et un contenu en glace important dans les pentes raides, est considéré comme extrêmement vulnérable aux variations climatiques – même mineures (Haeberli et al., 1993). En 1950 déjà, des mesures effectuées au glacier rocheux de Gruben montraient que la température moyenne à la surface du permafrost avait augmenté de 1 à 1.5°C entre 1880 et 1950 (Haeberli et al., 1993).

De plus en plus de chutes de blocs et d'éboulements de plus grande ampleur sont observées durant les périodes estivales dans les régions de haute montagne, et la dégradation du permafrost est avancée comme l'une des principales causes possibles des instabilités de parois rocheuses. La réponse thermique du permafrost au réchauffement climatique se déroule généralement à différentes échelles de temps et de profondeurs, qui correspondent à la fréquence et à la magnitude des chutes de blocs ou des éboulements (fig. 3). La couche active s'épaissit avec l'augmentation des températures de surface, mais avec un décalage de plusieurs mois ou années plus tard (Harris et al., 2009). Une augmentation de la température de la roche proche de 0°C provoque en effet une diminution de la stabilité des parois rocheuses : le changement de phase entre la glace et l'eau provoque une perte de l'adhésion roche/glace, la présence d'eau liquide dans les interstices augmente la pression hydraulique exercée, et avant le changement de phase, les propriétés de la glace changent (augmentation de la plasticité). L'augmentation des processus de gélifraction, liés aux cycles de gel-dégel, est également à la source de ces chutes de blocs à répétition. Des événements de plus grande envergure (éboulements) sont aussi observés dans les régions de montagne depuis la fin des années 1990 (Noetzli et al., 2003 ; Huggel et al., 2005 ; Ravanel et Deline, 2008 ; Ravanel et al., 2010 ; Ravanel et al., 2017). Plusieurs études ont été notamment menées dans le massif du Mont Blanc, et une forte corrélation entre des périodes chaudes et des éboulements rocheux a été établie (Ravanel et Deline, 2008, 2010). De tels processus peuvent être déclenchés par 3 facteurs majeurs : l'activité sismique, la décompression paraglaciale et la dégradation du permafrost (Ravanel et al., 2017). Ravanel et al. (2011 et 2017) ont mis en évidence le nombre particulièrement élevé d'éboulements durant les périodes caniculaires de 2003 et 2015 dans le massif du Mont Blanc, et la glace et l'eau observée dans les niches d'arrachement renforcent l'hypothèse d'une origine liée à la dégradation du permafrost. Plusieurs études ont ainsi montré que les futures périodes de températures élevées affecteront fortement le permafrost et la stabilité des parois rocheuses (par ex. Bottino et al., 2002 ; Huggel et al., 2010). Les infrastructures de montagne (Ravanel et al., 2012 ; Duvillard et al., 2015), le tourisme (Kellerer-Pirkblauer et al., 2012), et, dans le cas d'événement majeur, les populations locales dans les vallées (Haeberli et al., 2016), peuvent être menacées par ces processus.

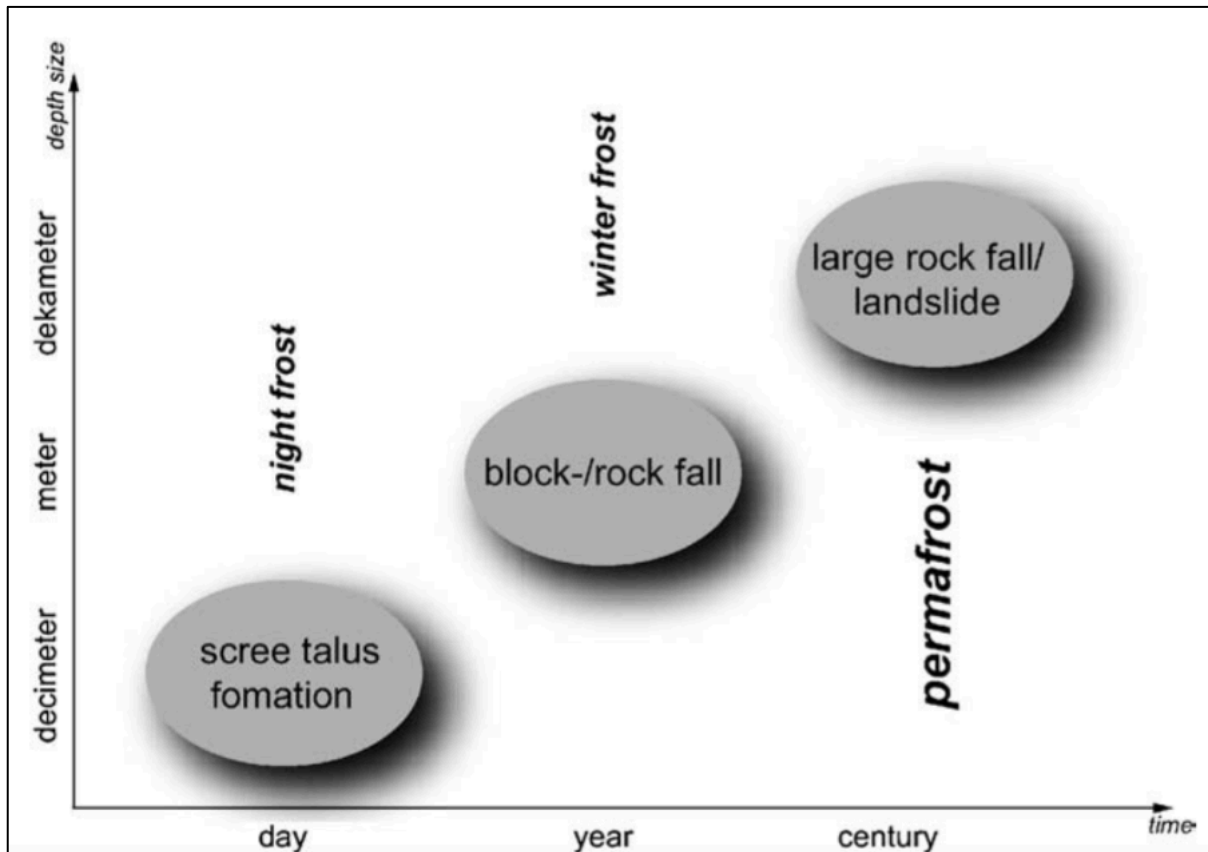


Figure 3. La réponse thermique du permafrost au réchauffement climatique se déroule à différentes échelles de temps en fonction de la profondeur de détachement. Les chutes de pierres et éboulements incessants de l'été 2003 sont associées à une réponse thermique rapide des parois rocheuses (Harris et al., 2009).

1.2.3 Modélisation du permafrost de paroi

La modélisation du permafrost de montagne a débuté dans les années 1970, avec des modèles statistico-empiriques s'appuyant sur des observations et mesures de terrain calibrées en fonction de facteurs environnementaux tels que la pente, l'ensoleillement ou la végétation (Magnin et al., 2015a). Le modèle le plus connu de ce type était PERMAMAP, l'un des premiers modèles à relier des variables climatiques et topographiques à l'existence du permafrost et à produire une carte pour visualiser la distribution du permafrost (Hoelzle, 1992 ; Boeckli et al., 2012b). En 1990, le développement des SIG permet de spatialiser ces modèles et de réaliser des cartes de distribution du permafrost (par ex. Lambiel et Reynard, 2001). Puis les premiers modèles de distribution du permafrost dans les parois rocheuses se sont basés sur une approche physique, puisque les données de températures sont insuffisantes pour une calibration statistique (Magnin et al., 2015a). Aujourd'hui, et notamment grâce à l'activité du réseau PERMOS, les mesures de températures en paroi se sont suffisamment développées et plusieurs modèles ont été élaborés pour estimer la distribution du permafrost dans les Alpes européennes. D'autres variables ont été utilisées, telles la température basale de la neige (par ex. Gruber et Hoelzle, 2001). Les mesures en forages et à la surface du sol ou encore les inventaires de glaciers rocheux ont été utilisés pour évaluer les modèles (par ex.

Gruber et Hoelzle, 2001 ; Gruber et al., 2004). L'extrapolation de ces modèles est toutefois difficile puisqu'ils sont en général calibrés pour une région spécifique ; c'est pourquoi un premier modèle statistique basé sur l'homogénéisation des données disponibles pour les parois rocheuses de tout l'arc alpin a été réalisé par Boeckli et al. (2012a et 2012b). Le résultat est une carte d'indice de présence du permafrost, l'APIM (*Alpine Permafrost Index Map*), incluant deux sous-modèles : le *rock model* et le *debris model*. Ce modèle utilise la température annuelle moyenne de l'air, la radiation solaire incidente potentielle et les effets combinés des fractures des roches et de la neige pour prédire la température annuelle moyenne à la surface des parois. Il a été calibré à l'aide de plus de cinquante points de mesure de la température à la surface des parois, répartis dans les Alpes (Boeckli et al., 2012a). Ce modèle a aussi été utilisé par Magnin et al. (2015a) pour développer une nouvelle carte d'indice du permafrost dans les parois rocheuses du massif du Mont Blanc. Il sera appliqué ici à la région du Mont Fort, à plus basse altitude, pour y modéliser la distribution du permafrost.

1.2.4 Evolution récente des petits glaciers de haute montagne

Le terrain d'étude est caractérisé par la présence du glacier de Tortin, qui occupe le versant W du Mont Fort. Ce glacier fera bientôt partie des « petits glaciers », communément définis comme étant inférieurs à 0.5 km² (Huss et Fischer, 2016). Ces petits glaciers représentaient 82% du nombre total de glaciers en Suisse en 2010 (Fischer et al., 2014). Plusieurs stations de ski dans les Alpes, exploitant ce type de glaciers, comptent sur leur présence et tentent d'ailleurs de les protéger de la fonte (Fischer et al., 2011). Durant ces dernières décennies, ces glaciers ont perdu 70% de leur surface et 60% de leur volume (Fischer et al., 2014). Entre 2010 et 2040, on s'attend à ce que ces glaciers perdent jusqu'à 90% de leur volume, et environ 70% devraient complètement disparaître selon les conditions climatiques (Huss et Fischer, 2016). La disparition de ces glaciers expose des paysages susceptibles de changer très rapidement (Ballantyne, 2002, McColl, 2012). Les versants sont déstabilisés et trois réponses possibles sont communément identifiées (Ballantyne, 2002) : rupture de pente à grande échelle, déformation lente d'une masse rocheuse, et un ajustement rapide des parois rocheuses par des chutes de blocs fréquentes. Ce dernier type de processus paraglacière a été observé sur les versants du Mont Fort, c'est pourquoi une partie de ce travail s'y intéressera.

1.3 Objectifs du travail

Ce mémoire s'inscrit dans la problématique générale du réchauffement et de la dégradation du permafrost. Il prend également part à un projet de recherche plus large, puisque depuis 1998, la région Mont Gelé – Mont Fort est étudiée par les universités de Lausanne et de Fribourg. Plusieurs projets de recherche y ont pris place, essentiellement centrés sur le suivi de l'évolution du permafrost, ainsi que l'étude de la distribution et de la structure interne du permafrost. Ces projets se sont majoritairement intéressés à des terrains tels que des moraines, des glaciers rocheux ou des éboulis, mais aucun n'a étudié la distribution du permafrost au niveau d'un sommet rocheux constitué de parois, de matériaux sédimentaires et de rochers disloqués.

Ce travail cherche ainsi à répondre à la question de recherche suivante : *Quelle est la répartition du permafrost dans les parois subverticales d'un versant en cours de désenglacement de 3300 m et comment évolue la dynamique des parois rocheuses de la région ?* Les objectifs de ce projet sont alors de :

- 1) Etudier la répartition du permafrost au niveau du sommet du Mont Fort au moyen de méthodes géophysiques et de mesures thermiques,
- 2) Quantifier l'évolution saisonnière du permafrost entre juillet et septembre 2018,
- 3) Modéliser la répartition du permafrost selon la méthode de Boeckli et al., 2012a et 2012b à partir d'un modèle numérique de terrain à haute résolution de la région d'étude,
- 4) Etudier l'évolution des parois et versants du sommet ainsi que du glacier de Tortin au moyen de scans LiDAR datant de 2011 à 2013, et de scans LiDAR du sommet et du glacier du Mont Fort datant de juillet et septembre 2018.

2. Matériel et méthodes

2.1 Terrain d'étude

Le travail de terrain prend place sur le sommet du Mont Fort situé à 3329 m d'altitude dans la partie occidentale des Alpes valaisannes (Suisse). Les instituts de géographie des universités de Lausanne et de Fribourg mènent des recherches dans la région Mont Gelé – Mont Fort depuis 1998. Cette région a été choisie comme terrain d'étude pour plusieurs campagnes de recherches pour différentes raisons : 1) l'intérêt intrinsèque de la région avec une grande diversité géomorphologique, et 2) la facilité d'accès aux différents sites. C'est d'abord la distribution potentielle du permafrost qui y a été étudiée par cartographie géomorphologique (Reynard, 1996), inventaire des glaciers rocheux (par ex. Lambiel, 1999 ; Lambiel et Reynard, 2001) et prospection géo-électrique 1D (Reynard et al., 1999). Ces dernières années, d'autres méthodes ont été utilisées pour cartographier la distribution du permafrost : mesures de température à la surface du sol et en profondeur, tomographie des résistivités électriques, sismique-réfraction et modélisation (Reynard et al., 2003 ; Marescot et al., 2003 ; Delaloye, 2004 ; Delaloye et Lambiel, 2005 ; Lambiel, 2006 ; Lambiel et Pieracci, 2008 ; Lambiel et Schuetz, 2008 ; Scapozza et al., 2011 ; Scapozza, 2013 ; Deluigi, 2018 ; Ravanel et al., 2018).

La distribution du permafrost au sommet du Mont Fort n'a encore jamais été étudiée, mais plusieurs projets se sont intéressés au secteur du col des Gentianes (2894 m) en aval du Mont Fort. La gare de départ du téléphérique du Mont Fort a été construite sur la moraine des Gentianes entre 1977 et 1979 et lors des travaux d'excavation, de la glace a été observée à partir d'une profondeur d'environ 5 m (Lambiel, 2006). Celle-ci se présentait sous la forme de grosses lentilles pluri-décimétriques. La poursuite des travaux a nécessité l'utilisation de la dynamite pour excaver le mélangeur blocs-glace, et des travaux spéciaux ont été mis en place pour éviter tout mouvement du bâtiment. Ces observations représentent des preuves directes de la présence de permafrost dans la moraine des Gentianes. Un forage d'une profondeur de 21 m y a été percé en octobre 2002, et les températures mesurées dans le forage indiquent effectivement la présence de permafrost dans la moraine (Lambiel, 2006 ; PERMOS, 2016, Ravanel et al., 2018). En 2007, la température à 20 m de profondeur était de -0.5°C , et s'est continuellement réchauffée pour atteindre -0.27°C en 2014 avant de rester stable les années suivantes (Ravanel et al., 2018). La couche active est restée stable de 2002 à 2007, avec une épaisseur de 1.5 m puis s'est rapidement approfondie et a atteint 4.4 m en 2014 (fig. 4) (Ravanel et al., 2018). Ces observations ont été effectuées à une altitude d'environ 2900 m, et suggèrent la présence de permafrost dans les versants du Mont Fort situés plus en amont.

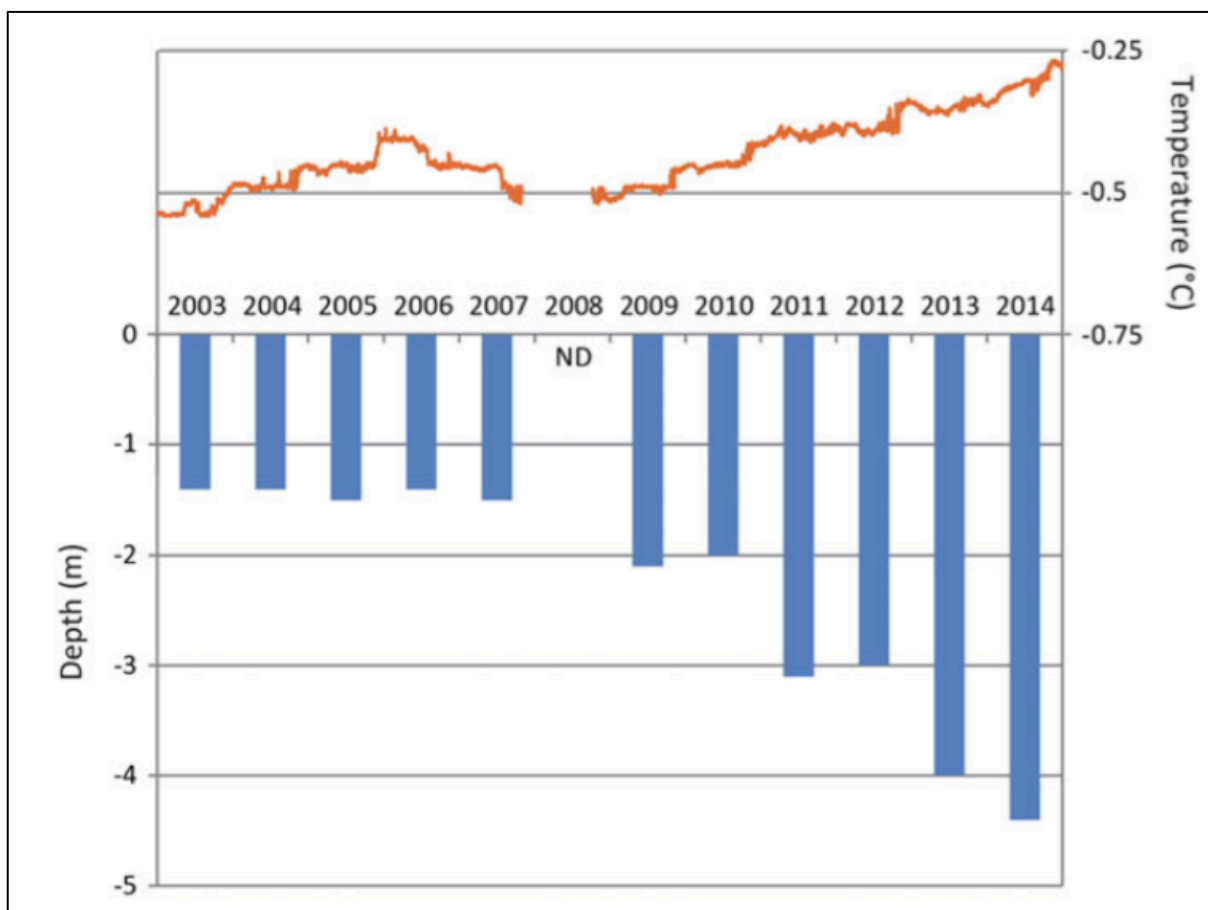


Figure 4. Evolution de l'épaisseur de la couche active du permafrost mesurée dans le forage des Gentianes (histogramme), comparée à l'évolution de la température à 20 m de profondeur (ligne) (Ravel et al., 2018).

Le sommet du Mont Fort marque la limite entre les vallées de Bagnes et de Nendaz (fig. 5). Le Mont Fort appartient géologiquement à la nappe du Mont Fort, l'une des trois nappes qui constituent le domaine pennique moyen (Gouffon et Burri, 1997 ; Ravel et Lambiel, 2013). La lithologie se compose, entre autres, de gneiss, de schistes carbonatés, de quartzites et de micaschistes à chloritoïde. Le versant nord-ouest du Mont Fort est occupé par le glacier de Tortin, dont la superficie est aujourd'hui d'environ 0.7 km² et la longueur environ 1.3 km (Ravel et al., 2018). Ce dernier a perdu plus de 1 km de longueur et 2.6 km² de surface depuis 1878 (Ravel et al., 2018). En 2014, l'épaisseur maximale du glacier mesurée par GPR (*Ground Penetrating Radar*) était de 42 m (GEOSAT SA, non publié). Depuis 2014, la neige n'est plus présente à la surface du glacier, ce qui indique que le glacier n'avait pas de zone d'accumulation durant ces dernières années (Ravel et al., 2018). La petite taille de ce glacier le rend ainsi extrêmement sensible aux changements climatiques (Huss et Fischer, 2016). Le versant nord-est est occupé quant à lui, par le glacier du Mont Fort, et sa surface est d'environ 0.4 km². Ces glaciers sont aujourd'hui en fort retrait (Ravel et Lambiel, 2013). Les pentes du sommet sont relativement raides, puisqu'elles s'étendent de 30° à plus de 60°. Le sommet du Mont Fort est accessible au départ du Col des Gentianes par un téléphérique. Il représente le point le plus haut du domaine skiable des 4 Vallées. Le sommet a fait l'objet de plusieurs aménagements et infrastructures à buts touristiques. Une plateforme, sur laquelle se

trouvent un restaurant et une terrasse, a ainsi été construite devant la gare d'arrivée du téléphérique, et l'accès au sommet a été aménagé de marches et de barrières. Au Sud de la gare, des escaliers permettent d'accéder au glacier de Tortin, itinéraire à ski en hiver. Le site est ainsi fortement anthropisé.

Dans le cadre de ce mémoire, ce sommet a été choisi comme terrain d'étude puisqu'il réunit les caractéristiques nécessaires à ce projet, soit un environnement de haute montagne avec une haute probabilité de présence de permafrost ainsi que la présence d'un glacier en fort retrait. Plusieurs études ont été menées dans le massif du Mont Blanc sur des sommets d'une altitude proche de 4000 m (par ex. Magnin et al., 2015b ; Magnin et al., 2016 ; Ravel et al., 2017), l'intérêt est aussi ici d'étudier un sommet plus bas en altitude. De plus, l'accès et le transport de matériel sont facilités, le sommet étant accessible en téléphérique presque toute l'année.

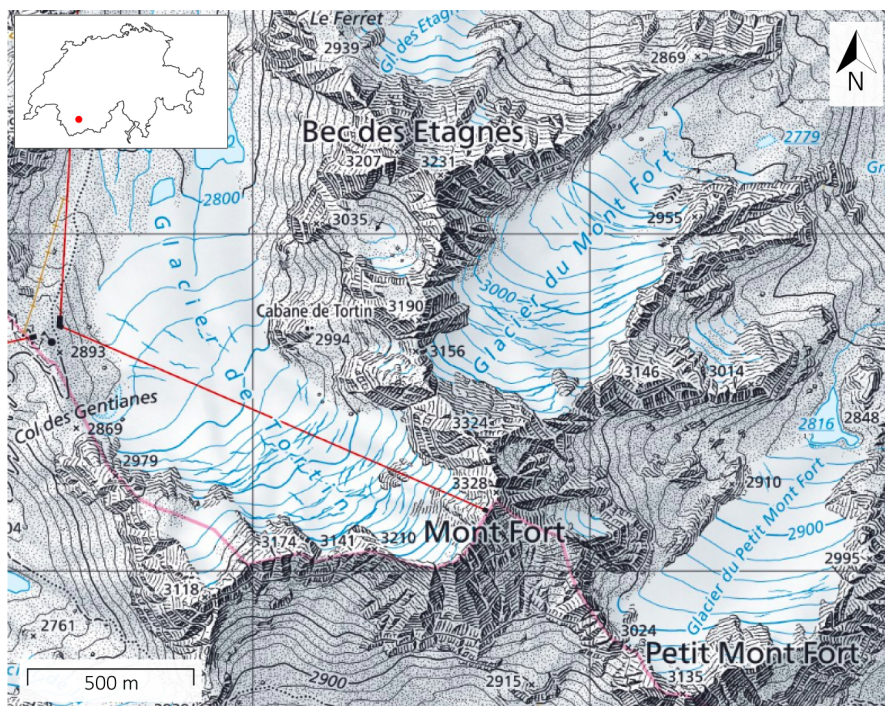


Figure 5. Localisation du terrain d'étude (fond de carte : *Swisstopo*)

Les Alpes valaisannes bénéficient d'un climat semi-continental et d'une situation d'abri avec des précipitations annuelles plutôt faibles (Ravel et Lambiel, 2013), d'environ 1300 mm dans la région du Mont Fort d'après *MétéoSuisse*. Cela se traduit par une présence limitée des glaciers en altitude, et, en conséquence, par le développement de larges formes périglaciaires. Les températures sont mesurées au sommet du Mont Fort depuis septembre 2015, mais sont manquantes pour plusieurs périodes (fig. 6). *MétéoSuisse* possède par ailleurs une station mesurant les températures aux Attelas à 2735 m (à environ 4 km du Mont Fort) depuis 1993 (fig. 6).

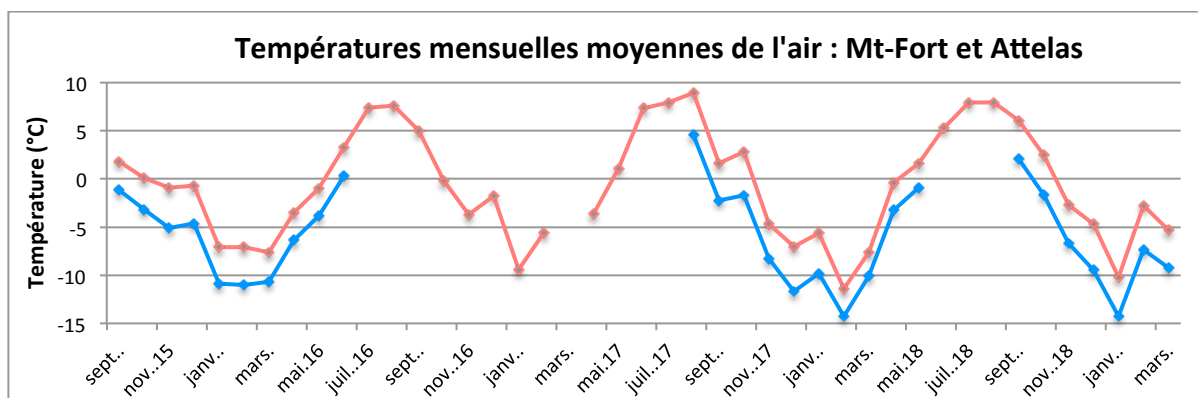


Figure 6. Températures mensuelles moyennes de l'air aux Attelas de 2015 à 2019 (en rouge) et au Mont Fort (en bleu).

2.1.1 Indice de distribution du permafrost

La répartition du permafrost dans notre site d'étude peut être appréciée grâce à différents modèles couvrant la région. D'abord, nous pouvons nous intéresser à la carte d'indice de présence du permafrost dans les Alpes (APIM), élaborée par Boeckli et al. (2012a et 2012b). Ce modèle a une résolution de 30 m (Boeckli et al., 2012a). La figure 7 représente un zoom sur la région du Mont Fort. Le sommet et les versants du Mont Fort sont presque entièrement en bleu (catégorie maximale de présence de permafrost), soit certainement entièrement concernés par la présence de permafrost. Des variations sont seulement observées en face sud, notamment en bas de versant.

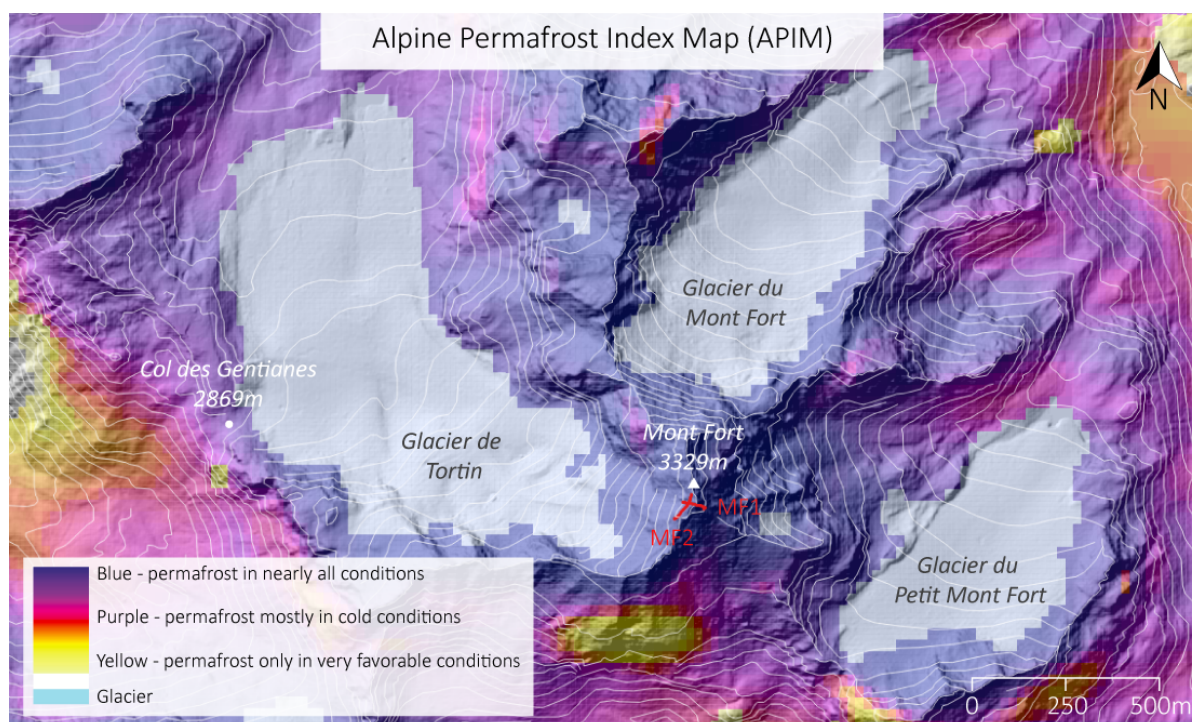


Figure 7. Répartition du permafrost dans la région du Mont Fort selon le *rock model* de l'Alpine Permafrost Index Map (d'après Boeckli et al., 2012a et b). Les lignes rouges près du sommet du Mont Fort représentent l'emplacement des profils géoélectriques réalisés dans cette étude.

La carte de l'extension potentielle du pergélisol en Suisse se base quant à elle sur le modèle développé par Gruber et al. (2004), qui a utilisé notamment des mesures de températures dans les parois rocheuses et qui se base sur différents paramètres tels que l'altitude, l'exposition et les types de matériaux (meubles ou roches) (fig. 8). Cette carte ne tient pas compte des conditions locales et reste ainsi un modèle relativement grossier, d'une résolution de 25 m (Site OFEV, 2019). Les résultats sont très différents de l'APIM. Ici, la majeure partie de la région d'étude est représentée en jaune ou orange, soit caractérisée par du permafrost possible localement, discontinu, ponctuel ou fréquent. Les zones de terrain meubles, contrairement aux parois rocheuses, sont en rose ou violet : le permafrost y est donc probable sur toute la surface, et d'une épaisseur croissante. Le contraste entre les faces nord et sud est également très important.

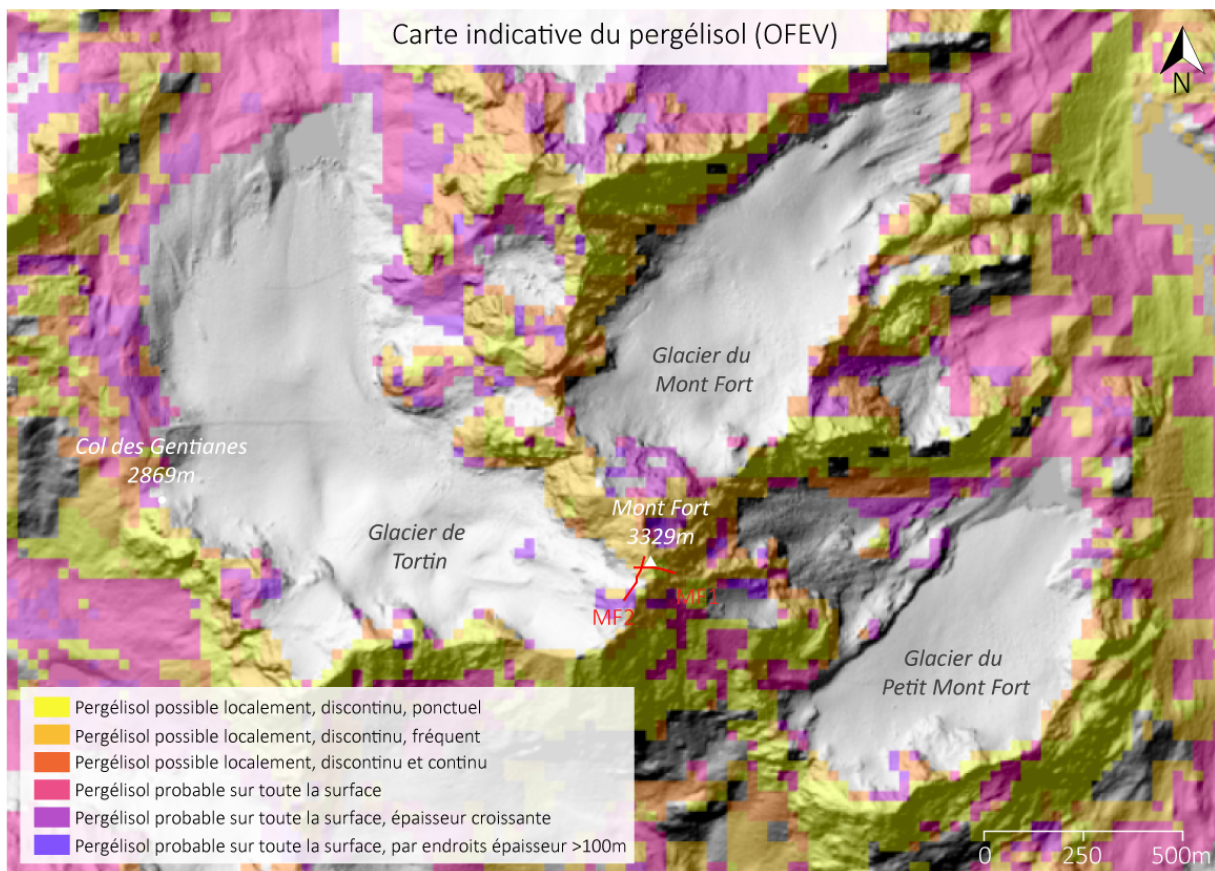


Figure 8. Carte indicative du pergélisol de l'OFEV (source : *Swisstopo*). Les deux lignes rouges près du sommet du Mont Fort représentent l'emplacement des profils géoélectriques réalisés dans cette étude.

Ces deux modèles de distribution du permafrost se basent sur une corrélation directe entre l'altitude et la présence du permafrost, ce qui est tout à fait correct à l'échelle régionale, mais des variations existent à l'échelle locale et sont souvent peu prises en compte. En 2013, un nouveau modèle de distribution du permafrost basé notamment sur des données obtenues sur le terrain a été présenté ; il représente ainsi un modèle plus fiable à l'échelle locale (Deluigi et al., 2017). Ce modèle, d'une résolution de 10 m, a été développé sur la base de la carte topographique au 1:25000 de la Rosablanche (*Swisstopo*) et utilise justement des données de terrain récoltées dans la région Mont Gelé – Mont Fort (fig. 9). L'indice de favorabilité du

permafrost varie entre 0 et 1, et une grande partie du terrain d'étude est situé entre 0.85 et 1, soit une haute probabilité de présence du permafrost.

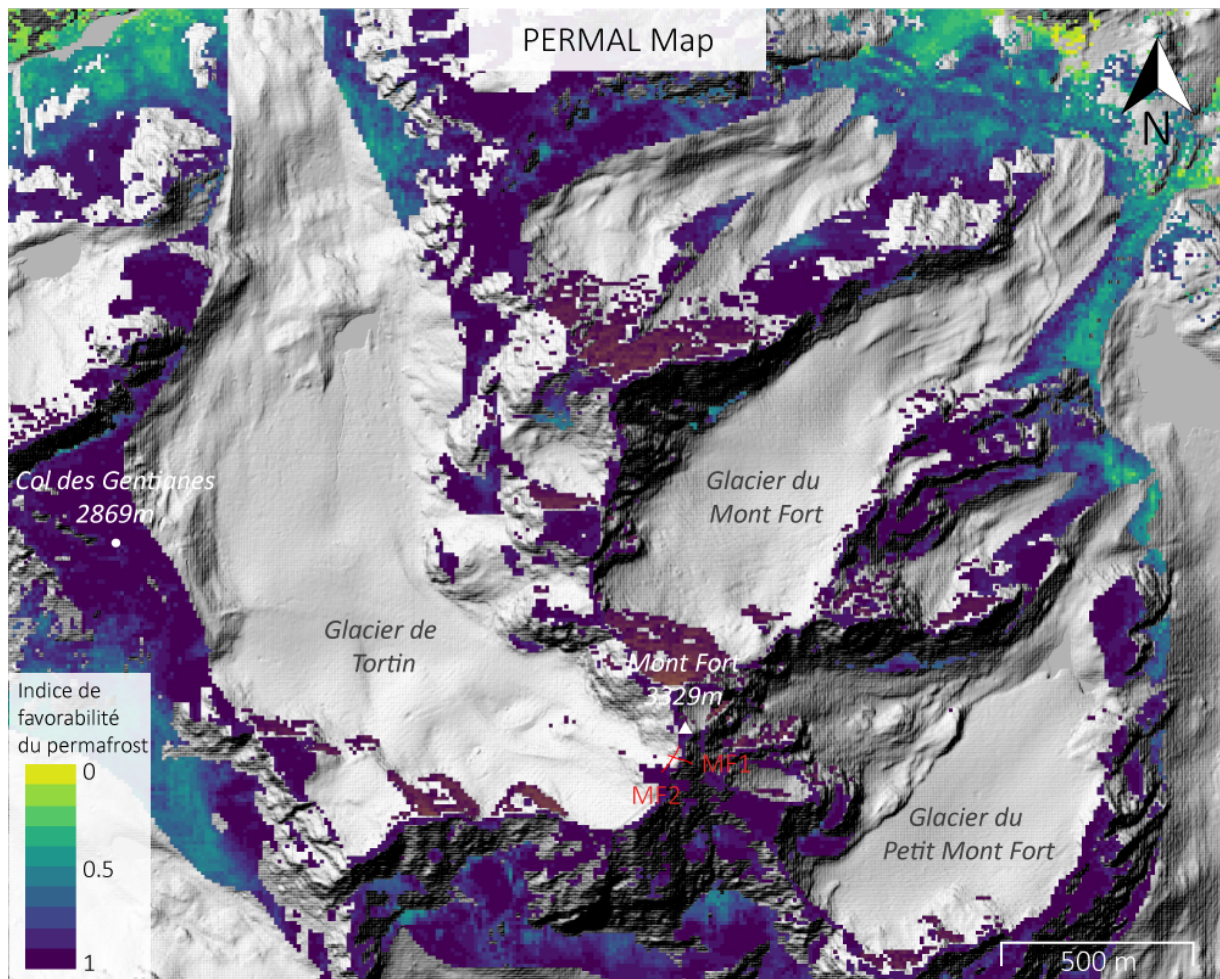


Figure 9. Carte PERMAL de favorabilité du permafrost (d'après Deluigi et al., 2017). Les deux lignes rouges près du sommet du Mont Fort représentent l'emplacement des profils géoélectriques réalisés dans cette étude.

2.2 Méthodologie

L'étude du sous-sol et des versants d'un sommet partiellement englacé nécessite une combinaison de différentes méthodes appliquées sur le terrain (fig. 10). Pour étudier les caractéristiques physiques du sous-sol et évaluer la présence de permafrost, des mesures thermiques ont été combinées avec une tomographie des résistivités électriques. Les mesures thermiques proviennent d'une part d'un forage qui a été percé près du sommet en octobre 2014, et de capteurs thermiques qui ont été disposés à plusieurs points stratégiques du site d'étude. Ces deux sources de mesures de températures ont permis d'étudier les caractéristiques thermiques du terrain. Les mesures de résistivités électriques ont été effectuées deux fois pour étudier l'évolution saisonnière du permafrost : en juillet puis en septembre 2018. La répartition du permafrost a été modélisée selon la méthode présentée par Boeckli et al. (2012a et 2012b) à partir d'un MNT à haute résolution de la région d'étude – élaboré grâce à plusieurs vols de drone – mais aussi à partir du SwissALTI3D, de manière à comparer les résultats. Enfin, ce projet s'intéresse à l'évolution du glacier de Tortin et à la dynamique gravitaire des parois rocheuses entourant le glacier grâce à l'analyse de plusieurs scans LiDAR. Les premiers scans prennent en compte le glacier de Tortin, le sommet du Mont Fort les parois environnantes et datent de juillet et septembre 2018. D'autres scans datant de 2011 à 2013 et concernant uniquement les parois rocheuses ont aussi été utilisés.

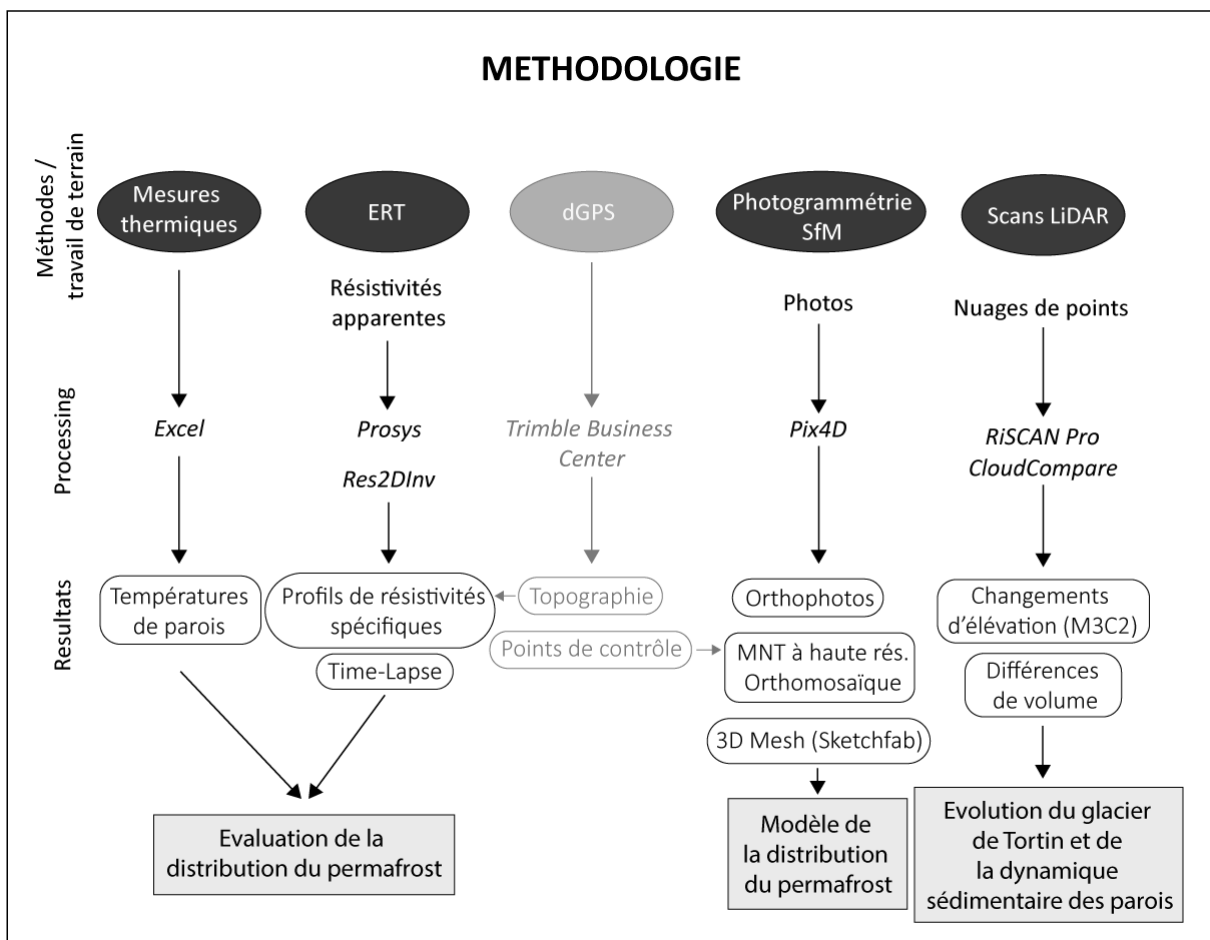


Figure 10. Représentation schématisée de la méthodologie

2.3 Méthodes

2.3.1 Mesures de températures en profondeur et à la surface des parois

Les mesures de température participent à l'évaluation de la distribution du permafrost. Les forages représentent la seule méthode directe qui permette de s'assurer de la présence de permafrost, et de déterminer avec précision la variation de la température perpendiculaire au versant (Scapoza, 2013). L'information reste toutefois unidimensionnelle. Plusieurs forages ont été installés dans les régions de montagne dans le cadre de programmes de recherche tels que PACE (*Permafrost and Climate in Europe*) ou PERMOS (*Permafrost Monitoring Switzerland*) qui ont pour objectif le suivi et le monitoring du permafrost. Le forage percé dans le versant NW du Mont Fort, à une altitude de 3307 m, à proximité du sommet, enregistre les températures dans le sol jusqu'à une profondeur de 20 m. Plusieurs périodes de mesures sont manquantes à cause de problèmes du module d'enregistrement ou de la foudre en août 2018 (tab. 1).

Tableau 1. Disponibilité des données de températures dans le forage du Mont Fort : en rouge les périodes sans mesures en raison de problèmes rencontrés par le module d'enregistrement, en bleu les périodes avec mesures.

Année	2014												2015												2016											
Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Données																																				
Année	2017												2018												2019											
Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Données																																				

Des mesures de températures de surface sont généralement effectuées pour compléter l'information issue des forages. Des petits capteurs sont placés à la surface du sol et dans les parois rocheuses et enregistrent à intervalles réguliers la température de surface. Cela permet d'obtenir des informations sur l'état thermique de la surface du sol, ce qui reflète en partie celui du sous-sol (Scapoza, 2013). Cette méthode a été largement utilisée dans les terrains sédimentaires (Hoelzle et al., 1999) et dans les parois rocheuses (Gruber et al., 2003 ; Gruber et al., 2004 ; Hasler et al., 2011 ; Magnin et al., 2015b).

Dans le cadre de cette étude, un réseau de capteurs a été mis en place sur les différents versants du Mont Fort (fig. 11). Cinq capteurs (GeoPrecision, capteurs PT1000, d'une précision de $\pm 0.1^\circ\text{C}$, fig. 12) ont été installés dans les parois du Mont Fort, à différentes orientations. Ces capteurs ont été placés dans des parois verticales et à plusieurs mètres du sol, pour éviter l'accumulation de neige (tab. 2). Ils ont été programmés pour mesurer la température chaque 2h, et ont été installés à une profondeur d'environ 10 cm dans la roche. Les données sont enregistrées depuis le 16 septembre 2018 et ont été relevées le 8 août 2019. Au moment de la rédaction, nous ne disposons donc pas encore d'une année complète de données. D'autres mini-loggers de type *iButton* ont été mis en place (fig. 13, tab. 3). Leur résolution est de $\pm 0.0625^\circ\text{C}$ et ils ont aussi été programmés avec un intervalle de mesure de

2h. Ceux-ci ont été placés immédiatement sous la surface du sol, à l'abri du rayonnement solaire. Ces loggers ont été placés pour la plupart au niveau des deux profils géoélectriques. Ils ont été installés le 11 juillet 2018, et les données ont été relevées en août 2019. Certains ont toutefois cessé de fonctionner dès le 16 juin 2019.

Tableau 2. Position et caractéristiques des capteurs de températures à la surface des parois.

Nom	x	y	Altitude (m)	Pente (°)	Orientation (°)
RST 1	2590693	1103382	3315	85	0 (N)
RST 2	2590711	1103264	3321	95	280 (W)
RST 3	2590751	1103263	3307	90	105 (E)
RST 4	2590599	1103027	3273	68	190 (S)
RST 5	2590636	1103066	3286	82	320 (NW)

Tableau 3. Position et caractéristiques des capteurs de températures à la surface du sol (débris).

Nom	x	y	Altitude (m)	Pente (°)	Orientation	Position
MF1	2590738	1103204	3316	49	E	Electrode 33, ERT1
MF2	2590674	1103170	3292	37	SW	Electrode 4, ERT2
MF3	2590723	1103208	3322	36	SW	Electrode 23, ERT1
MF4	2590710	1103210	3308	53	W	Electrode 13, ERT1
MF5	2590715	1103233	3321	43	W	Electrode 48, ERT2
MF6	2590716	1103191	3309	37	S	Près de la terrasse
MF7	2590687	1103159	3293	28	S	Sous la gare
MF8	2590702	1103151	3284	33	SE	Sous la gare

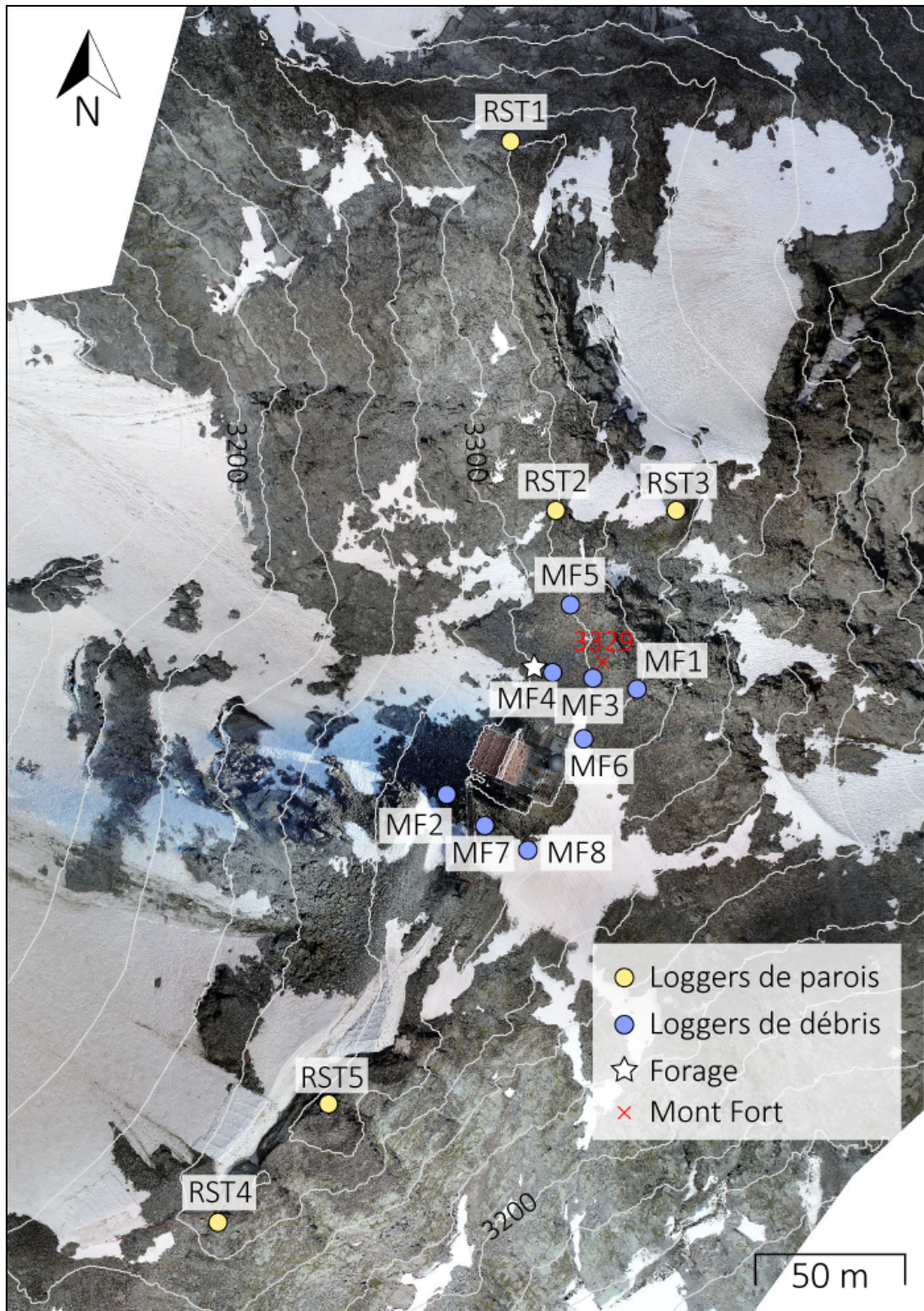


Figure 11. Emplacements du forage et des capteurs de température (en jaune : capteurs de température à la surface des parois ; en bleu : capteurs de températures à la surface du sol (débris rocheux) ; et en blanc : forage).

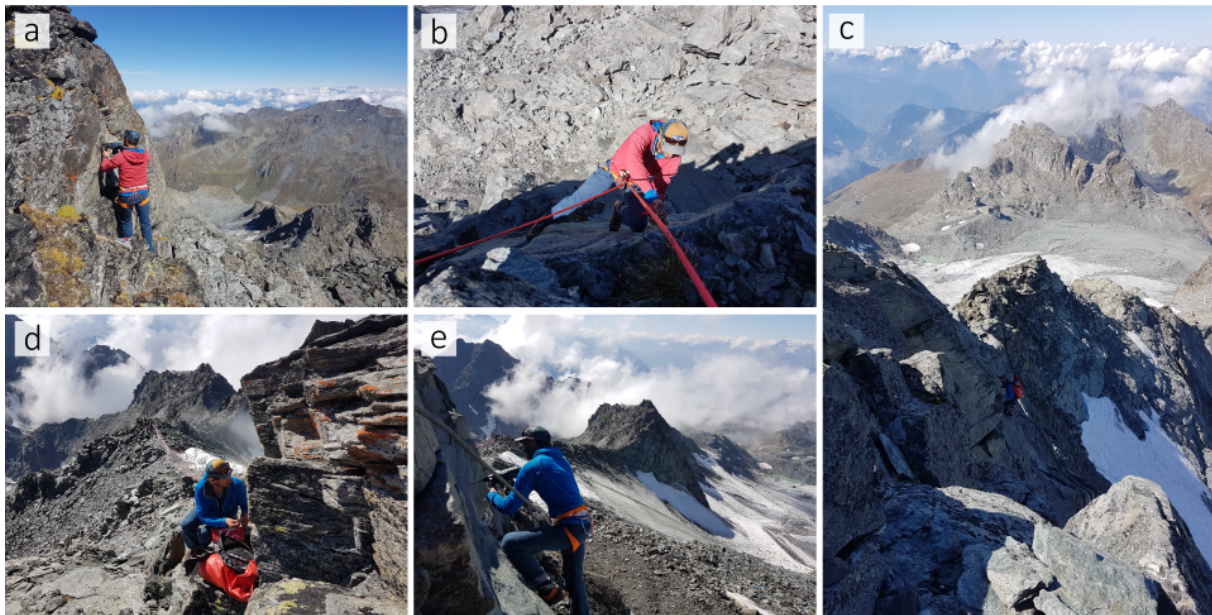


Figure 12. Photos de la mise en place des capteurs de température à la surface des parois : a) RST3 en versant E ; b) RST2 en versant W ; c) RST1 en versant N ; d) RST4 en versant S ; et e) RST5 en versant NW.



Figure 13. Photos de l'emplacement des capteurs de températures à la surface du sol (dans des zones de débris ou de roches fracturées) : a) MF3 ; b) MF5 ; c) MF7 ; d) MF2 ; et e) MF8.

2.3.2 Tomographie des résistivités électriques

Les méthodes géophysiques se basent sur le fait que de nombreuses propriétés géophysiques des sols changent de manière significative lorsqu'un changement d'état de l'eau a lieu (Kneisel et al., 2008 ; Harris et al. 2009 ; Hauck, 2013 ; Beniston et al., 2018). Elles permettent ainsi de caractériser le sous-sol de manière continue sur de grandes zones, sur des profondeurs de plusieurs dizaines de mètres, alors qu'un forage ne fournit qu'une information ponctuelle.

La géoélectrique est l'une de ces méthodes géophysiques. Le principe de cette méthode consiste à générer un courant électrique entre deux électrodes A et B – dites électrodes de courant – placées sur le sol. Le courant électrique est conduit dans le terrain et un champ électrique semi-sphérique se crée (Delaloye, 2004). La profondeur d'investigation correspond à environ $AB/4$, mais elle diminue dans les terrains très résistants. Deux électrodes de potentiel M et N sont ajoutées ; elles permettent de mesurer la différence de potentiel due à l'action conjuguée de A et B (Scapozza, 2013). Ce système est appelé « quadripôle » (fig. 14).

La tomographie des résistivités électriques consiste à réaliser des profils de résistivité en 2D : plusieurs dizaines d'électrodes sont disposées à intervalles réguliers le long d'une ligne et reliées à un résistivimètre. Le résistivimètre peut ensuite effectuer différentes mesures selon plusieurs écartements entre les électrodes : les configurations les plus utilisées sont celles de Wenner, Wenner-Schlumberger et dipôle-dipôle (fig. 15). Le choix d'une configuration appropriée dépend des conditions de la surface (Kneisel et al., 2008).

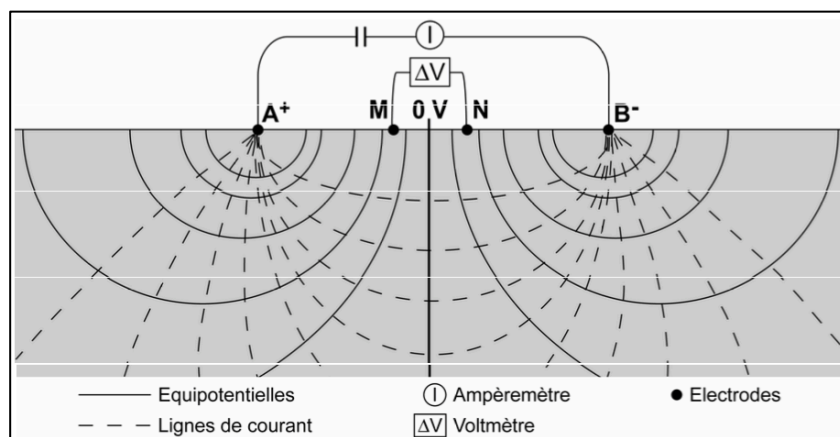


Figure 14. Disposition d'un quadripôle, avec A électrode d'injection, B électrode de réception, M et N électrodes de potentiel (Scapozza, 2013).

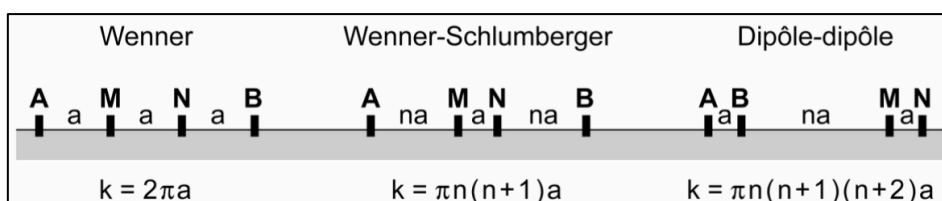


Figure 15. Configurations de Wenner, Wenner-Schlumberger, dipôle-dipôle (Scapozza, 2013).

La résistivité électrique se définit comme la résistance (R) d'une unité cubique (1m^3) pour un courant d'intensité I et de potentiel électrique U s'écoulant entre deux faces opposées du cube (Scapozza, 2013). La tomographie des résistivités électriques (ERT – *Electrical Resistivity Tomography*) se base ainsi sur la loi d'Ohm :

$$U = R * I \Leftrightarrow R = U / I,$$

avec U en Volt (V), R en Ohm (Ω) et I en Ampères (A). La résistivité d'un corps solide (ρ) peut donc être exprimée en fonction de la résistance :

$$\rho = R * (s/l),$$

avec ρ = résistivité (Ωm), R = résistance (Ω), s = section du corps (m^2), l = longueur du corps (m).

Un terrain dans lequel on injecte un courant électrique se comporte comme une résistance (Scapozza, 2013). Les mesures des caractéristiques du champ électrique permettent de connaître sa résistivité (Scapozza, 2013). La résistivité d'un sédiment dépend de plusieurs variables, comme la lithologie, la porosité, la quantité d'eau sous forme liquide, la teneur en glace, la température, etc. La loi d'Archie permet d'exprimer cette relation (Scapozza, 2013) :

$$\rho_r = a * \rho_w * \phi^{-m} * S^{-n},$$

avec ρ_r = résistivité de la roche [Ωm], a = coefficient voisin de 1, ρ_w = résistivité du fluide d'imbibition [Ωm], ϕ = porosité [comprise entre 0 et 1], m = coefficient voisin de 2, S^{-n} = saturation [comprise entre 0 et 1, avec n qui est souvent égal à 2].

Ainsi, même dans un terrain où les roches sont de même nature, la résistivité varie s'il y a de la glace. C'est la raison pour laquelle la géoélectricité reste une méthode géophysique très pertinente pour l'étude du permafrost. La résistivité électrique augmente avec l'augmentation de la teneur en glace et la diminution de la température au-dessous de 0°C (Scapozza, 2013) (fig.16). Le type de glace peut toutefois influencer considérablement la résistivité d'un mélange de matériaux (Scapozza, 2013). Ainsi, la résistivité permet de faire des hypothèses sur le type et l'origine de la glace contenue dans le mélange (Delaloye, 2004). Plusieurs catégories de résistivités électriques peuvent être distinguées (tab. 4).

Tableau 4. Catégories de résistivités (d'après Scapozza, 2013 ; Delaloye, 2004).

Valeur (kΩm)		
<10	Très faible	Mélange glace/sédiments
10-100	Faible	Permafrost semi-tempéré à tempéré
100-500	Peu élevée	Glace de congélation d'un glacier rocheux
1000-2500	Elevée	Glace de congélation (gel de l'eau liquide) ou toit du permafrost
2500-5000	Très élevée	Typique des corps de glace massive (petits glaciers, avalanches)
5000-10'000	Extrême	Glace de glaciers

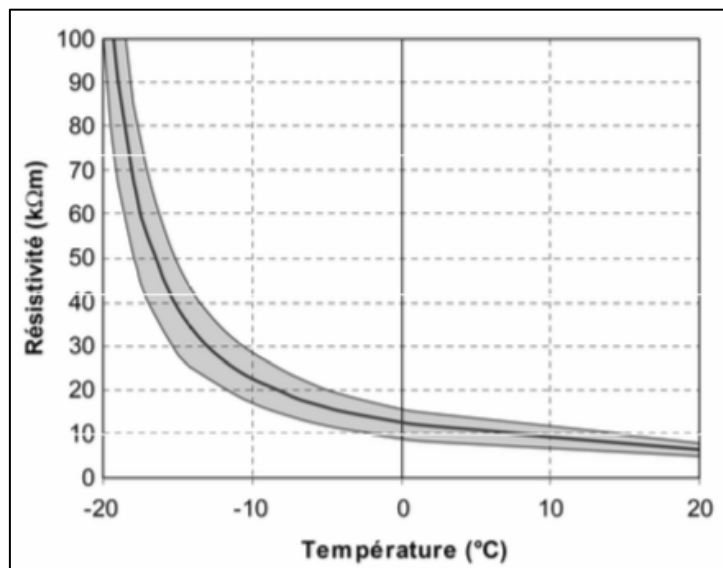


Figure 16. Relation entre température et résistivité électrique pour les gneiss chlorito-albitiques de la Formation du Métailler (Nappe du Mont Fort) dans la région du Lac des Vaux. A noter que la variation de résistivité est linéaire au-dessus de 0°C et exponentielle au-dessous (Scapozza, 2013).

La résistivité mesurée n'est toutefois pas une résistivité vraie – ou spécifique – mais une résistivité apparente. Cela signifie qu'elle intègre toutes les résistivités des couches traversées par le champ électrique. L'image donnée par les résistivités apparentes est donc déformée et ne représente qu'une approximation grossière de la répartition des résistivités électriques dans le terrain (Scapozza, 2013). Pour connaître les résistivités spécifiques, il est nécessaire de passer par un processus d'inversion des données. L'inversion consiste en « la construction d'un modèle physique de la subsurface permettant de retrouver les paramètres du modèle du sous-sol (résistivités inversées, qui doivent être proches des résistivités vraies) correspondant le mieux possible aux données mesurées sur le terrain (résistivités apparentes) » (Scapozza, 2013). Cette procédure automatique fonctionne comme suit. Un modèle de base est créé, constitué de cellules de résistivité constante. L'algorithme d'inversion calcule des résistivités apparentes à partir de ce modèle. L'algorithme effectue ensuite une comparaison entre les résistivités apparentes mesurées et les résistivités apparentes calculées. La différence entre ces dernières est alors minimisée en modifiant le modèle de base. Ces itérations sont répétées plusieurs fois, jusqu'à ce que la différence entre les résistivités apparentes mesurées et calculées ne diminuent plus. L'erreur RMS (*root-mean-square*) permet de mesurer cette différence. Le modèle final constitue ainsi une bonne approximation de la réalité physique du

terrain, mais il convient ensuite d'interpréter les résultats (Hauck et Vonder Mühl, 2003). Le logiciel le plus fréquemment utilisé pour le processus d'inversion est RES2DINV. Deux types d'inversions peuvent être réalisées : une inversion lissée, qui lisse les contrastes entre les résistivités, et une inversion robuste, plus proche de la réalité. Pour mieux évaluer la fiabilité du modèle inversé, la distribution spatiale des incertitudes est analysée sous RES2DINV, grâce à un outil qui subdivise le profil en plusieurs blocs illustrant leurs plages d'incertitudes respectives, conformément à la méthode décrite dans Magnin et al. (2015c). Les modèles minimum et maximum sont également calculés.

Les coordonnées de chaque électrode ont été relevées au GPS différentiel (dGPS) utilisant la méthode de cinématique en temps réel (*RTK-Real Time Kinematic*). Cette méthode de relevés topographiques est basée sur l'utilisation de deux antennes permettant d'éviter les perturbations du signal lors de son passage dans l'atmosphère. La station de base – ou récepteur fixe – était placée sur un point dont la position est connue, au col des Gentianes. Chaque altitude mesurée a ensuite été ajoutée dans RES2DINV de manière à reconstituer la topographie des profils ERT. Les mesures ont été réalisées avec un Syscal Pro Switch system (*Iris Instruments*). Les données brutes ont été traitées avec le logiciel Prosys et ont été ensuite inversées avec le logiciel RES2DINV (Loke et Barker, 1996).

2.3.3 Photogrammétrie SfM

La deuxième partie de ce travail a pour objectif de modéliser la distribution du permafrost autour du sommet du Mont Fort. Ce modèle sera construit sur la base d'un modèle numérique de terrain à haute résolution. Pour le produire, nous avons recours à la méthode de la photogrammétrie SfM. La photogrammétrie *Structure from Motion* consiste à utiliser des photos prises de multiples points de vues pour reconstituer un objet en 3 dimensions. Des algorithmes de nouvelle génération permettent d'utiliser des images acquises de manière non-structurée (Fonstad et al., 2013). Il faut simplement qu'un point présent dans l'objet restitué soit présent sur plusieurs images, ou qu'elles se superposent entre elles. Nous pouvons distinguer plusieurs étapes clés dans l'exécution d'un projet SfM.

(i) L'acquisition des données – des photos. Cette étape consiste à prendre de multiples photos de la zone d'étude depuis différents angles. Il est nécessaire de disposer de photos qui se superposent, car c'est essentiel pour les algorithmes de correspondances d'images utilisés par la suite (Fonstad et al., 2013).

(ii) L'acquisition des coordonnées géographiques de plusieurs points de contrôle, au moins 3 (Pierrat et al., 2015).

(iii) Le tri des photos, à savoir la suppression de celles qui sont floues, doubles ou en dehors de la zone d'étude (Fonstad et al., 2013).

(iv) Les images sont ensuite importées dans Pix4Dmapper, le logiciel qui va les aligner. Grâce à l'algorithme BA (*Bundle Adjustment*), des caractéristiques correspondantes dans plusieurs photos sont détectées (Nouwakpo et al., 2016). Le logiciel estime les paramètres intrinsèques et extrinsèques de la caméra et les paramètres de calibration de la caméra sont automatiquement calculés (Prodocimi et al., 2015). Le logiciel crée alors une reconstruction

3D clairsemée de la zone d'étude (Nouwakpo et al., 2016).

(v) Cette reconstruction 3D est améliorée grâce à un autre algorithme, *Multi-View-Stereo* (MVS), qui lui opère à l'échelle des pixels individuels. Tous les pixels sont employés pour une reconstruction détaillée de la surface d'étude. La distance entre la caméra et la surface de l'objet est calculée pour presque chaque pixel de chaque image (Piermattei et al., 2015). Un nuage de point 3D précis et dense est alors produit.

(vi) Les coordonnées sont alors exprimées dans un système de coordonnées locales et les unités sont arbitraires. Il est donc nécessaire de géoréférencer l'objet dans un système de coordonnées absolues de manière à pouvoir effectuer des analyses métriques (Piermattei et al., 2015). Cela se fait grâce aux points de contrôle obtenus à l'étape (ii). Les étapes clés étant effectuées, des erreurs sont tout de même possibles. Celles-ci peuvent être liées à plusieurs éléments : la caméra utilisée, le nombre d'images acquises, la résolution des images acquises, la distribution de la perspective dans ces images, le nombre et la précision des paramètres de la caméra utilisés par le logiciel ainsi que la distribution et la qualité des points de contrôles utilisés pour le géoréférencement (Smith et Vericat, 2015).

Le drone utilisé ici est le *DJI Phantom 4*, et le traitement des données a été effectué avec le logiciel Pix4Dmapper (version 4.3.31). L'objectif est de produire un modèle numérique de terrain 3D à haute résolution. 3 vols différents ont été effectués, – respectivement les 9, 10 et 11 juillet 2018 – pour un total de 2177 photos et une aire couverte de 0.34km². Les 3 projets ont été fusionnés à la fin de l'étape 1 (*Initial processing*) pour ne créer qu'un seul MNT.

2.3.4 Modélisation de la distribution spatiale du permafrost

Connaître la distribution spatiale du permafrost est nécessaire pour la compréhension du rôle de la dégradation du permafrost sur l'instabilité des parois. Le permafrost reste un phénomène invisible et extrêmement sensible aux conditions locales, ce qui rend sa cartographie difficile. La modélisation du permafrost est ainsi indispensable. Le *rock model* est l'un des deux sous-modèles du modèle global de la distribution du permafrost des Alpes (APIM ; Boeckli et al., 2012a ; Boeckli et al., 2012b). Ce modèle est un modèle statistico-empirique élaboré pour cartographier le permafrost à l'échelle des Alpes. Il est ici appliqué au Mont Fort, à une échelle locale. Il se base sur deux paramètres : la radiation solaire incidente potentielle (PISR – *Potential Incoming Solar Radiation*) et la température annuelle moyenne de l'air (MAAT – *Mean Annual Air Temperature*). Une régression linéaire multiple permet ensuite de prédire la température annuelle moyenne à la surface des parois rocheuses (MARST – *Mean Annual Rock Surface Temperature*). Le modèle a été calibré avec des mesures de températures moyennes à la surface des parois récoltées en France, Allemagne, Italie et Suisse et a obtenu finalement une erreur RMS de 1.6°C (Boeckli et al., 2012a ; Boeckli et al., 2012b). Pour les 57 points de calibration, les MARST sont plus élevées que les MAAT, et la différence entre MARST et MAAT augmente avec l'augmentation de PISR (fig. 17).

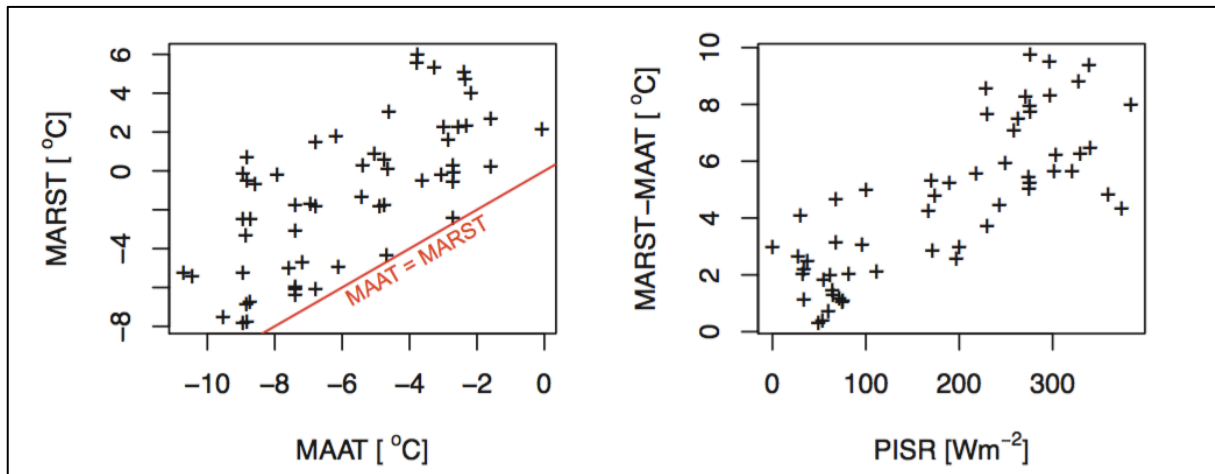


Figure 17. Relation entre MARST et MAAT (à gauche) et entre la différence entre MARST et MAAT et PISR (à droite) (Boeckli et al., 2012a).

C'est sur cette relation linéaire que se base le *rock model*. La régression linéaire multiple s'exprime comme suit (Boeckli et al., 2012a) :

$$MARST = (0.019 \times PISR) + (1.096 \times MAAT) + 1.677$$

Le *rock model* a été ensuite utilisé par Magnin et al. (2015a) pour le développement d'une nouvelle carte d'indice du permafrost dans les parois rocheuses du massif du Mont Blanc. Nous allons ici l'appliquer à plus grande échelle, à la région du Mont Fort. Comme ce modèle a été développé spécifiquement pour les parois rocheuses, il est nécessaire d'identifier et de fixer un seuil de pente sur lequel il sera appliqué. En observant les caractéristiques du terrain d'étude, nous avons ici choisi un seuil de 50°. Dans la littérature, les auteurs ont définis différents seuils en se basant sur des observations ou les résultats de leur modèle. Des valeurs récurrentes de 55 à 60° semblent définir la limite supérieure de l'accumulation de la neige, alors que des pentes de 35 à 37° marquent la limite supérieure de terrains totalement recouverts de neige (Elder et al., 1991 ; Kirnbauer et al., 1991 ; Elder et al., 1998 ; Gruber, 2007 ; Farinotti et al., 2010 ; Pogliotti, 2011 ; Magnin et al., 2015a).

La modélisation a été effectuée à partir de deux MNT différents, de manière à comparer les résultats et évaluer l'influence de la résolution sur la modélisation. D'abord, plusieurs vols de drone ont permis la réalisation d'un MNT à haute résolution (2.24 cm) du sommet et des versants du Mont Fort. La résolution de ce MNT a été diminuée (*Resample, DataManagement, ArcGIS10.4.1*) pour permettre le calcul de PISR dans ArcGIS (*Area Solar Radiation, Spatial Analyst, ArcGIS10.4.1*). Nous choisissons ici une résolution de 70 cm, et calculons PISR sur une année complète (2018), avec une résolution temporelle de 1h et une transmissivité atmosphérique de 100% (soit une absence de nébulosité), d'après les paramètres utilisés par Boeckli et al. (2012a). Cette haute résolution permet une meilleure précision du modèle final, puisque l'altitude, la pente et l'exposition seront mieux représentées. PISR est en effet largement dépendante de ces trois attributs topographiques : la pente et l'orientation contrôlent notamment l'angle d'incidence du rayonnement solaire et la

quantité de radiations (Magnin et al., 2015a). Le deuxième MNT est le SwissALTI3D, d'une résolution spatiale de 2 m.

La température annuelle moyenne de l'air au Mont Fort est le deuxième paramètre dont nous avons besoin. *MétéoSuisse* possède une station mesurant la température de l'air et les vents aux Attelas, à 2735 m d'altitude, depuis septembre 1993. La température de l'air est également mesurée au Col des Gentianes, à 2890 m par l'Unil, mais malgré la proximité des Gentianes avec le Mont Fort, nous avons préféré nous baser sur les températures mesurées par *MétéoSuisse* à la station des Attelas, en raison de leur plus grande précision. Les températures mesurées aux Gentianes semblent en effet trop élevées : la proximité de la gare d'arrivée du téléphérique pourrait biaiser les mesures. L'analyse est centrée sur deux périodes : d'abord, la période 2009-2018 – soit les 10 dernières années de mesures aux Attelas – qui offrira un aperçu de la situation actuelle. Pour la période 2009-2018, la MAAT mesurée aux Attelas est de -1.17°C . Un gradient de température annuel moyen de $-0.59^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ (Bouët, 1985) a été ensuite appliqué à cette moyenne pour obtenir la MAAT au Mont Fort.

Pour respecter les normes de l'Organisation Météorologie Mondiale (OMM), nous avons utilisé également la période de référence 1981-2010. Comme la température de l'air aux Attelas est mesurée en continu uniquement depuis l'automne 1993, ces valeurs ont dû être corrigées avec les données d'une autre station dont les caractéristiques climatiques sont comparables. La MAAT mesurée aux Attelas sur la période 1994-2010 est de -1.2°C . Pour ajuster cette valeur sur la période de référence 1981-2010, nous avons reporté la différence de température mesurée entre les périodes 1994-2010 et 1981-2010 au Col du Grand St Bernard, situé à une altitude de 2473 m et à une distance d'environ 30 km. La MAAT pour la période 1994-2010 y est de -0.4°C , et de -0.6°C pour la période 1981-2010. Cette différence de -0.2°C a été reportée sur la MAAT des Attelas et nous obtenons une MAAT de -1.4°C pour la période de référence 1981-2010 aux Attelas. Enfin, le gradient de $-0.59^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ a été à nouveau utilisé pour calculer la température au Mont Fort. Ces deux MAAT ($\text{Attelas}_{2009-2018}$ et $\text{Attelas}_{1981-2010}$) ont été ensuite utilisées pour cartographier les MAAT sur la base du MNT-MF d'une résolution de 70 cm.

La régression linéaire multiple a permis de cartographier la température à la surface des parois rocheuses (MARST) d'après les variables PISR et MAAT. MARST reste un indicateur grossier de la présence de permafrost, car les interactions entre la température à la surface des parois, les dépôts temporaires de neige, la ventilation dans les fractures et la radiation solaire sont encore mal connues (Magnin et al., 2015a). D'après Boeckli et al., 2012b, cet *offset* de température (valeur de la différence de température entre la surface et le permafrost) varie entre -0.5°C (PISR de $0\text{ W}/\text{m}^2$) pour les faces ombragées et -2.5°C pour les faces ensoleillées (PISR $> 350\text{ W}/\text{m}^2$) (Boeckli et al., 2012b). La température annuelle moyenne en profondeur – soit sous la couche active – (*MART* – *Mean Annual Rock Temperature*) a donc été estimée en appliquant cet *offset* de température ΔR .

$$\Delta R = \theta_{min} + PISR \frac{\theta_{max} - \theta_{min}}{350 \text{ Wm}^{-2}}$$

où $\theta_{min} = -0.5$ et $\theta_{max} = -2.5$.

Finalement, la probabilité de la présence de permafrost est exprimée d'après la procédure suivante. $MART_{pred}$ est d'abord transformé en une variable normale ($MART_{norm}$), pour calculer la probabilité que la MART à un point donné soit inférieure à 0°C :

$$MART_{norm} = \frac{(-MART_{pred} - \mu_{pred})}{\sigma_{pred}}$$

où μ est la moyenne et σ la déviation standard de $MART_{pred}$.

La dernière étape consiste à calculer la probabilité de présence de permafrost en utilisant une approximation logistique de la distribution normale cumulative développée par Bowling et al. (2009) :

$$P(p) = \frac{1}{1 + e^{-(0.07056 \times MART_{norm}^3 + 1.5976 \times MART_{norm})}}$$

Les probabilités de présence du permafrost s'étendent de 0 à 1 et se caractérisent de cette manière (Brown et al., 1997) :

- permafrost continu pour $p \geq 0.9$
- permafrost discontinu pour $0.5 \leq p < 0.9$
- permafrost sporadique pour $0.1 \leq p < 0.5$
- permafrost isolé pour $p < 0.1$

La méthodologie générale de la modélisation est résumée dans la figure 18.

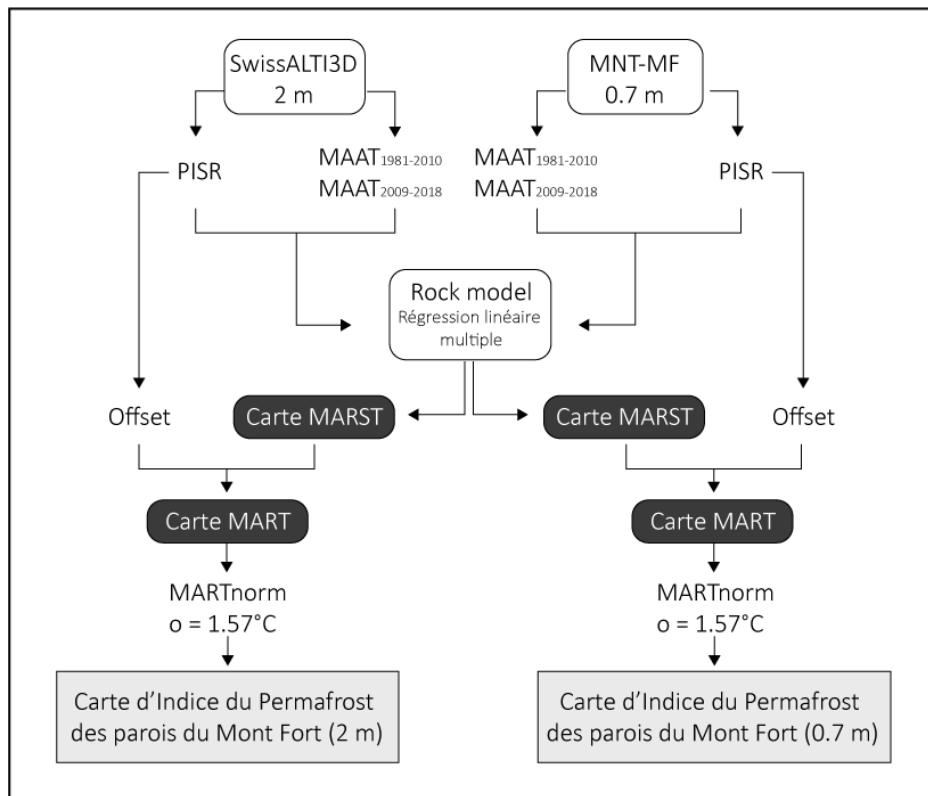


Figure 18. Schéma de la méthodologie générale du modèle CIP-MF (adapté d'après Magnin et al., 2015a).

2.3.5 Etude des changements géomorphologiques par LiDAR

Les changements géomorphologiques à la surface du terrain ont été étudiés avec la méthode du scan LiDAR. La forte pente des parois combinée avec la topographie complexe de l'aire d'étude expliquent ce choix. Les techniques de télédétection ont passablement évolué ces dernières années et la pertinence d'utiliser les LiDAR terrestres pour détecter des déplacements de terrain dans le permafrost ou les environnements glaciaires est bien reconnue (Abermann et al., 2010 ; Krautblatter et al. 2012 ; Gabbud et al., 2015 ; Fischer et al., 2016).

2.3.5.1 Acquisition des données

La méthode TLS, ou *Terrestrial Laser Scanning*, est un puissant système de collecte de données et fournit des informations en 3 dimensions d'une surface. Le LiDAR (*Light Detection And Ranging*) est ainsi un outil de télédétection capable de récupérer des positions de points à une résolution spatiale élevée et sur des terrains accidentés, c'est pourquoi il est largement utilisé aujourd'hui en géosciences (Deems et al., 2013).

Les scanners laser terrestres émettent un signal laser dans le proche infrarouge et mesure le temps de retour du signal après réflexion sur la cible d'intérêt (Gabbud et al., 2015). La distance entre l'appareil de mesure et l'objet d'étude est ainsi calculée en fonction du temps écoulé entre l'émission et le retour du signal. Un système de rotation et d'oscillations de miroirs crée des bandes parallèles de faisceaux qui traversent l'atmosphère. Le résultat final est un nuage de point dans un système de coordonnées [X, Y, Z], et dont l'origine correspond à la position de l'appareil de mesure (Gabbud et al., 2015). Cette position est habituellement connue grâce à l'utilisation du GPS différentiel (Deems et al., 2013).

Différentes données ont été utilisées. D'abord, un scan de l'ensemble de la région d'étude a été réalisé durant l'été 2018. Deux scènes sont étudiées ; la première datant du 11 juillet 2018 et la deuxième du 18 septembre 2018. Le scan a été conduit avec un RIEGL VZ-6000©, qui peut effectuer des mesures à une vitesse de 23'000 à 220'000 mesures/secondes, et jusqu'à une distance de 6000 m (RIEGL, Laser Measurement System, 2015). Le LiDAR a été positionné au niveau de la moraine des Gentianes, de manière à scanner une grande partie du glacier de Tortin, l'ensemble des parois environnantes, le sommet du Mont Fort et la gare d'arrivée du téléphérique. Des données plus anciennes ont également été utilisées dans ce travail : des scans de juillet 2011, octobre 2012 et octobre 2013, réalisés par Ludovic Ravel (laboratoire EDYTEM, USMB-CNRS). L'appareil alors utilisé pour récolter les données était un Optech Ilris-3D qui peut acquérir 2000 points par seconde dans une fenêtre de $40 \times 40^\circ$. Sa portée maximale utile théorique est de 800 m, mais en pratique peu de points sont acquis au-delà de 500-600 m. La surface de ces scans est bien plus petite que ceux de 2018 et correspond à des secteurs particuliers de parois (fig. 19).

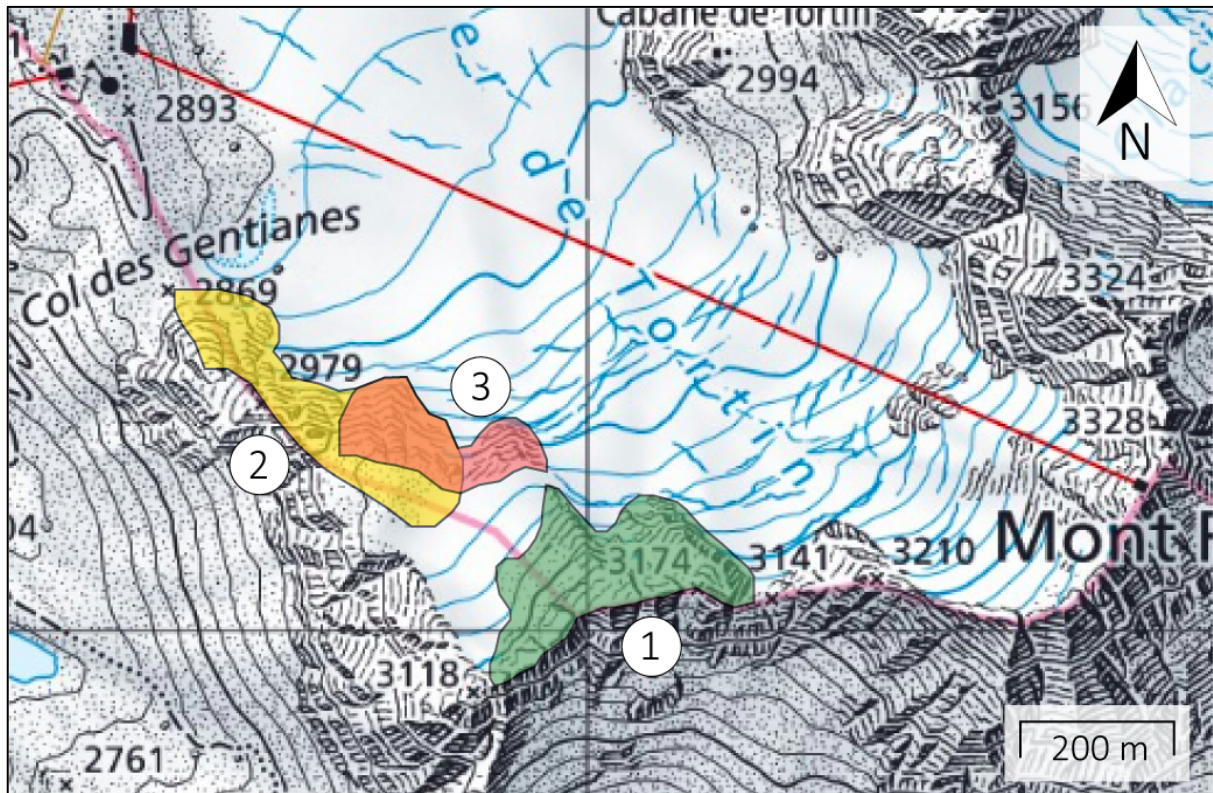


Figure 19. Localisation des scans LiDAR réalisés par EDYTEM (Fond de carte : Swisstopo, 2019). Deux nuages de points ont été comparés pour chaque scan et datent de : 1) 2011 et 2012 ; 2) 2012 et 2013 ; 3) 2012 et 2013.

2.3.5.2 Traitement des nuages de points

Les données ont été d'abord traitées dans le logiciel RiSCAN PRO. Le traitement du nuage de point se fait en plusieurs étapes. Il convient d'abord de supprimer le bruit, dû par exemple à des réflexions atmosphériques comme de la poussière ou de l'humidité (Gabbud et al., 2015). La suite du traitement consiste à superposer les différents scans le plus précisément possible pour les enregistrer dans un même système de coordonnées. La première étape est celle de la *coarse registration*, où entre 5 et 10 points correspondants sur les deux scans à assembler doivent être identifiés manuellement. Ces points doivent être fixes (par ex. angle de bâtiments, affleurements rocheux, ...). Les scans sont alors superposés les uns aux autres de manière approximative. L'étape du *multi-station adjustment* (MAS) va améliorer ce chevauchement de manière automatique. L'erreur de cet ajustement est finalement minimisée en modifiant les paramètres de l'étape précédente (Gabbud et al., 2015). Les scans ont été exportés dans un système de coordonnées locales, pour permettre la suite du traitement dans CloudCompare.

En raison de la grande densité de points, les nuages de points de l'été 2018 ont ensuite été coupés pour accélérer la vitesse de traitement. L'analyse s'est focalisée sur la partie supérieure des scans (sommets du Mont Fort et zone supérieure du glacier) (fig. 20 et tab. 5). Plusieurs zones fixes ont ensuite été définies, segmentées et fusionnées pour améliorer l'alignement des nuages de points grâce à l'outil ICP (*Iterative Closest Points*). Lorsque l'erreur RMS est minimisée, la matrice de déplacement est appliquée à l'ensemble du second

nuage de points (*Apply transformation tool*).

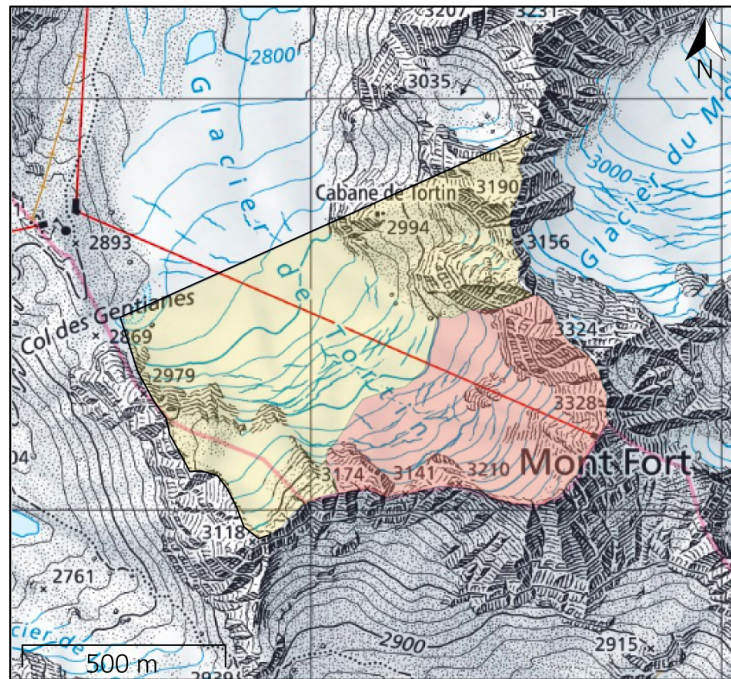


Figure 20. Etendue des scans LiDAR (en jaune : scans initiaux, en rouge : scans réduits).

Tableau 5. Caractéristiques des nuages de points.

Scan	Nombre de points	Date du scan	Scanner utilisé	Nombre de nuages
tortin_a1	38'742'023	11 juillet 2018	RIEGL-VZ6000	1
tortin_b1	133'580'738	18 septembre 2018	RIEGL-VZ6000	1
tortin_a2	6'773'726	11 juillet 2018	RIEGL-VZ6000	1
tortin_b2	8'695'661	18 septembre 2018	RIEGL-VZ6000	1
zone_1a	227'919	3 juillet 2011	Optech Ilris 3D	2
zone_1b	659'332	5 octobre 2012	Optech Ilris 3D	2
zone_2a	1'632'999	5 octobre 2012	Optech Ilris 3D	4
zone_2b	1'045'564	3 octobre 2013	Optech Ilris 3D	4
zone_3a	3'136'551	5 octobre 2012	Optech Ilris 3D	3
zone_3b	1'246'976	3 octobre 2013	Optech Ilris 3D	2

2.3.5.3 Distance entre les nuages de points (M3C2)

Il existe plusieurs manières de comparer deux nuages de points. La méthode la plus commune est celle des MNT de différence (Lague et al., 2013). Un maillage est créé et les nuages de points sont convertis en MNT, qui sont ensuite différenciés pixel par pixel. Cette méthode est très rapide mais la densité de l'information diminue avec la pente et la rugosité de la surface (Lague et al., 2013). Deux autres approches existent : celle de la comparaison directe entre deux nuages de points avec la technique du point le plus proche, et celle de la comparaison entre le nuage de point et un modèle théorique (C2M). À nouveau, la rugosité du terrain réduit

la qualité des données et les incertitudes dans le calcul des distances sont difficiles à quantifier (Lague et al., 2013).

Le M3C2 (*Multiscale Model to Model Cloud Comparison*) est un plugin développé par Lague et al. (2013) et combine pour la première fois plusieurs caractéristiques : il opère directement sur les nuages de points, il calcule la distance locale entre deux nuages de points dans la direction normale de la surface, ce qui permet d'étudier les variations de l'orientation de la surface, et il estime un intervalle de confiance pour chaque distance mesurée. Contrairement aux autres méthodes de mesures de distance entre nuages de points, il agit à une échelle locale. Trois étapes précèdent le calcul des distances : la première étape consiste à définir des points essentiels i (*core points*, notion définie par Brodu et Lague, 2012) qui représentent ainsi un échantillon du nuage de référence, ce qui permet d'accélérer la vitesse du traitement, même si les calculs sont effectués sur les données brutes (Lague et al., 2013). L'étape 2 calcule la normale pour chacun des *core points* et la distance entre le nuage de référence et le nuage de point analysé est calculée. Ces distances ne sont pas verticales comme dans la méthode des MNT de différence ; elles tiennent compte de la rugosité de la surface et de la pente, ce qui donne un changement de surface plus proche de la réalité (Lague et al., 2013 ; Vivero et Lambiel, 2019 ; fig. 21). Le M3C2 calcule finalement aussi les intervalles de confiance spatialement variable qui permettent d'évaluer les zones dans lesquelles les changements sont statistiquement significatifs (intervalle de confiance à 95%) ou ne le sont pas.

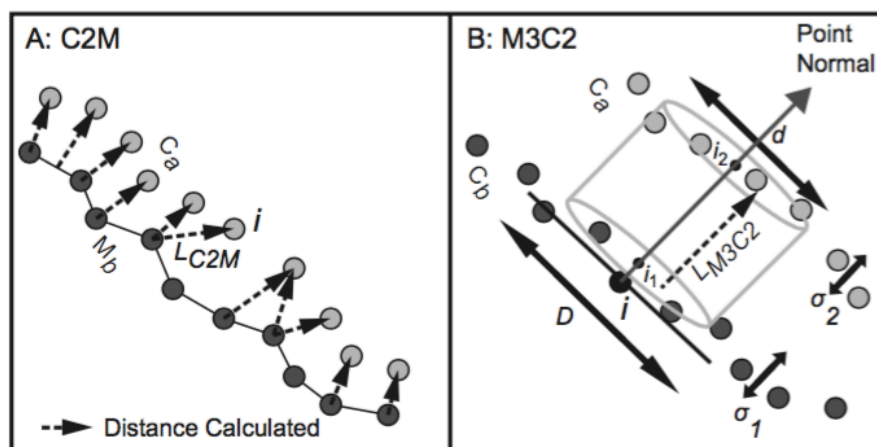


Figure 21. Diagramme conceptuel des techniques C2M (*Cloud to Mesh*) et M3C2 (*Multiscale Model to Model Cloud Comparison*). A) La distance la plus courte entre C_a et M_b est calculée, B) La normale au point i est calculée en utilisant l'échelle D , puis la distance entre les deux nuages de points est calculée le long de N (Barnhart et Crosby, 2013).

3. Résultats

3.1 Caractéristiques thermiques de la subsurface

3.1.1 Températures en profondeur

Le forage du Mont Fort enregistre les températures toutes les 2h à différentes profondeurs : 0, 1, 1.5, 2, 2.5, 3, 5, 7, 9, 12, 16 et 20 m. Les températures entre 15 et 20 m de profondeur sont de -2°C (fig. 22, fig. 23). L'épaisseur de la couche active est estimée à environ 3 m, comme lu sur la figure 23 avec les températures mesurées en octobre 2015. À 1 m de profondeur, le dégel a eu lieu le 1^{er} juillet 2015, le 8 juillet 2016 et le 7 juin 2018. Pour l'année 2017, les données sont en partie manquantes, mais à une profondeur de 1 m, les températures s'élevaient déjà à plus de 2°C le 8 juillet 2017, ce qui est comparable à l'année 2018. En 2017 et 2018, les températures à 1 m de profondeur se sont donc élevées à plus de 0°C un mois plus tôt que les années précédentes.

Les années 2017 et 2018 ont été marquées par un réchauffement printanier marqué, avec respectivement les troisième et quatrième printemps les plus chauds en Suisse depuis le début des mesures en 1864 (MétéoSuisse, 2018 ; MétéoSuisse, 2019a). En 2017, tous les mois du printemps (mars, avril et mai) ont été très doux et ont dépassé la norme 1981-2010 de + 0.5 à + 3.3°C. L'été 2017 a également été le troisième été le plus chaud depuis 1864. En 2018, le mois de mars a été un peu plus froid que la moyenne 1981-2010, alors que le mois d'avril a été le deuxième le plus chaud depuis le début des mesures, et la chaleur s'est poursuivie en mai (MétéoSuisse, 2019a). L'été 2018 a connu une température moyenne nationale au-dessus de 15°C, tout comme les étés 2017 et 2015, ce qui est considéré comme un signe évident du changement climatique en cours (MétéoSuisse, 2019a). Jusqu'en 2000, la température moyenne de l'été était de 12°C, et des étés avec une température moyenne supérieure à 14°C étaient considérés comme extrêmes (MétéoSuisse, 2019a). L'influence des températures de l'air sur celles en profondeur dans la roche est ici clairement établie.

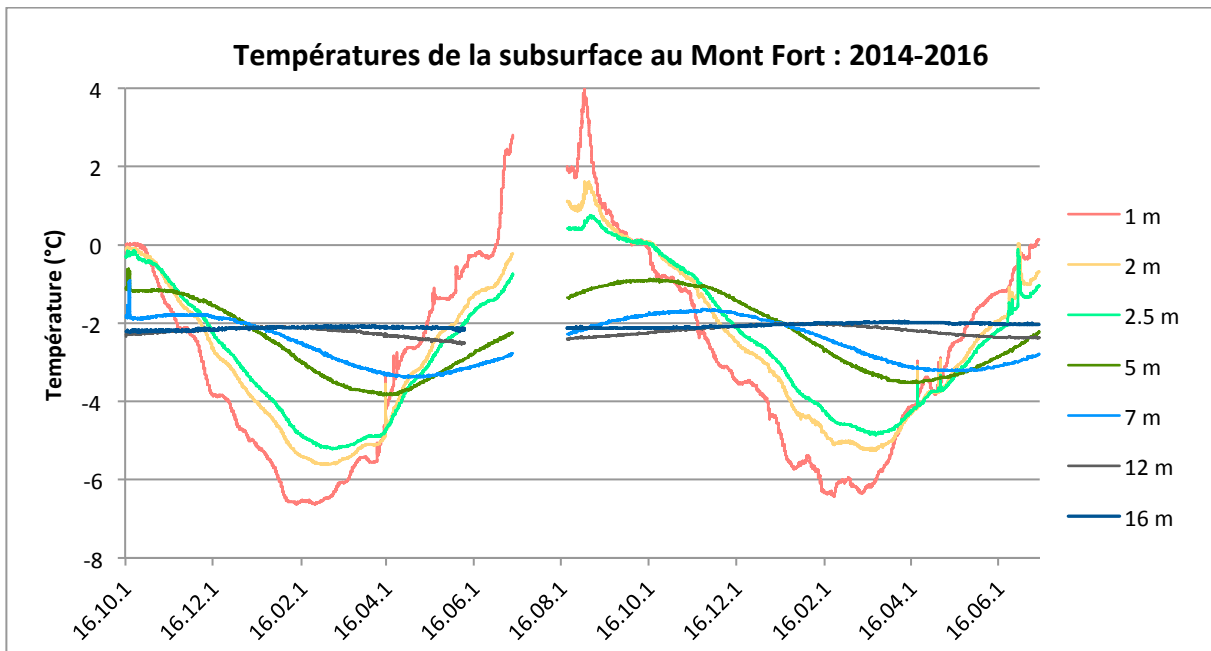


Figure 22. Températures mesurées dans le forage du Mont Fort entre 2014 et 2016.

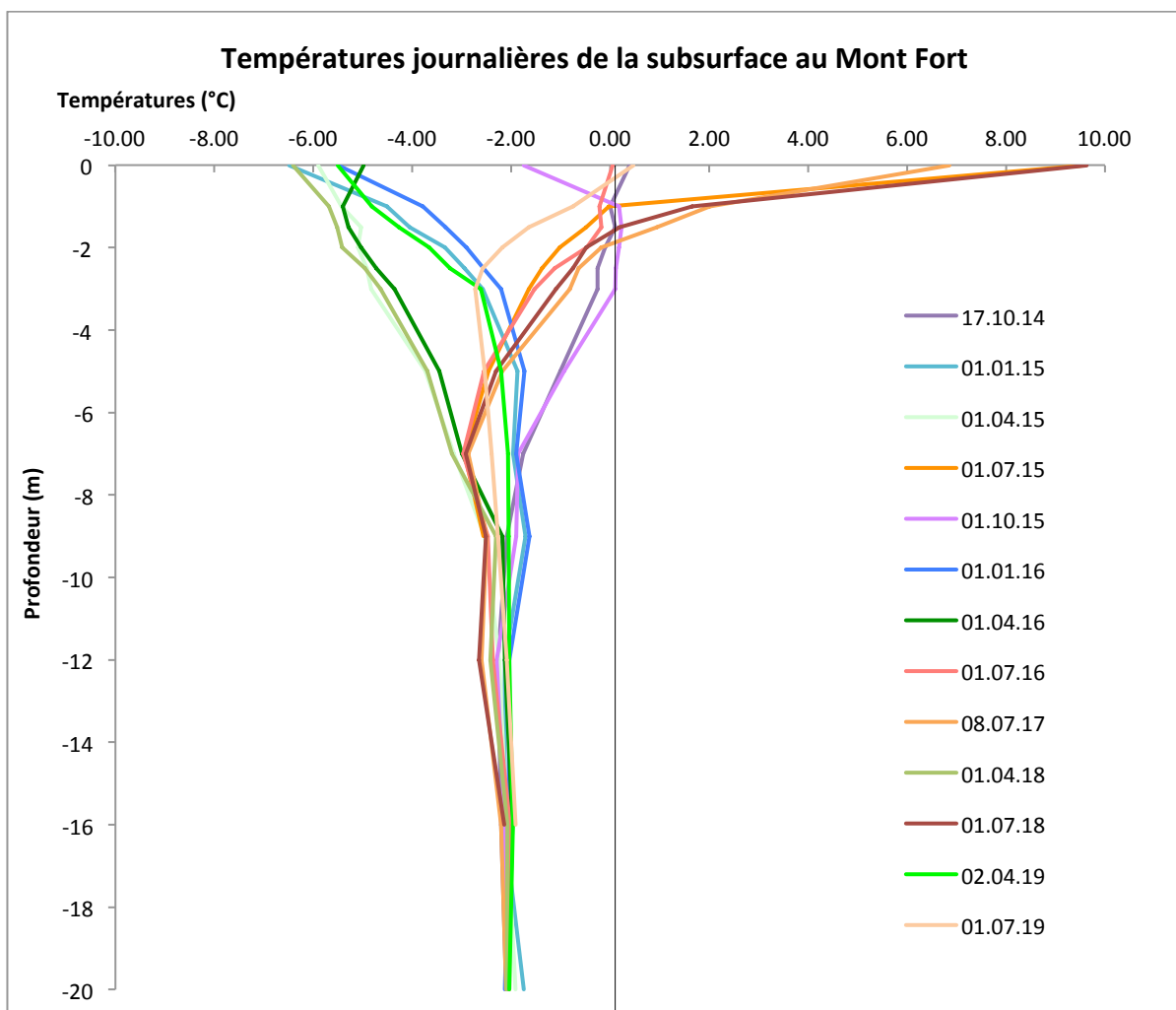


Figure 23. Profil des températures mesurées dans le forage du Mont Fort (en vert les températures enregistrées en avril, en bleu en janvier, en violet en octobre et en rouge-orange en juillet).

3.1.2 Températures à la surface des parois rocheuses

Les mesures effectuées par les capteurs de températures ont été relevées le 9 août 2019. Nous ne disposons donc pas d'une année complète de données, mais les principales tendances observées sont décrites ci-dessous (fig. 24, tab. 6). Les températures varient beaucoup selon les orientations. Sans surprise, les températures les plus froides sont observées dans les orientations N et NW, et les températures les plus chaudes en face S et E. Une différence de 4.5°C est relevée entre les températures moyennes des faces N et S, et 2.7°C entre les températures moyennes des faces E et W (moyenne de septembre 2018 à août 2019). On observe une différence de plus de 6°C entre les températures maximales en face N et en face S, alors que les températures minimales varient au maximum de 3.6°C. Cela montre l'influence de l'orientation, et donc du rayonnement solaire, sur les températures de parois. Les températures mesurées en face N et NW suivent de près la température de l'air, puisque les températures de ces versants sont les moins influencées par le rayonnement solaire. Les températures mesurées en face S, mais aussi E et W, ont ainsi une plus grande variabilité.

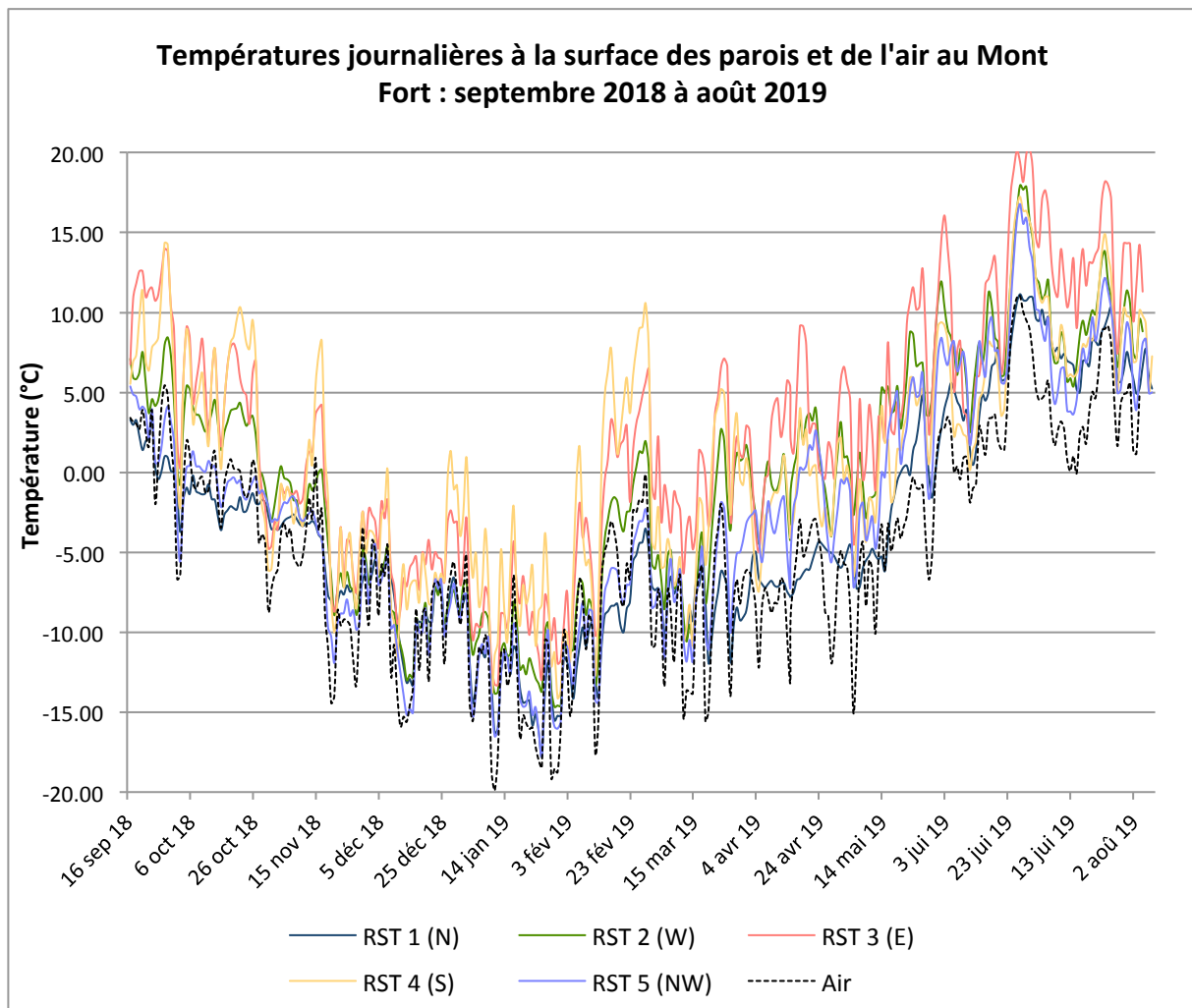


Figure 24. Températures journalières à la surface des parois et température de l'air au Mont Fort du 16 septembre 2018 au 8 août 2019.

Tableau 6. Statistiques des températures journalières de parois et de l'air (de septembre 2018 à août 2019).

Nom	Moyenne (°C)	Minimum (°C)	Maximum (°C)
RST1 (N)	-3.64	-17.74	11.15
RST2 (W)	-0.35	-14.67	17.94
RST3 (E)	2.39	-13.3	20.34
RST4 (S)	0.83	-14.12	17.24
RST5 (NW)	-2.44	-17.63	16.78
Air	-4.84	-19.9	11.04

Les températures minimales mesurées à la surface du forage sont de -8.95°C le 3 février 2015, -8.81° le 13 février 2016 et -7.39° le 24 février 2018. Les capteurs de parois rocheuses relèvent eux des températures minimales de -13.3° à -17.7°C plus tôt, entre le 11 et le 30 janvier 2018. Ces différences entre les températures minimales mesurées à la surface du forage et celles mesurées par les capteurs en parois rocheuses s'expliquent par l'effet isolant de la neige. Les capteurs sont situés dans des parois verticales où la neige ne peut pas s'accumuler, tandis que le forage se situe sous la neige durant une grande partie de l'année. La couverture neigeuse qui est présente entre l'atmosphère et la surface du sol durant la saison froide est l'un des premiers facteurs influençant le régime thermique du sol dans les régions froides (Zhang et al., 2001). La neige agit comme isolant en raison de sa faible conductivité thermique. Cet effet peut varier selon l'épaisseur, la densité et la durée de la couverture neigeuse : la date de mise en place du manteau neigeux et son épaisseur influencent la perte de chaleur du sol vers l'atmosphère à la fin de l'automne et au début de l'hiver, alors que le moment de la fonte influence le réchauffement du sol à la fin du printemps ou au début de l'été (Zhang et al., 2001 ; Scapozza, 2013).

En versant N, les températures ont été négatives du 30 septembre 2018 au 21 mai 2019, soit presque 8 mois d'affilée. La présence de permafrost dans cette zone est ainsi hautement probable. En versant NW, les températures ont été négatives du 14 octobre 2018 au 17 avril 2019, puis ont regelé par la suite. Ces températures sont légèrement plus élevées que celles en versant N, mais nous pouvons supposer que la présence de permafrost y est également hautement probable. En versant W, les températures ont été négatives dès le 28 octobre 2018 et ont dépassé le 0°C une première fois le 24 février 2019. La période de gel est ainsi bien plus courte. En versant E et S, le même phénomène est observé avec une période de gel continu respectivement du 17 novembre au 14 février et du 18 novembre au 5 février (avec quelques dégels ponctuels). Ces périodes de gel beaucoup plus courtes rendent la probabilité de présence du permafrost en versant E et S beaucoup plus faible.

Les températures maximales sont relevées le 27 juin pour les capteurs RST1, 2, 4 et 5 et le 30 juin pour RST3. La température la plus chaude (20.34°C) est relevée en versant E et dépasse de 9.2°C la température maximale relevée en versant N, ce qui montre à nouveau l'influence de l'exposition sur les températures. Ces températures maximales correspondent avec une période de canicule du mois de juin, où les températures de l'air ont atteint plus de 10°C au

Mont Fort. Le jour du 27 juin, la température maximale journalière depuis 1864 a d'ailleurs été atteinte au Grand-St-Bernard, avec 21.6°C (MétéoSuisse, 2019b).

3.1.3 Températures à la surface du sol

Les capteurs de température disposés à la surface du sol le 11 juillet 2018 ont été relevés le 5 août 2019. Ces capteurs étaient disposés dans des zones de débris ou de rochers disloqués, le long des profils de résistivités géoélectriques notamment. Les capteurs MF1, MF2, MF3 et MF4 ont fonctionné jusqu'au 16 juin 2019. Le capteur MF5 a été remplacé en hiver, et nous disposons donc des données jusqu'au 8 août 2019. Le capteur MF6 a été placé plus tard, le 24 août 2019. Les capteurs MF7 et MF8, placés en septembre 2019, ne sont pas présentés ci-dessous, car le capteur MF7 n'a pas fonctionné, et le MF8 se trouve au moment de la rédaction encore sous la neige. Les mesures de températures à la surface du sol ne sont par conséquent pas annuelles, mais les tendances observées et les statistiques relatives à chaque capteur sont présentées dans la fig. 25 et le tab. 7.

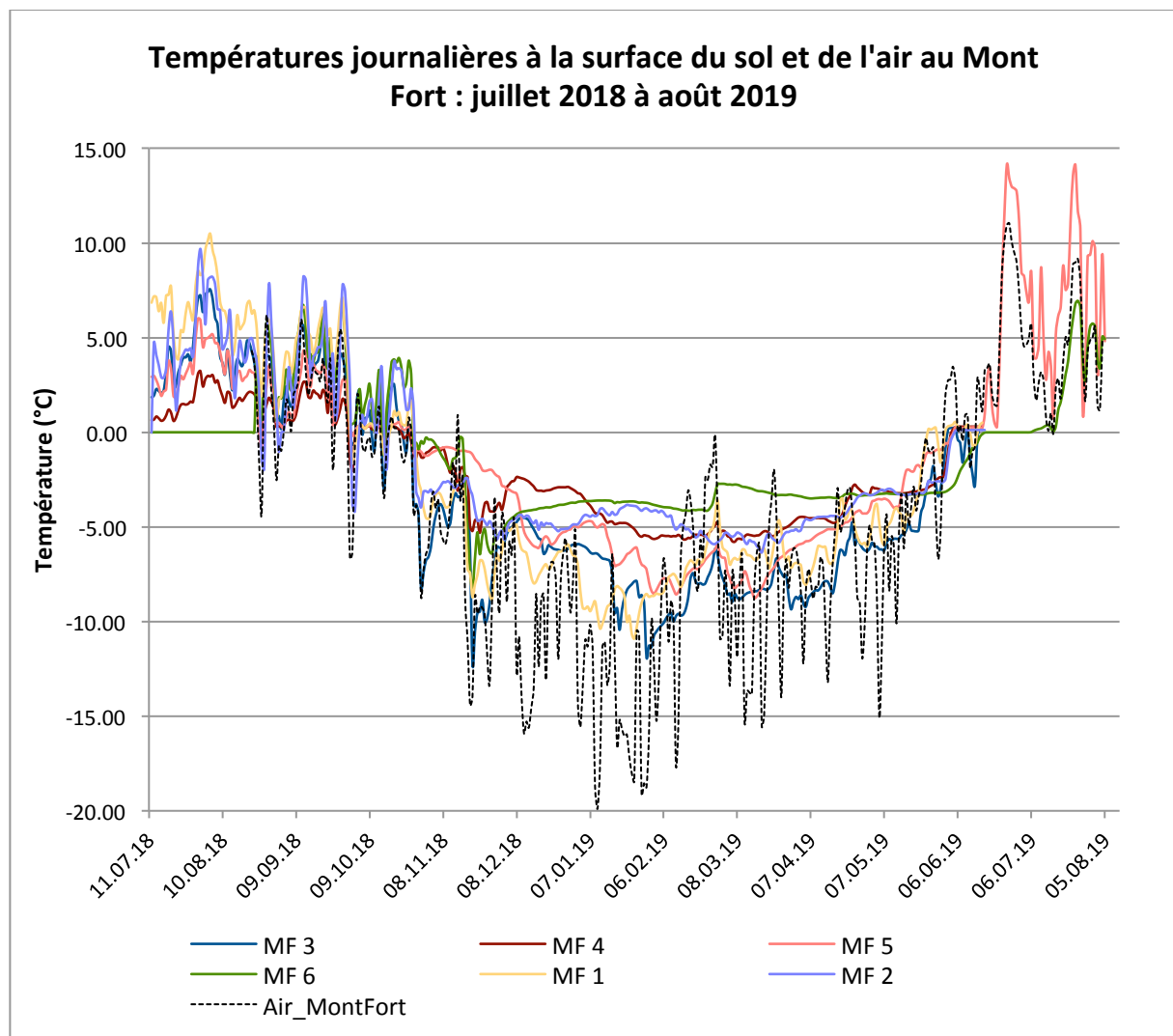


Figure 25. Températures journalières à la surface du sol, du 12 juillet 2018 au 16 juin 2019 pour MF1 à MF4, du 12 juillet 2018 au 5 août 2019 pour MF5 et du 24 août 2018 au 5 août 2019 pour MF6 ; et températures de l'air (pointillés noir).

Tableau 7. Statistiques des températures journalières à la surface du sol (de juillet 2018 à juin 2019 pour MF1 à MF4, de juillet 2018 à août 2019 pour MF5, de août 2018 à août 2019 pour MF6).

Nom	Moyenne (°C)	Minimum (°C)	Maximum (°C)
MF 1 (E)	-2.51	-10.91	10.49
MF 2 (SW)	-1.66	-6.36	9.69
MF 3 (SW)	-3.56	-12.25	7.55
MF 4 (W)	-2.15	-5.79	3.23
MF 5 (W)	-1.17	-8.76	14.13
MF 6 (S)	-1.41	-8.30	6.95

Les températures minimales pour les capteurs MF3 et MF6 ont été enregistrées le 20 novembre 2018, le 25 janvier 2019 pour le capteur MF1, et les 7, 15 et 17 mars 2019 pour les capteurs MF4, MF5 et MF2 respectivement. Ces températures minimales sont semblables à celles mesurées à la surface du forage, et bien moins froides que celles mesurées à la surface des parois rocheuses. Ces capteurs de températures se trouvaient sous la neige durant une grande partie de l'année, sauf le capteur MF1 qui a été placé dans une pente à 50° dans le profil ERT1. L'influence de la couverture neigeuse sur les températures à la surface du sol est facilement visible : les températures varient beaucoup moins durant la période de couverture neigeuse. Malgré leurs orientations différentes, la durée de la période de gel est relativement semblable pour tous ces capteurs : on relève ainsi un gel continu qui commence du 22 au 28 octobre 2018 et se termine entre le 24 mai 2019 et le 4 juin 2019 (18 juin pour MF6), soit plus de 7 mois de températures négatives. Cela est considérablement plus long que la période de gel mesurée par les capteurs de parois pour des orientations similaires et reflète l'influence de la couverture neigeuse. La période de fonte de la neige est bien visible avec le *zero curtain effect* : entre le moment où la neige est humidifiée jusqu'au sol et la disparition du manteau neigeux, la température du sol reste invariablement égale à 0°C. Le dégel intervient après le début du *zero curtain*. Comme lu sur la fig. 25, le *zero curtain* dure du 19 juin au 6 juillet pour le capteur MF6.

Les températures maximales sont enregistrées entre le 31 juillet et le 5 août 2018 pour les capteurs MF1 à MF4, le 26 juin 2019 pour le capteur MF5 et le 25 juillet 2019 pour MF6. Ces températures maximales restent largement inférieures aux températures maximales mesurées à la surface des parois.

3.2 Prospection géophysique du permafrost

3.2.1 ERT

Les mesures de températures ne fournissent qu'une information ponctuelle, c'est pourquoi plusieurs profils de résistivités électriques ont été réalisés dans les versants du Mont Fort durant l'été 2018, de manière à caractériser la structure interne du sous-sol et à cartographier la distribution du permafrost. Les mesures ont été réalisées la première fois le 9 juillet 2018, puis ont été répétées le 8 septembre 2018, de manière à étudier l'évolution des résistivités au cours de l'été. Les profils réalisés comportent 48 électrodes avec un intervalle de 2 m ; leur longueur totale est donc de 96 m (fig. 26). Chaque profil ERT a été mesuré avec les configurations Wenner et Wenner-Schlumberger. Les résultats montrent une profondeur d'investigation d'environ 15 m pour la configuration Wenner, et 18 m pour la configuration Wenner-Schlumberger. Le premier profil, ERT1, relie le versant WNW au versant ESE du Mont Fort, en passant environ 1 m sous le sommet. Le versant ESE est la partie la plus raide, constituée de blocs et de roche fracturée. Le versant WNW, côté Gentianes et glacier de Tortin, est relativement moins raide et constitué de matériaux sédimentaires plus fins et de débris rocheux. Le forage se trouve dans ce versant et est situé au niveau de l'électrode n°13 du profil ERT1. Le deuxième profil, ERT2, est entièrement situé dans le versant WNW. Il passe sous la gare d'arrivée du téléphérique Gentianes – Mont Fort et rejoint le profil ERT1 au niveau du forage, puis continue en direction de la face N. Ce profil est entièrement situé dans une zone de débris rocheux et de matériaux sédimentaires fins.

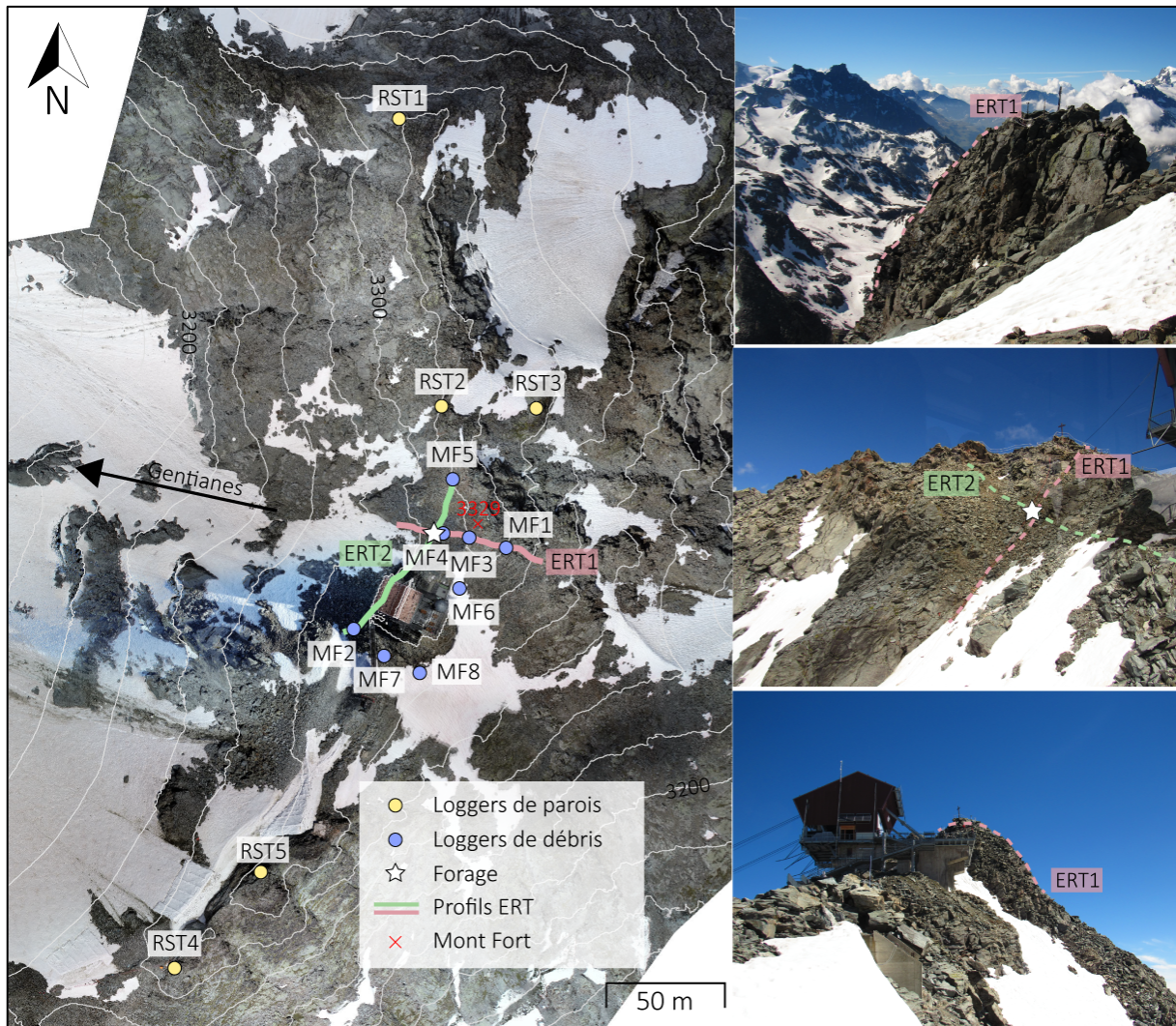


Figure 26. Localisation des profils ERT1 et ERT2, des capteurs et du forage (Photos : Anthoni Barbe).

Les résistivités électriques du profil ERT1 pour la configuration Wenner sont présentées dans la figure 27. L'intervalle des valeurs de résistivités pour ERT1-juillet est de 429 à 1'355'378 Ωm et de 193.3 à 469'083 Ωm pour ERT1-septembre. Deux corps résistants sont présents dans la partie centrale et dans le versant ESE, avec des résistivités allant jusqu'à 300 k Ωm . En septembre, ces deux corps résistants sont toujours bien visibles, mais les résistivités sont moins fortes et vont jusqu'à 200 k Ωm . Le versant WNW se caractérise par des résistivités plus uniformes et allant jusqu'à 80 k Ωm en juillet, et 30 k Ωm en septembre. Une zone conductrice – caractérisée par des résistivités très basses – est présente entre le forage et le sommet, de 37 à 45 m et environ 2 m sous la surface. Les résistivités sont inférieures à 10 k Ωm . Le même phénomène est visible dans le versant ESE, à la distance de 64 m : un patch de résistivités d'environ 6 k Ωm est présent en profondeur. Un niveau plus conducteur est présent en surface et jusqu'à 2 m de profondeur, notamment de la distance 29 à 35 m. Les résistivités ont globalement diminué entre juillet et septembre. Le niveau conducteur présent à la surface à 70 m s'est étendu et épaissi.

Les résistivités électriques du profil ERT1 pour la configuration Wenner-Schumberger sont présentées dans la figure 28. L'intervalle des valeurs de résistivités pour ERT1-juillet est de 57 à 658'281 Ωm et de 74 à 579'648 Ωm pour ERT1-septembre. La zone la plus résistante est présente dans le versant WNW, avec des résistivités allant jusqu'à 300 k Ωm en juillet, puis jusqu'à 80 k Ωm en septembre. En configuration Wenner, cette zone a des résistivités plus basses, de 80 k Ωm en juillet et de 30 k Ωm en septembre. Le versant ESE est relativement uniforme en profondeur, avec des résistivités allant jusqu'à 100 k Ωm en juillet et 50 k Ωm en septembre. Des zones plus conductrices sont présentes en surface avec des résistivités comprises entre 4 et 10 k Ωm . Une zone très conductrice est présente dans le versant WNW de 32 à 45 m.. À la distance 64 m, on observe aussi un patch plus conducteur (résistivités de 4 à 10 k Ωm). Le contraste est moins marqué qu'en configuration Wenner. Globalement, les résistivités ont diminués entre juillet et septembre. Le niveau conducteur en surface s'est étendu et épaissit, comme observé pour la configuration Wenner.

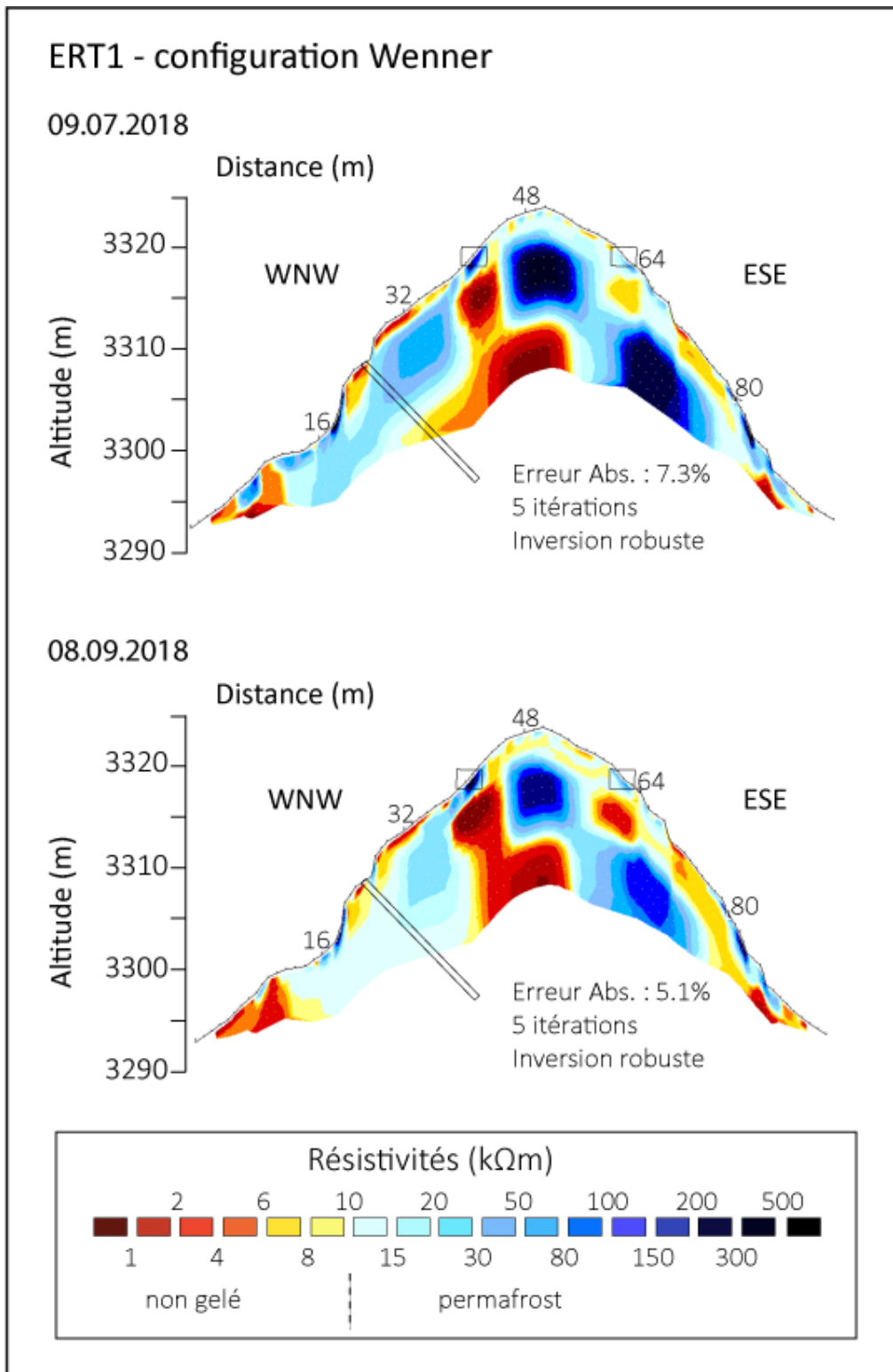


Figure 27. Profil géoélectrique ERT1 pour le 9 juillet et le 8 septembre en configuration Wenner. Les valeurs de transition entre sol non gelé et permafrost sont définies d'après Hauck et Kneisel, 2008.

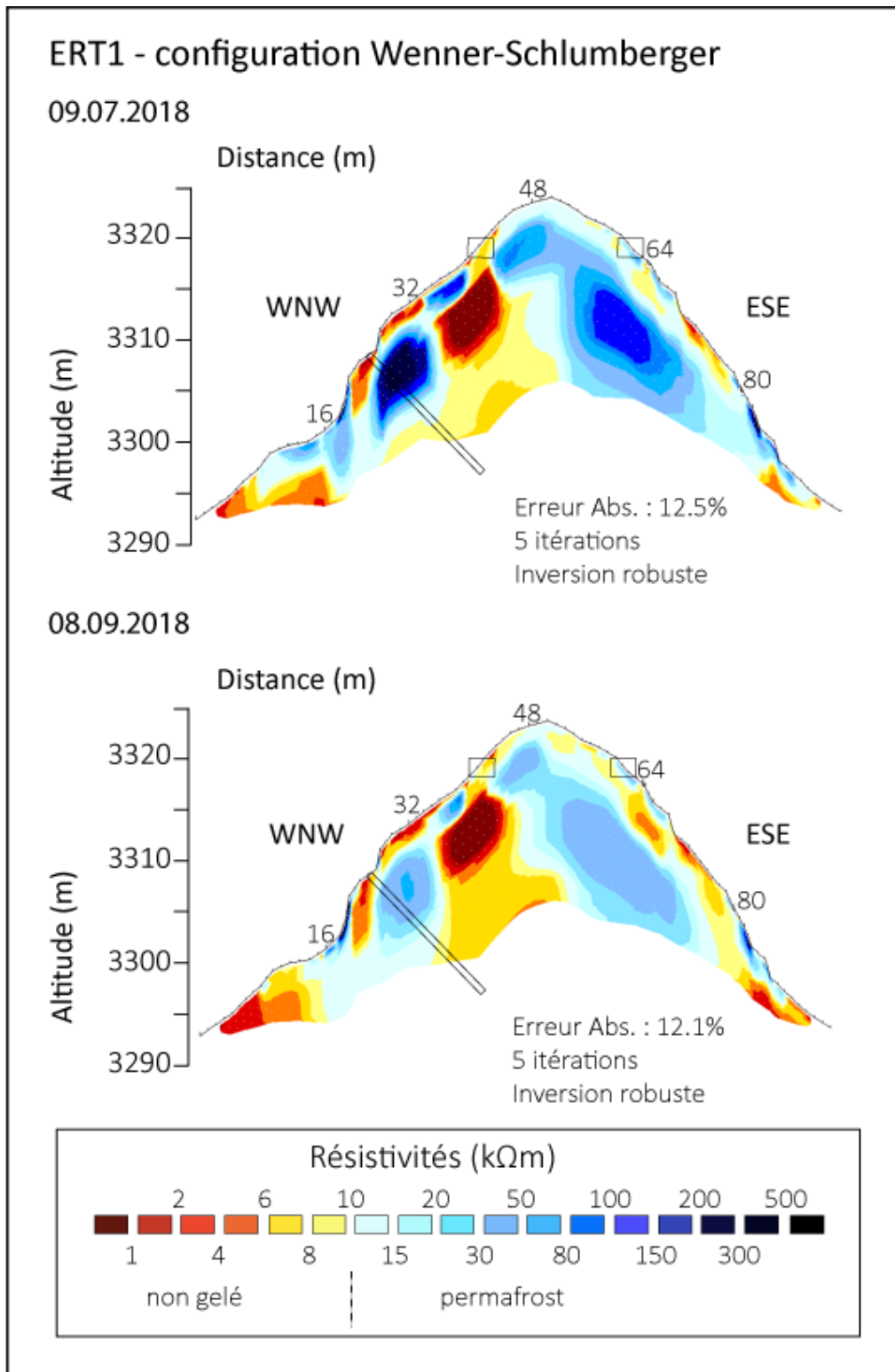


Figure 28. Profil géoélectrique ERT1 pour le 9 juillet et le 8 septembre en configuration Wenner-Schlumberger. Les valeurs de transition entre sol non gelé et permafrost sont définies d'après Hauck et Kneisel, 2008.

Le time-lapse, soit le changement en pourcentage des résistivités entre les mois de juillet et de septembre, est représenté dans la figure 29. Le versant ESE se caractérise par une diminution relativement homogène des résistivités, de -15 à -45%. Le versant WNW présente plus de variations. Des patches d'augmentation de 1 à 60% sont visibles, ainsi que des patches de diminution de -45 à -75%. Notons l'erreur RMS de ce time-lapse (23.8%) qui est relativement élevée.

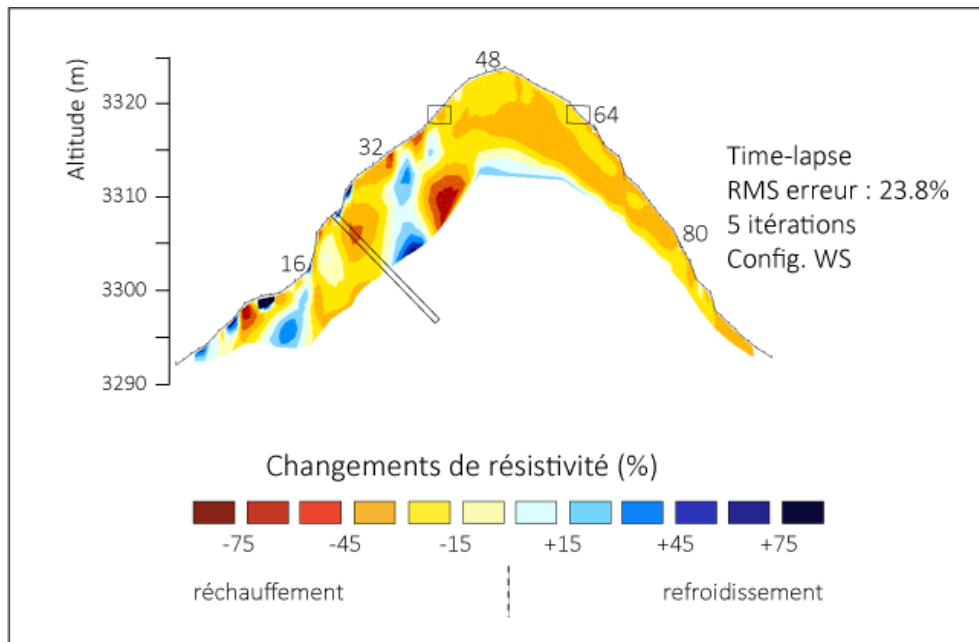


Figure 29. Time-lapse, changement de résistivité en pourcentage du profil ERT1 entre le 9 juillet et le 8 septembre 2018.

Les résistivités électriques du profil ERT2 pour la configuration Wenner sont présentées dans la figure 30. L'intervalle des valeurs de résistivités pour ERT2-juillet est de 1067 à 476'168 Ωm et de 596 à 905'77 Ωm pour ERT2-septembre. Les résistivités sont ici plus homogènes que dans le cas de ERT1 et l'ensemble du profil semble concerné par la présence de permafrost puisque les résistivités sont supérieures à 10 $\text{k}\Omega\text{m}$ en juillet. Un patch de résistivités élevées, supérieures à 200 $\text{k}\Omega\text{m}$, est présent dans la partie aval du profil, de 1 à 30 m, et d'une épaisseur d'environ 10 m. Un niveau plus conducteur est visible en surface de 45 à 68 m, d'une épaisseur de 2 m, et se caractérisant par des résistivités de 2 à 10 $\text{k}\Omega\text{m}$. En septembre, les résistivités ont globalement diminué. Le patch de résistivités élevées dans la partie avale se caractérisent alors par des résistivités jusqu'à 100 $\text{k}\Omega\text{m}$, et le niveau conducteur en surface s'est étendu et épaissit.

Les résistivités électriques du profil ERT2 pour la configuration Wenner-Schlumberger sont présentées dans la figure 31. L'intervalle des valeurs de résistivités pour ERT2-juillet est de 660 à 418'706 Ωm , et de 642 à 795'594 Ωm pour ERT2-septembre. La zone la plus résistante est à nouveau présente dans la partie aval du profil, avec des résistivités allant jusqu'à 500 $\text{k}\Omega\text{m}$. Le reste du profil se caractérise par des résistivités de 20 à 50 $\text{k}\Omega\text{m}$ et un niveau conducteur en surface de 48 à 68 m est visible. Les résistivités diminuent fortement en profondeur et atteignent 4 à 6 $\text{k}\Omega\text{m}$. En septembre, les résistivités ont globalement diminué,

avec des résistivités maximales de 200 k Ω m, un niveau conducteur en surface qui s'est étendu et épaissit et le reste du profil se caractérise par des résistivités proches de 10 k Ω m.

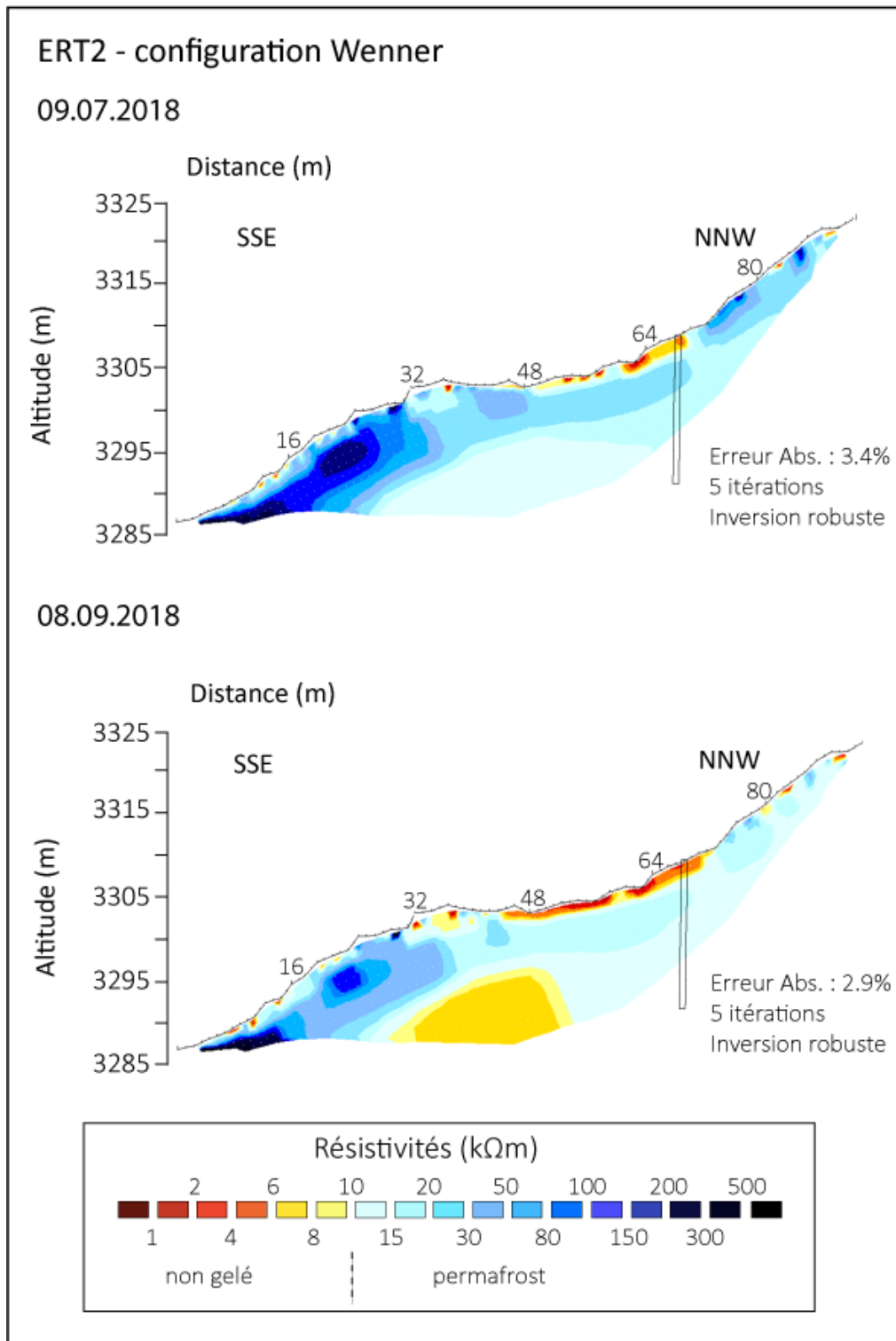


Figure 30. Profil géoélectrique ERT2 pour le 9 juillet et le 8 septembre en configuration Wenner. Les valeurs de transition entre sol non gelé et permafrost sont définies d'après Hauck et Kneisel, 2008.

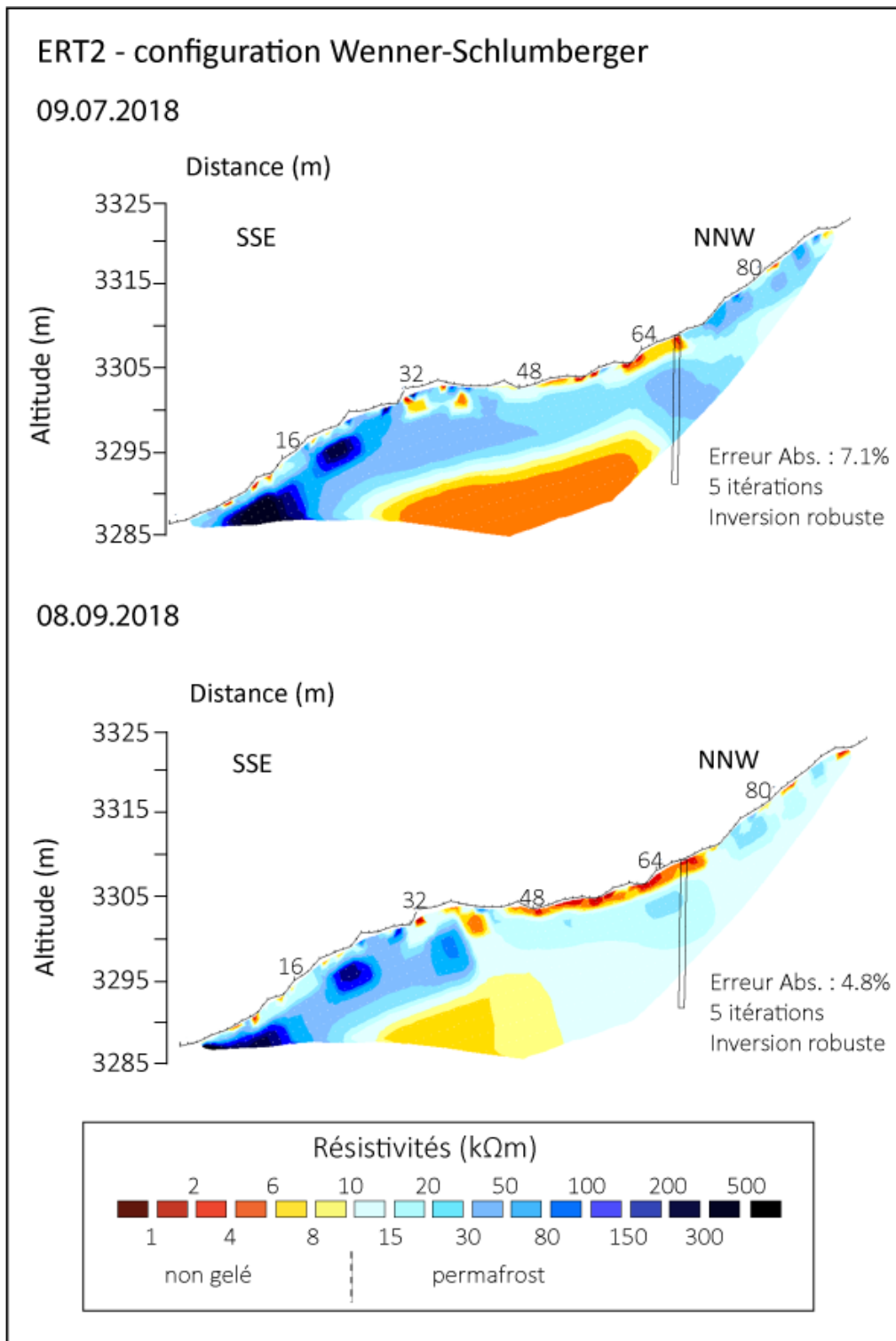


Figure 31. Profil géoélectrique ERT2 pour le 9 juillet et le 8 septembre en configuration Wenner-Schlumberger. Les valeurs de transition entre sol non gelé et permafrost sont définies d'après Hauck et Kneisel, 2008.

Le time-lapse des résistivités électriques présente une diminution globale des résistivités de -1 à -75% (fig. 32), mais aussi plusieurs patches de forte augmentation en surface (distance 18 à 23 m, 28 à 33 m). Notons à nouveau l'erreur RMS élevée de ce modèle (31.7%).

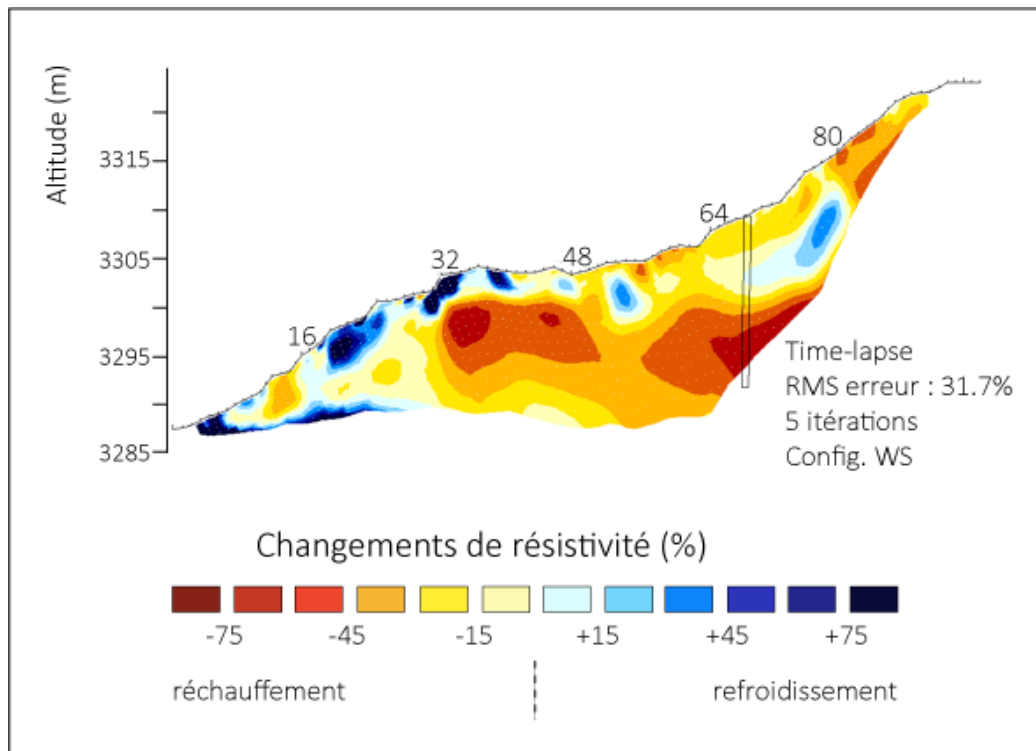


Figure 32. Time-lapse, changement de résistivité en pourcentage du profil ERT2 entre le 9 juillet et le 8 septembre 2018.

3.2.2 Interprétation des résultats

Les modèles inversés des résistivités électriques montrent une distribution spatiale de zones gelées et non gelées. Le profil ERT1, qui caractérise les versants WNW et ESE et passe par le sommet du Mont Fort, est occupé par plusieurs zones très conductrices avec des résistivités inférieures à 4 kΩm. Ces zones très conductrices sont vraisemblablement provoquées par la présence de blocs de béton et de fers à béton (fig. 33, b et d). Dans le versant WNW, un bloc de béton d'environ 1 m de hauteur, 1.5 m de largeur et d'environ 1.5 m de profondeur sert à amarrer le câble sur lequel sont fixées les balises oranges qui permettent aux avions et hélicoptères de repérer les obstacles. Des fers à béton ancrent le bloc en profondeur. En versant ESE, un plus petit bloc de béton et un fer à béton servent à stabiliser la paroi. Ces éléments ancrés en profondeur créent des zones plus conductrices et faussent les résistivités électriques mesurées, qui apparaissent ainsi très basses. Près de ces zones conductrices, le modèle décrit d'autres zones fortement résistantes (résistivités supérieures à 200 kΩm) qui contrastent avec les résistivités faibles évoquées auparavant. Nous pouvons supposer que ces résistivités sont exagérées par le modèle ; elles diffèrent d'ailleurs passablement en fonction de la configuration choisie. Le reste du profil se caractérise par des résistivités comprises entre 10 et 200 kΩm, que nous interprétons ici comme du sol gelé. Le terrain semble globalement plus conducteur avec la configuration Wenner-Schlumberger qu'avec la

configuration Wenner, mais les erreurs et incertitudes sont plus faibles en configuration Wenner (voir chapitre suivant). Les niveaux plus conducteurs présents en surface peuvent correspondre à la couche active, d'autant plus que nous voyons ces zones évoluer au cours de l'été. Nous concluons donc que les versants WNW et ESE du Mont Fort sont entièrement occupés par du permafrost, mais des variations sont observées : le permafrost est plus profond et plus froid en versant ESE et la couche active y est également plus épaisse et plus étendue. La surface du terrain est différente d'un versant à l'autre : le versant ESE, dont la pente maximale est de 70°, est occupé par des parois et du rocher déstructuré (fig. 34, b et d), alors que le versant WNW, moins raide avec une pente de 55° au maximum, se caractérise par une couche de surface composée de matériaux sédimentaires plus fins (fig. 34, a et c).

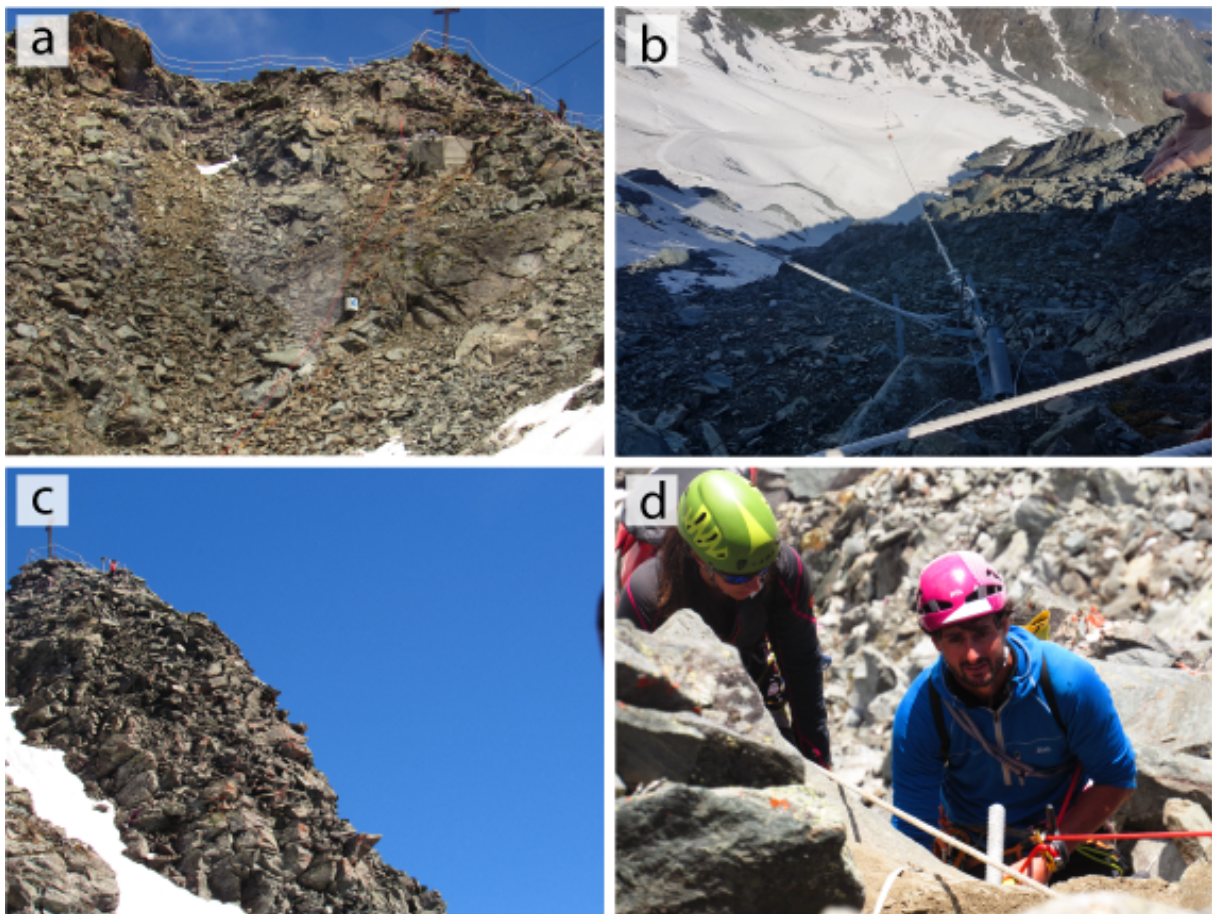


Figure 33. Photos du profil ERT1 : a) versant WNW du profil ERT1, forage et bloc de béton en amont ; b) vue sur le bloc de béton dans le versant WNW ; c) vue sur le versant ESE du profil ERT1 depuis la gare ; d) fer à béton dans le versant ESE (Photos : Anthoni Barbe).

Le profil ERT2 se situe sous la gare d'arrivée du téléphérique du Mont Fort et caractérise le versant WNW du Mont Fort. Les deux profils ERT1 et ERT2 se rencontrent au niveau du forage. Le terrain se caractérise par des résistivités comprises entre 10 et 80 k Ω m, avec une zone de fortes résistivités (jusqu'à 300 k Ω m) dans la partie aval du profil. Ces résistivités nous permettent de conclure que le terrain est entièrement occupé par du permafrost, et que celui-ci est plus froid dans la partie aval. La couche active est identifiée avec les résistivités plus faibles en surface, et celle-ci s'est étendue et s'épaissit au cours de l'été pour atteindre

jusqu'à 3 m d'épaisseur au niveau du forage. Le terrain est plus conducteur avec la configuration Wenner-Schlumberger mais l'interprétation reste la même. La surface du terrain est similaire sur l'ensemble du profil et correspond à celle décrite dans le versant WNW du profil ERT1 (fig. 34, a et c).

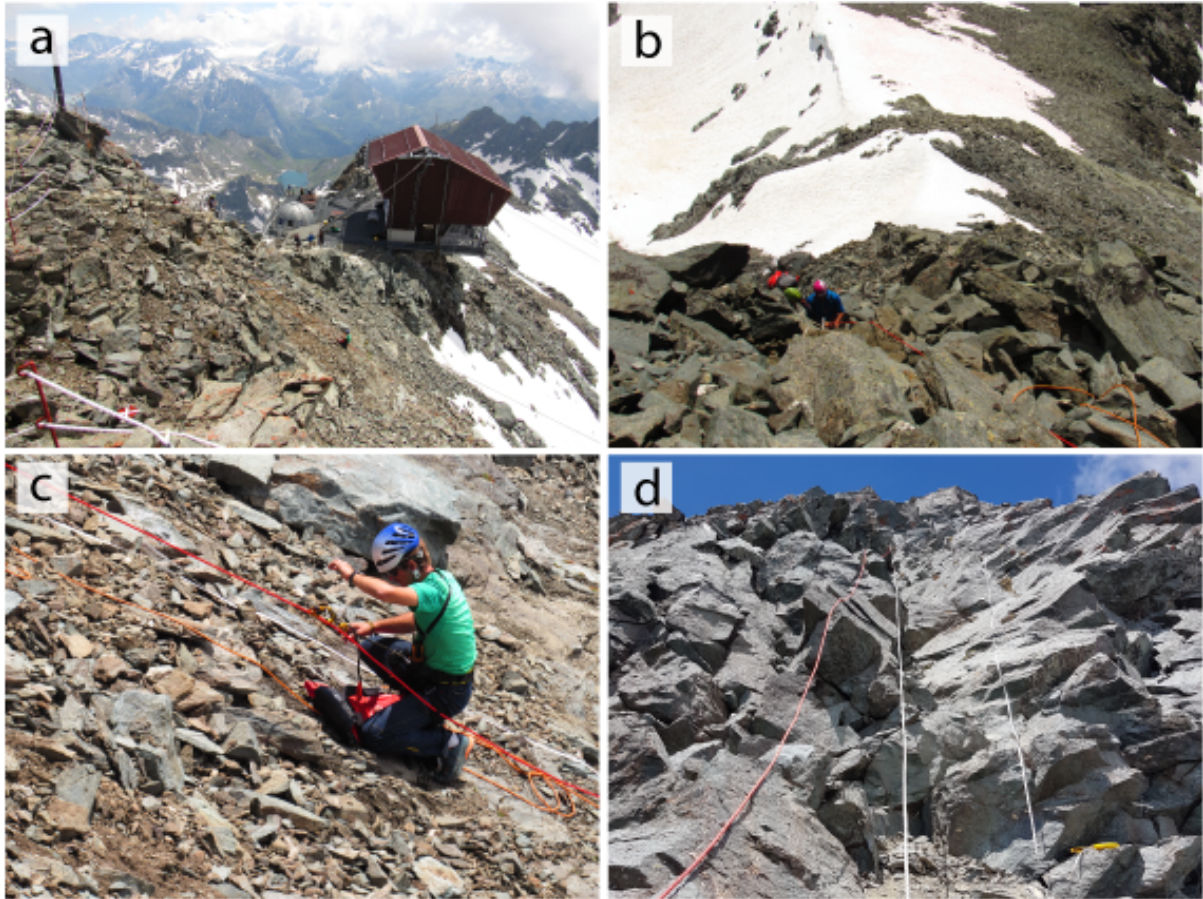


Figure 34. Surface du terrain : a) versant WNW du profil ERT1 et profil ERT2 ; b) versant ESE du profil ERT1 ; c) matériaux sédimentaires qui caractérisent la surface du terrain du profil ERT2 et du versant WNW du profil ERT1 ; d) parois et roche très fracturée du versant ESE du profil ERT1 (Photos : Anthoni Barbe).

3.2.3 Incertitudes des modèles inversés

Les incertitudes des modèles inversés et les profils minimum et maximum de résistivités, calculés dans RES2DINV sont représentés dans la figure 35. Des incertitudes inférieures à 10% sont observées dans chaque profil, ce qui indique que les modèles sont fiables, malgré quelques patches d'incertitude plus élevée. Les modèles de configuration Wenner présentent tous des incertitudes plus faibles que les modèles de configuration Wenner-Schlumberger.

Les incertitudes du profil ERT1-juillet s'étendent de 3 à 97% pour la configuration Wenner-Schlumberger, et de 2.3 à 50.6% pour la configuration Wenner. Les incertitudes les plus élevées, supérieures à 45%, correspondent à un patch de résistivités très faibles (0 à 4 kΩm, de 34 à 45 m). Ces incertitudes soutiennent l'hypothèse de l'artefact dû à la présence d'un

bloc de béton armé en surface. Les incertitudes du profil ERT1-septembre s'étendent de 3.8 à 98.9% pour la configuration Wenner-Schlumberger et de 1.9 à 25.7% pour la configuration Wenner. L'erreur RMS diminue pour les deux configurations et les résultats sont globalement plus fiables. Les incertitudes les plus élevées sont à nouveau calculées pour le patch de résistivités faibles. Les modèles minimum et maximum ne montrent pas de distorsions évidentes des valeurs de résistivités ; de petites variations étant observées essentiellement pour les zones de résistivités basses (de 34 à 45 m).

Les incertitudes du profil ERT2-juillet s'étendent de 1.5 à 27.8% pour la configuration Wenner-Schlumberger et de 0.32 à 10.9% pour la configuration Wenner. La topographie étant moins complexe pour ce profil, les incertitudes sont considérablement inférieures et les résultats fiables. Le profil entier est proche de 0% d'incertitude pour la configuration Wenner. Les incertitudes du profil ERT2-septembre s'étendent de 1.07 à 37.3% pour la configuration Wenner-Schlumberger et de 0.5 à 31.9% pour la configuration Wenner. Le profil entier est proche de 0% d'incertitude pour la configuration Wenner, et les incertitudes les plus élevées, de 2 à 10 m, correspondent à un patch de résistivités élevées (>200 kΩm). D'autres zones d'incertitudes de 10% sont présentes en surface, au niveau de la couche active. Les modèles minimum et maximum ne présentent pas de distorsions majeures des valeurs de résistivités.

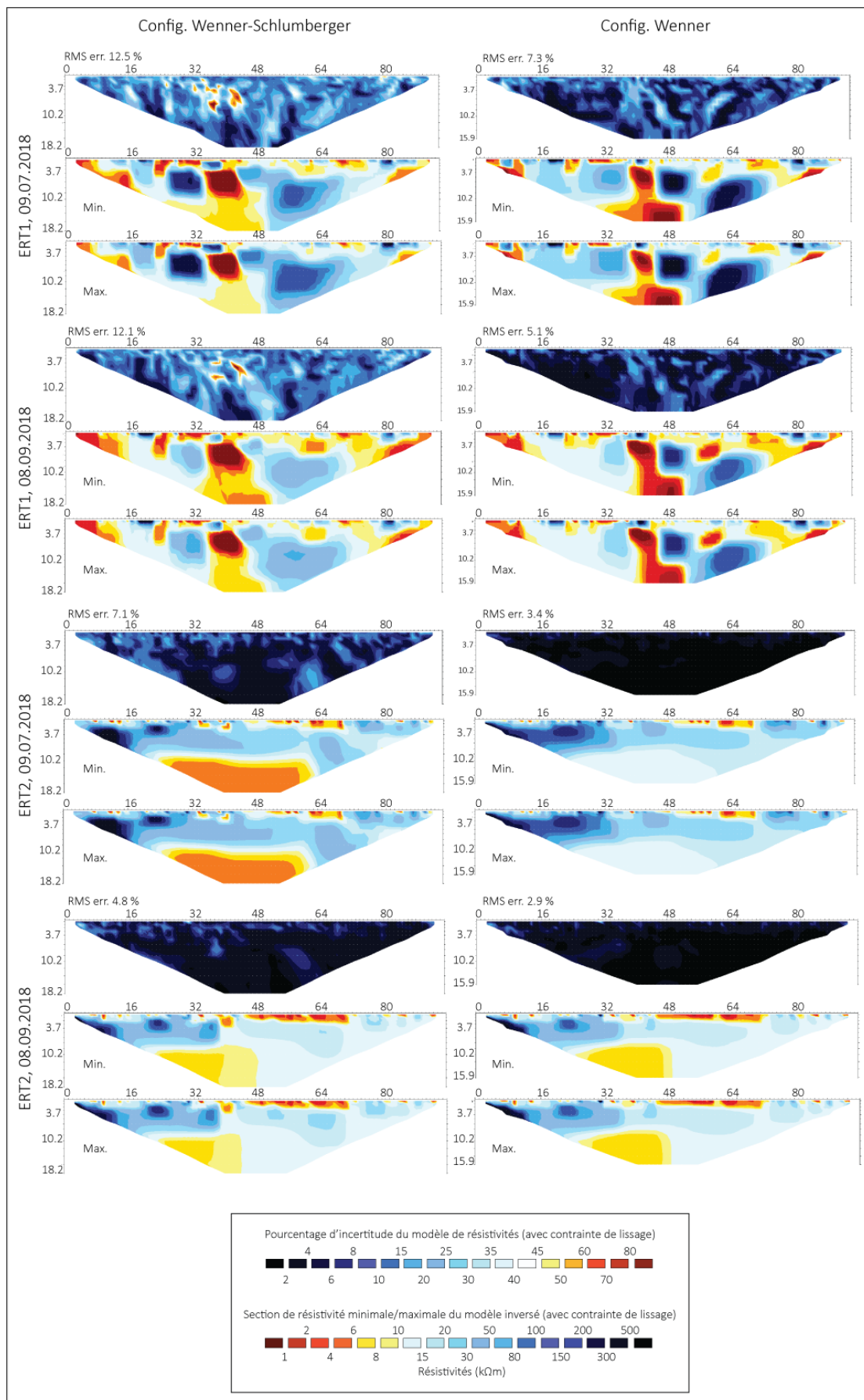


Figure 35. Pourcentage d'incertitude des modèles de résistivités et modèles minimum et maximum pour les profils ERT1 et ERT2, en juillet et en septembre.

3.3 SfM – drone

Un des objectifs de ce travail était de modéliser la distribution du permafrost dans les versants du Mont Fort. L'échelle étant grande, il a été décidé de produire un modèle numérique de terrain à haute résolution de la zone d'étude. Ce MNT a été produit par photogrammétrie SfM. Les caractéristiques de l'orthophoto et du modèle numérique de terrain obtenu sont présentées dans le tab. 8, et l'orthophoto peut être visualisée dans la fig. 36.

Tableau 8. Caractéristiques du MNT.

Nombre de photos	2177
Nombres de GCPs	47
Résolution (m)	0.0224
Surface de l'aire recouverte (m ²)	339'000
Erreur RMS moyenne (m)	0.014

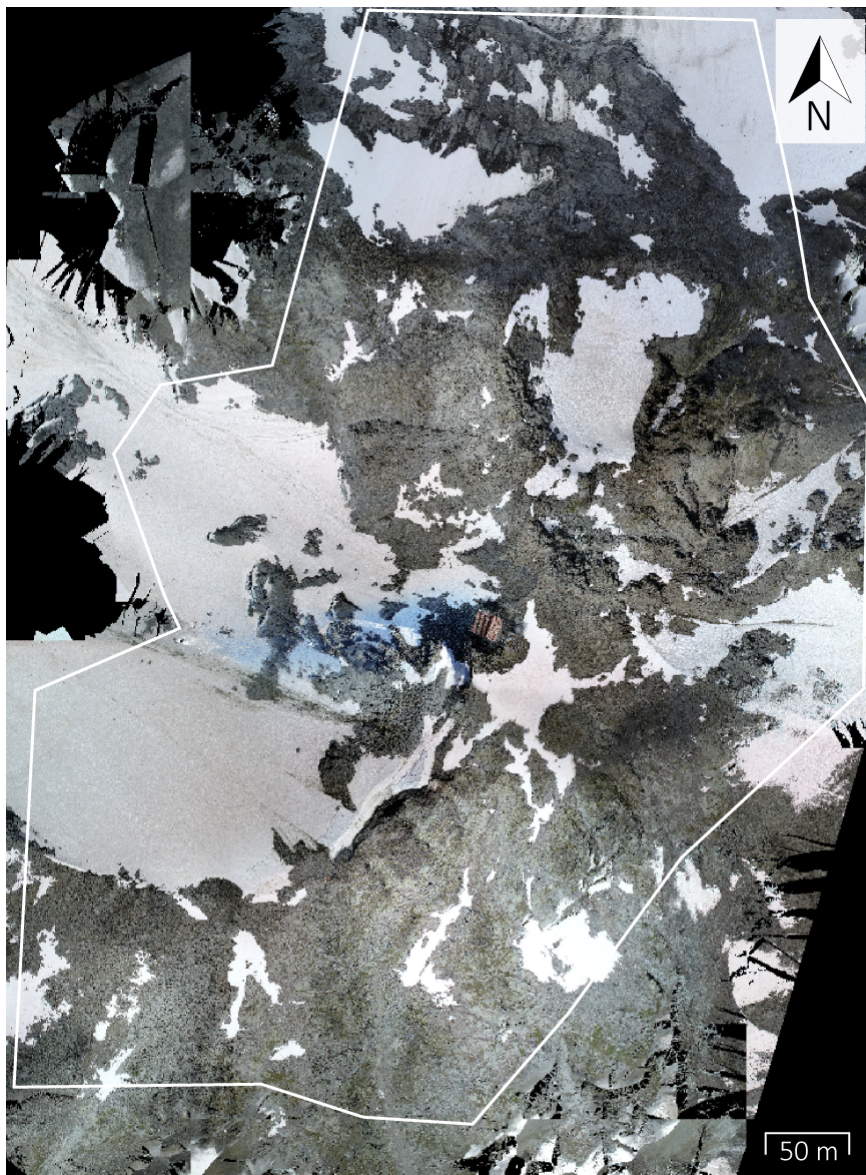


Figure 36. Orthomosaïque du Mont Fort. La résolution a été diminuée à 0.7 m pour la visualisation. Le polygone blanc représente la zone qui a été conservée pour la suite de l'analyse.

Un modèle 3D a également été produit et est disponible à : <https://sketchfab.com/3d-models/mont-fort-summit-a01ca3ce887b4149a9b212aad8992623>.

Le SwissALTI3D est un modèle numérique de terrain d'une résolution de 2 m produit par *Swisstopo*. Le MNT du sommet du Mont Fort a une résolution de 2.24 cm. De ces deux MNT ont été extraits plusieurs paramètres qui sont comparés ci-dessous (tab. 9).

Tableau 9. Comparaison des altitudes, pentes et orientations extraites du MNT du Mont Fort et du SwissALTI3D.

	Altitudes		Pentes		Orientations	
	MNT-MF	SwissALTI3D	MNT-MF	SwissALTI3D	MNT-MF	SwissALTI3D
Moyenne	3204.0	3168.6	42.6	42.2	172.0	177.7
Minimum	3090	3090	0.03	1.4	0.0	0.0
Maximum	3330	3320	87.6	80.4	359.9	359.9

La haute résolution spatiale du MNT du sommet et des versants du Mont Fort est à l'origine de la grande précision des paramètres mesurés ici et de leur différence avec le SwissALTI3D. Ces paramètres peuvent être visualisés dans la figure 37. Les résultats sont globalement similaires, mais bien plus précis pour le MNT-MF, où la microtopographie est visible et donc prise en compte. On remarque notamment une surestimation moyenne des pentes pour le SwissALTI3D (fig. 37). De ce fait, les résultats du calcul de PISR seront significativement différents entre le MNT-MF et le SwissALTI3D et cela assure une réelle qualité du modèle de distribution du permafrost.

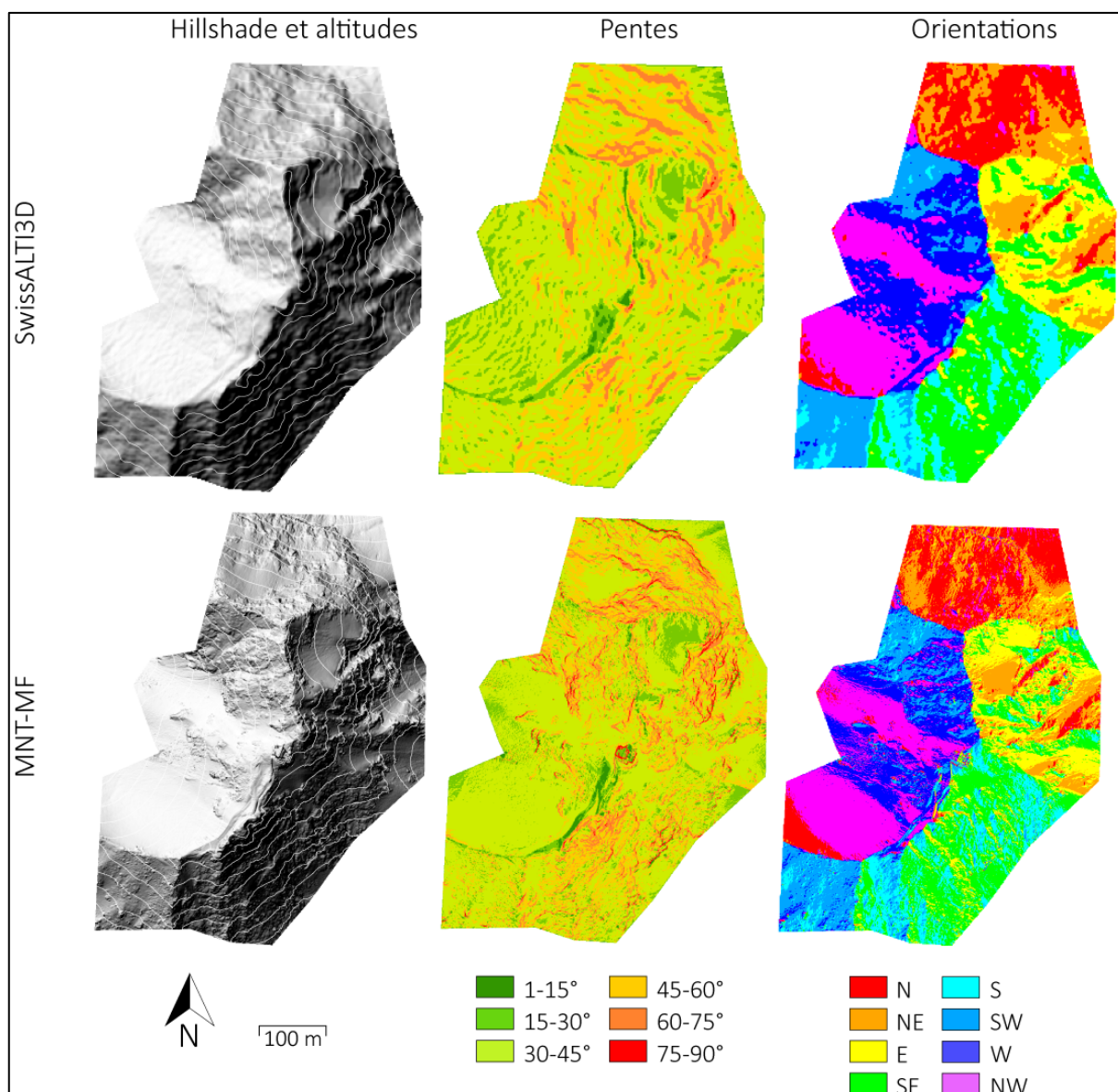


Figure 37. Comparaison de différents paramètres du SwissALTI3D et du MNT-MF : à gauche, hillshade et altitudes ; au centre, les pentes ; et à droite, les orientations.

Les pentes ont été représentées en 6 classes : de 1 à 15°, de 15 à 30°, de 30 à 45°, de 45 à 60°, de 60 à 75° et de 75 à 90°. Le pourcentage de surface du terrain présent dans chacune de ces classes de pentes est présenté dans le tab. 10. Les pentes les plus faibles (inférieures à 15°) et les plus fortes (supérieures à 60°) sont sous-estimées par le SwissALTI3D. Les pentes comprises entre 45 et 60° sont par contre surestimées par le SwissALTI3D.

Tableau 10. Surface de terrain dans chaque classe de pente (en %).

	1 - 15°	15 - 30°	30 - 45°	45 - 60°	60 - 75°	75 - 90°
MNT-MF	1.3	8.9	55.3	24.5	8.7	1.3
SwissALTI3D	0.8	10.5	52.5	29.6	6.6	0.1

La même procédure est réalisée pour les orientations (tab. 11). Les différences maximales sont observées pour les orientations W (2%), SE (1.9%), et S (1.4%) – même si elles restent très faibles.

Tableau 11. Surface de terrain dans chaque classe d'orientation (en %).

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
MNT-MF	12.7	11.4	10.9	16.5	10.2	11.1	11.5	15.6
SwissALTI3D	13.1	11.3	10.9	18.4	8.8	10.2	13.5	14.9

3.4 Modèle de distribution et carte du permafrost

3.4.1 Températures à la surface des parois

Les températures moyennes annuelles à la surface des parois ont été modélisées à partir de deux MNT – le MNT-MF et le SwissALTI3D – et pour deux périodes de référence de températures annuelles moyennes de l'air – 1981-2010 et 2009-2018. Le seuil de pente a été fixé à 50°, de manière à modéliser les températures uniquement sur les parois qui ne sont pas recouvertes de neige en hiver. Ces pentes occupent une surface de 0.053 km² (d'après le MNT-MF) et 0.056 km² (d'après le SwissALTI3D), et s'étendent de 3090 à 3330 m d'altitude. Les résultats sont présentés dans la fig. 38.

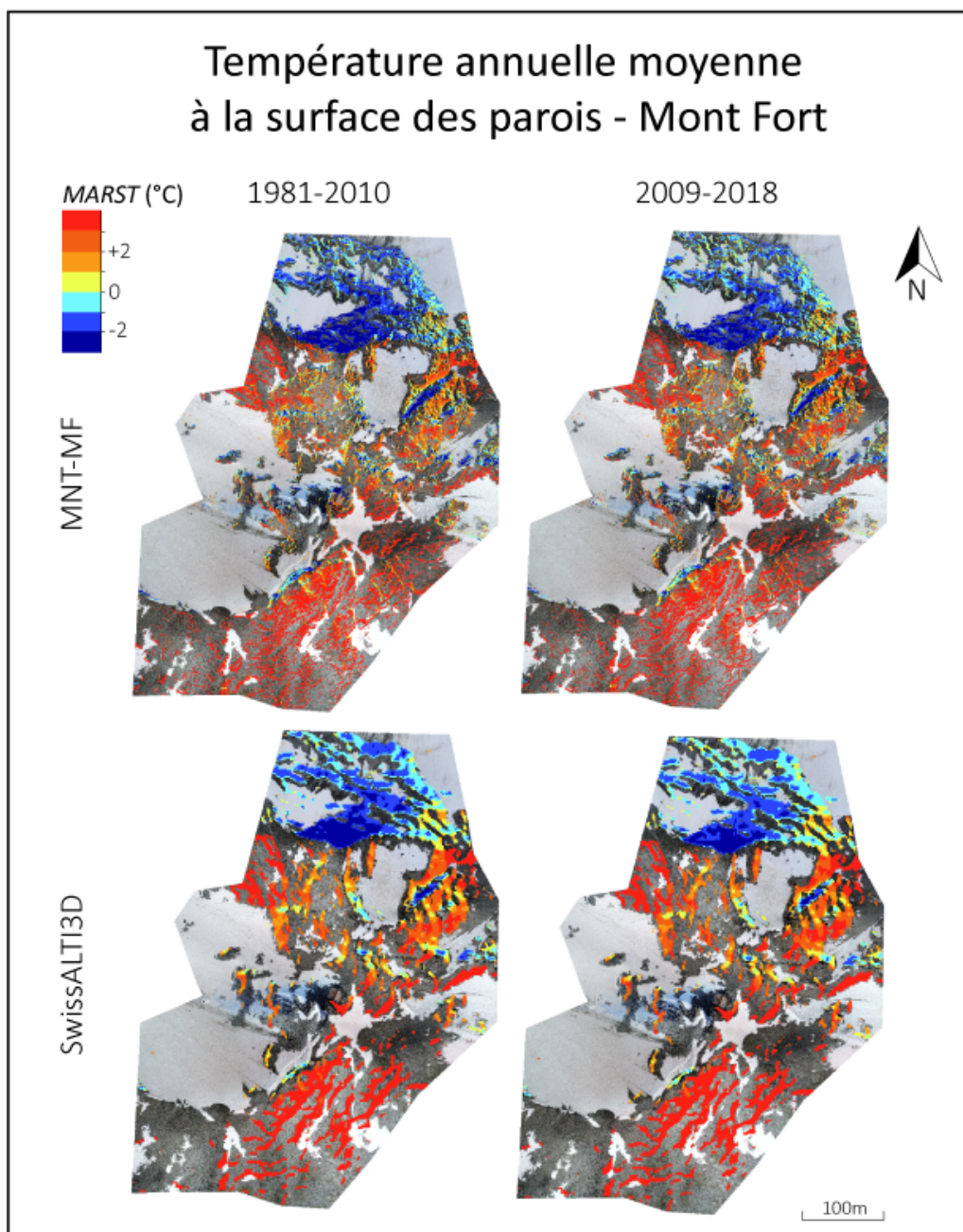


Figure 38. Modélisation des températures annuelles moyennes à la surface des parois au Mont Fort, d'après le *rock model* de Boeckli et al. (2012a).

Les températures moyennes annuelles à la surface de ces parois (MARST) varient globalement entre un minimum de -3.66°C et un maximum de $+5.56^{\circ}\text{C}$. Les statistiques détaillées en fonction de chaque MNT et MAAT utilisés sont présentées dans le tab. 12. Les températures sont globalement plus élevées lorsqu'elles sont calculées à partir du SwissALTI3D par rapport au MNT-MF, et on observe une augmentation globale de 0.25°C entre la période 1981-2010 et la période 2009-2018.

Tableau 12. Statistiques générales des températures à la surface des parois.

	Minimum ($^{\circ}\text{C}$)	Maximum ($^{\circ}\text{C}$)	Moyenne ($^{\circ}\text{C}$)	Ecart-type ($^{\circ}\text{C}$)
MNT-MF ₁₉₈₁₋₂₀₁₀	-3.66	+5.31	+1.38	+2.23
MNT-MF ₂₀₀₉₋₂₀₁₈	-3.41	+5.56	+1.63	+2.23
SwissALTI3D ₁₉₈₁₋₂₀₁₀	-3.38	+5.06	+1.49	+2.24
SwissALTI3D ₂₀₀₉₋₂₀₁₈	-3.13	+5.31	+1.74	+2.24

Pour analyser la zone d'étude de manière plus détaillée, chaque versant a été étudié séparément ; 4 zones ont été identifiées en fonction de l'exposition : le versant N – caractérisé par des orientations N, NE et NW –, le versant S – caractérisé par des orientations S, SE, SW et E –, le versant E – avec des orientations E, SE, NE et quelques parois orientées N – ainsi que le versant W – avec des orientations W, NW et SW (fig. 39).

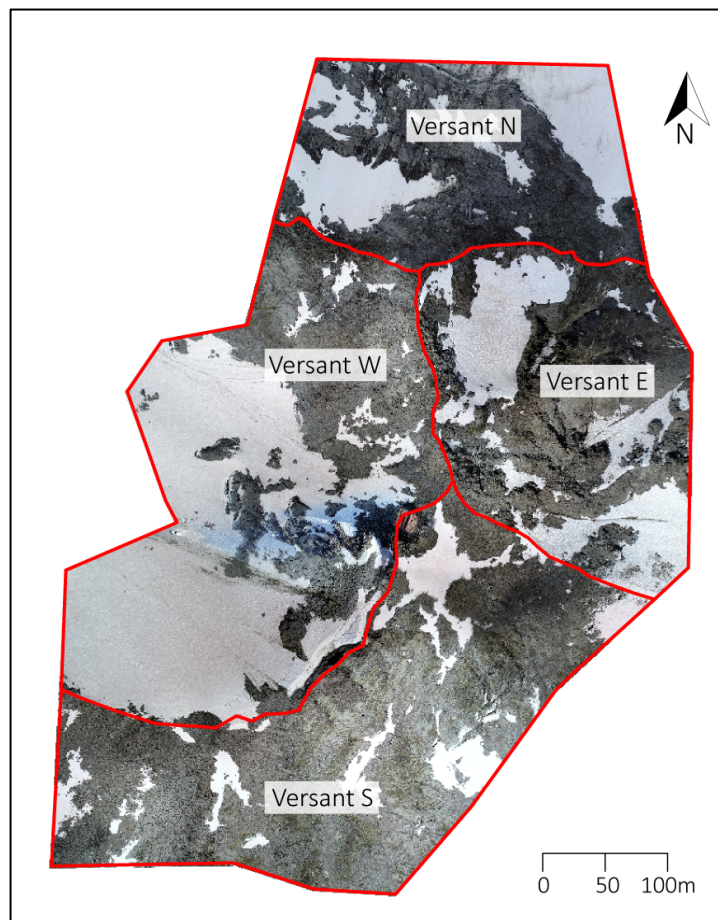


Figure 39. Délimitation des 4 versants du Mont Fort en fonction de l'exposition.

Les statistiques des températures à la surface des parois des quatre versants en fonction de chaque MNT et MAAT utilisés sont présentées dans le tab. 13. C'est sans surprise dans le versant N que se trouvent les températures les plus froides, avec une moyenne inférieure à -1°C et des minima inférieurs à -3°C. Le versant S est caractérisé par les températures moyennes les plus élevées, de +3.45 à +4.19°C. Les températures sont en moyenne plus élevées à l'ouest qu'à l'est, ce qui s'explique par le fait que les pentes supérieures à 50° dans le secteur W sont majoritairement orientées SW.

L'analyse des minima et maxima de MARST par versant met en évidence des différences importantes en fonction du MNT utilisé. Par exemple, en versant S, la MARST minimale modélisée avec le MNT-MF est de -3.58°C, alors qu'elle est de +1.13°C avec le SwissALTI3D pour la période 1981-2010. En versant W, la MARST minimale modélisée avec le MNT-MF est de -3.59°C, et de -1.55°C avec le SwissALTI3D. Le même phénomène est observé pour la période 2009-2018. Les différences sont de 4.71°C en versant S et de 2.04°C en versant W, alors qu'elles varient entre 0.25°C et 0.6°C en versant N et E.

Pour les MARST maximales, c'est en versant N que les différences sont les plus importantes : pour la période 1981-2010, la MARST maximale modélisée avec le MNT-MF est de +3.44°C et de +2.37°C avec le SwissLATI3D et, pour la période 2009-2018, +3.69°C et +2.62°C. Les différences sont donc >1°C pour le versant N, alors que pour les versants S, E et W, elles varient entre 0.04 et 0.25°C. Les températures moyennes sont plus élevées avec le SwissALTI3D qu'avec le MNT-MF : elles varient de 0.12 à 0.64°C. Les différences maximales des températures moyennes concernent les orientations W et E, mais restent inférieures à 1°C.

Tableau 13. Statistiques des températures à la surface des parois en fonction de l'orientation.

	Orientations	Minimum (°C)	Maximum (°C)	Moyenne (°C)
MNT-MF 1981-2010	N	-3.63	3.44	-1.26
	S	-3.58	5.30	3.45
	E	-3.66	4.41	1.32
	W	-3.59	4.13	1.65
MNT-MF 2009-2018	N	-3.38	3.69	-1.01
	S	-3.33	5.56	3.70
	E	-3.41	4.67	1.57
	W	-3.34	4.38	1.91
SwissALTI3D 1981-2010	N	-3.38	2.37	-1.14
	S	1.13	5.06	3.94
	E	-3.06	4.51	1.88
	W	-1.55	4.08	2.29
SwissALTI3D 2009-2018	N	-3.13	2.62	-0.89
	S	1.38	5.31	4.19
	E	-2.81	4.76	2.13
	W	-1.30	4.34	2.54

Les températures à la surface des parois ont été représentées en 7 classes : du minimum à -2° , de -2 à -1° , de -1 à 0° , de 0 à $+1^{\circ}$, de $+1$ à $+2^{\circ}$, de $+2$ à $+3^{\circ}$ et de $+3^{\circ}$ au maximum. Les pourcentages de la surface du modèle pour chaque classe sont présentés dans la figure 40.

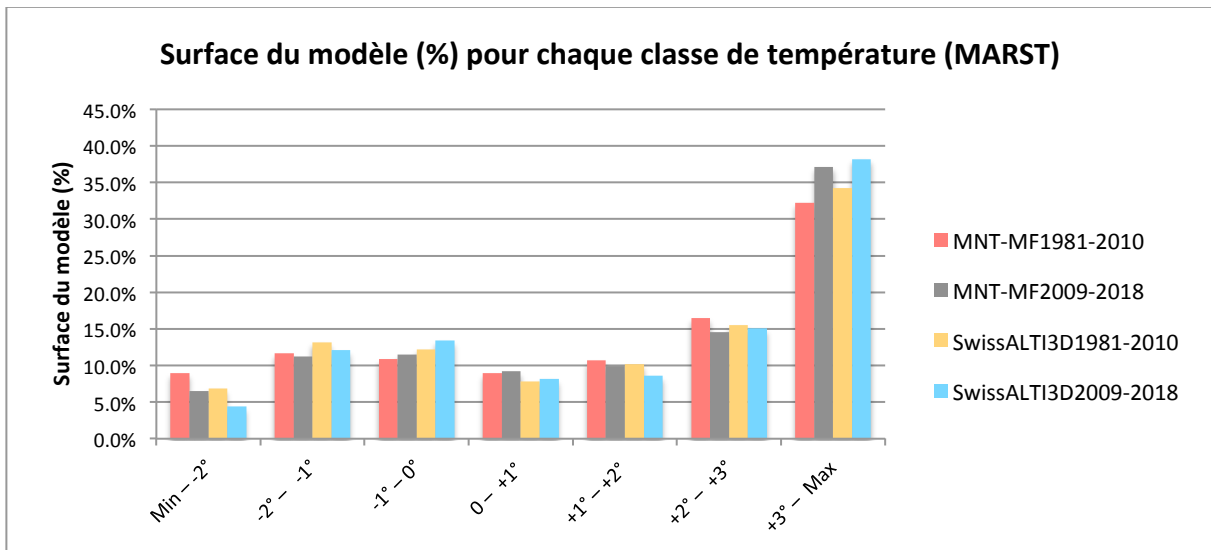


Figure 40. Surface du modèle (en %) pour chaque classe de température à la surface de la roche.

Au cours de la période 1981-2010, les variations maximales des températures en fonction des MNT sont observées au niveau des températures les plus froides et des températures les plus chaudes, avec respectivement 2.1% et 2% de différence. Le SwissALTI3D a donc tendance à surestimer les températures maximales et sous-estimer les températures minimales. Dans la période 2009-2018, les différences maximales sont observées pour les températures les plus froides (inférieures à -2°C) et les températures comprises entre -1 et 0°C , avec respectivement 2.1% et 1.9% de différence. Dans ce cas, les températures les plus chaudes sont à nouveau légèrement surestimées et les plus froides sous-estimées par le SwissALTI3D.

Au niveau de la comparaison entre les périodes de mesures des températures, soit 1981-2010 et 2009-2018, on s'attend à des températures plus élevées pour la période 2009-2018. Pour les températures supérieures à $+3^{\circ}\text{C}$, il y a effectivement 4.9% et 4% de surface en plus que pour la période 1981-2010. Pour les températures comprises entre $+1$ et $+3^{\circ}\text{C}$, la surface concernée pour la période 2009-2018 est inférieure à celle de la période 1981-2010. Entre $+1$ et -1°C , la tendance s'inverse, avec une surface concernée plus grande pour la période 2009-2018. Les températures les plus froides, inférieures à -2°C , sont moins présentes de 2.5% pour la période 2009-2018. En résumé, les températures les plus froides semblent se rapprocher du point de fusion, alors que les températures plus élevées dépassent les $+3^{\circ}\text{C}$.

3.4.2 Températures des parois sous la couche active

Les températures moyennes annuelles des parois (MART) varient globalement entre un minimum de -4.16°C et un maximum de $+2.75^{\circ}\text{C}$. Ces températures correspondent aux températures en profondeur, sous la couche active. Elles sont considérablement plus froides

que les températures à la surface des parois. Les résultats de la modélisation des MART sont présentés dans la fig. 41.

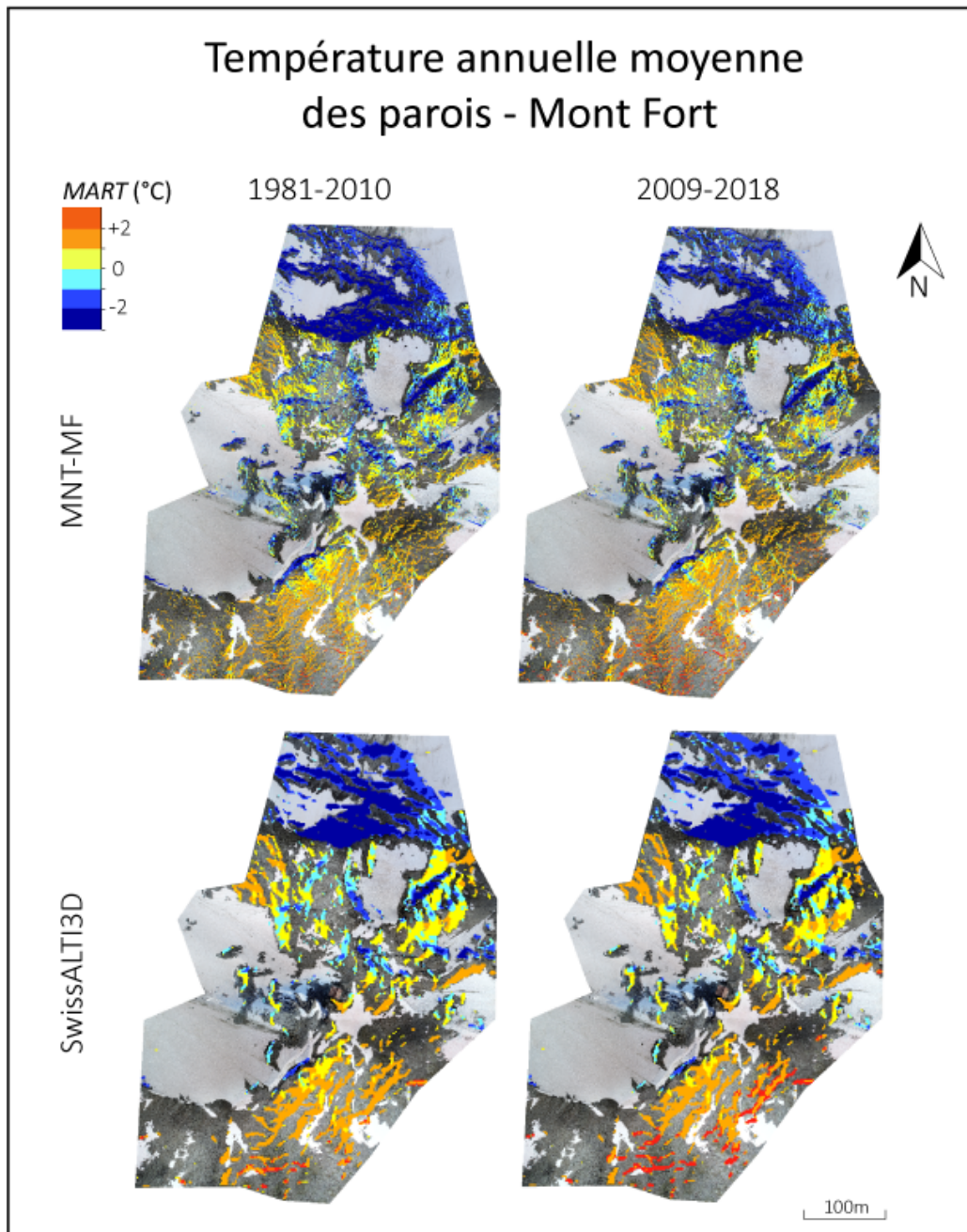


Figure 41. Modélisation des températures moyennes annuelles des parois au Mont Fort, d'après le *rock model* de Boeckli et al. (2012a).

Les statistiques détaillées en fonction de chaque MNT et MAAT utilisés sont présentées dans le tab. 14. À nouveau, les températures sont globalement plus élevées lorsqu'elles sont calculées avec le SwissALTI3D qu'avec le MNT-MF, et on observe une augmentation globale de 0.25°C entre la période 1981-2010 et la période 2009-2018.

Tableau 14. Statistiques générales des températures des parois.

	Minimum (°C)	Maximum (°C)	Moyenne (°C)	Ecart-type (°C)
MNT-MF ₁₉₈₁₋₂₀₁₀	-4.16	2.5	-0.44	1.57
MNT-MF ₂₀₀₉₋₂₀₁₈	-3.91	2.75	-0.19	1.57
SwissALTI3D ₁₉₈₁₋₂₀₁₀	-3.91	2.28	-0.36	1.57
SwissALTI3D ₂₀₀₉₋₂₀₁₈	-3.36	2.53	-0.11	1.57

Les statistiques des températures des parois sous la couche active pour les quatre versants en fonction de chaque MNT et MAAT utilisés sont présentées dans le tab. 15. Les températures moyennes les plus froides sont présentes en versant N, et sont proches de -2°C. Le versant S est occupé par les températures moyennes les plus élevées, de +1.03 à +1.63°C.

De même que pour les températures de surface, des différences importantes entre les MART minimales et maximales selon le MNT à partir duquel elles sont calculées sont observées. On note des différences de 3.31°C pour les MART minimales en versant S et de 1.66°C en versant W entre le MNT-MF et le SwissALTI3D, alors qu'en versant N et E, les différences varient de 0.22°C et 0.59°C. Pour les maxima, les différences les plus importantes sont observées en versant N, avec une température plus basse de 0.47°C pour les températures calculées avec le SwissALTI3D, mais cette différence reste considérablement plus basse que celle observée pour les MARST en versant N. Les températures moyennes sont légèrement plus élevées avec le SwissALTI3D qu'avec le MNT-MF ; les différences varient de 0.1 à 0.46°C. Les différences maximales des températures moyennes concernent les expositions W et E.

Tableau 15. Statistiques des températures des parois en fonction de l'orientation.

	Orientations	Minimum (°C)	Maximum (°C)	Moyenne (°C)
MNT-MF 1981-2010	N	-4.13	0.86	-2.26
	S	-4.08	2.5	1.03
	E	-4.16	1.77	-0.5
	W	-4.10	1.67	-0.31
MNT-MF 2009-2018	N	-3.88	1.11	-2.01
	S	-3.83	2.75	1.28
	E	-3.91	2.03	-0.25
	W	-3.85	1.93	-0.05
SwissALTI3D 1981-2010	N	-3.91	0.39	-2.16
	S	-0.77	2.28	1.38
	E	-3.57	1.86	-0.09
	W	-2.44	1.55	0.15
SwissALTI3D 2009-2018	N	-3.66	0.64	-1.91
	S	-0.52	2.53	1.63
	E	-3.32	2.11	0.15
	W	-2.19	1.79	0.39

Les températures de parois sous la couche active ont été représentées en 6 classes : du minimum à -2° , de -2 à -1° , de -1 à 0° , de 0 à $+1^{\circ}$, de $+1$ à $+2^{\circ}$ et de $+2^{\circ}$ au maximum. Les pourcentages de la surface du modèle pour chaque classe sont décrits dans la figure 42.

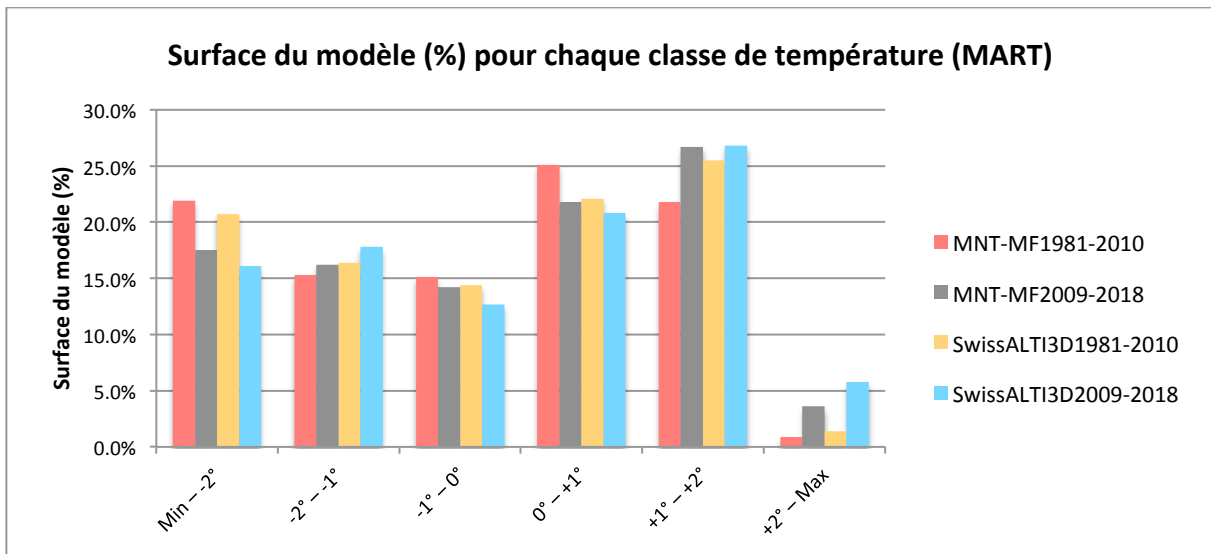


Figure 42. Surface du modèle (en %) pour chaque classe de température de la roche.

Pour la période 1981-2010, les variations maximales sont observées au niveau des températures comprises entre $+1$ et $+2^{\circ}$ et entre 0 et $+1^{\circ}$, avec respectivement 3.7% et 3% de différence. Dans la période 2009-2018, les différences maximales sont observées pour les températures les plus chaudes (supérieures à 2°C) et les températures comprises entre -1 et -2°C , avec respectivement 2.2% et 1.6% de différence. Dans ce cas, les températures les plus chaudes sont à nouveau légèrement surestimées et les plus froides sous-estimées avec le SwissALTI3D.

Au niveau de la comparaison entre les périodes de mesures des températures, soit 1981-2010 et 2009-2018, on s'attend à ce que les températures soient plus élevées pour la période 2009-2018. Pour les températures supérieures à $+2^{\circ}\text{C}$, il y a effectivement 2.7% et 4.4% de surface en plus que pour la période 1981-2010. Pour les températures comprises entre $+1$ et $+2^{\circ}\text{C}$, la surface concernée est inférieure pour la période 1981-2010 que pour la période 2009-2018. Entre 0 et $+1^{\circ}\text{C}$, la tendance s'inverse, avec une surface concernée plus grande pour la période 1981-2010. Les températures les plus froides, inférieures à -2°C , sont moins présentes de 4.4% pour la période 2009-2018. En résumé, les températures les plus froides semblent se rapprocher du point de fusion, alors que les températures plus élevées tendent à dépasser les $+2^{\circ}\text{C}$.

3.4.3 Probabilités de présence du permafrost

Les probabilités de présence du permafrost varient entre 0 et 1 et sont représentées dans la fig. 43 en 3 classes : les indices ≥ 0.1 , ≥ 0.5 et ≥ 0.9 définissent un pixel qui a, respectivement, une probabilité comprise entre 0.1 et 0.5, 0.5 et 0.9 et supérieure à 0.9 ; soit 1, 5 et 9 chances sur 10 d'avoir une température annuelle moyenne des parois de 0°C . L'indice ≥ 0.1 est principalement présent sur le versant S, et indique que les facteurs topoclimatiques ne sont

pas favorables à la présence de permafrost. Il est possible que le permafrost soit présent dans ces zones, à condition qu'il y ait une fracturation suffisante pour favoriser sa présence (Magnin et al., 2015a). L'indice ≥ 0.5 est principalement présent dans les versant E et W, et l'indice ≥ 0.9 occupe le versant N du Mont Fort ainsi que d'autres petits secteurs exposés N.

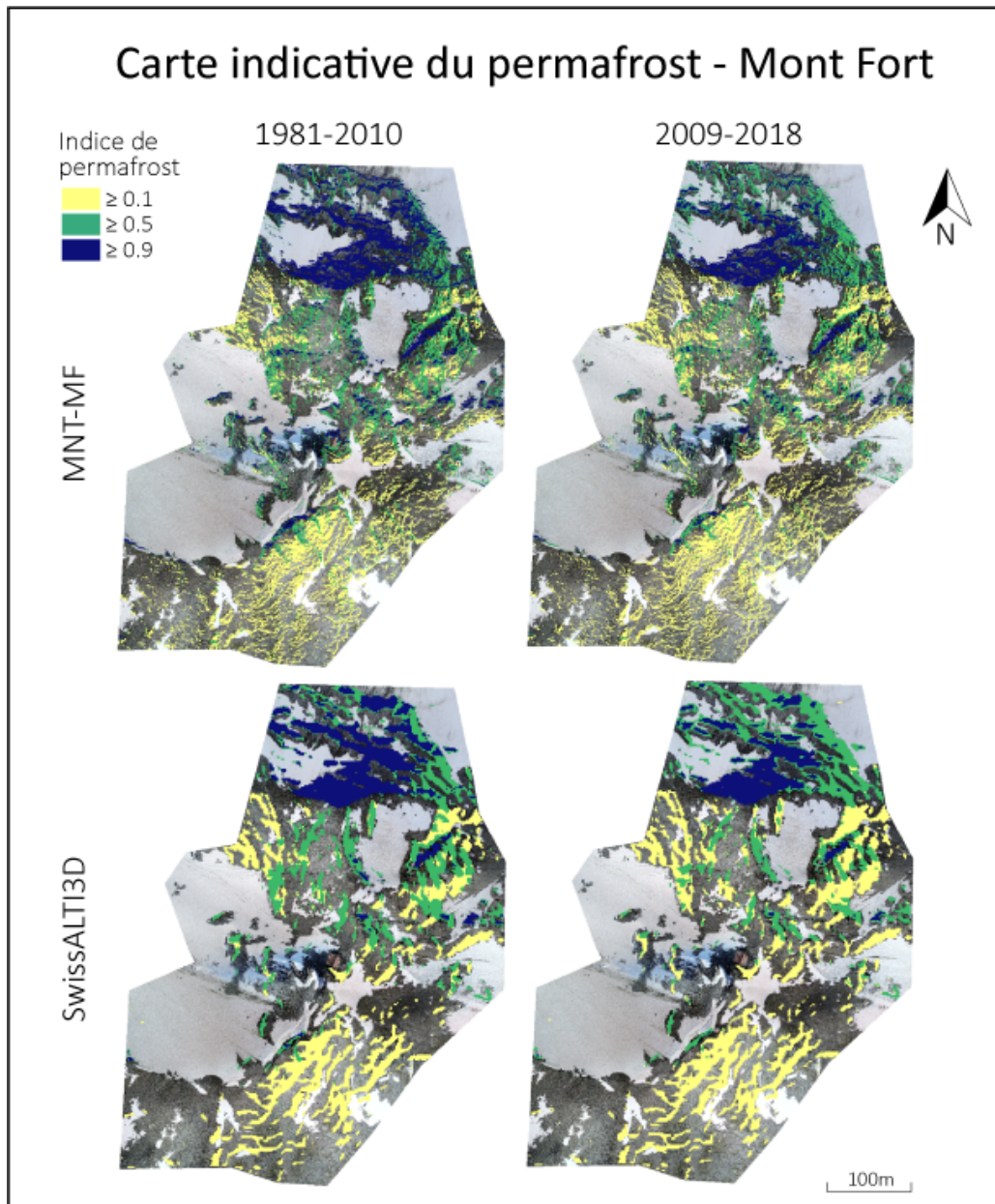


Figure 43. Cartes de probabilité de présence du permafrost au Mont Fort.

Les pourcentages de superficie des parois caractérisés par les indices ≥ 0.1 , ≥ 0.5 et ≥ 0.9 sont présentés dans la figure 44. Les températures modélisées sur la base du SwissALTI3D étaient plus élevées que celles modélisées sur la base du MNT-MF, et cela se traduit ici par des probabilités légèrement plus basses, en moyenne de 0.02 et 0.03 de différence. La différence entre les deux périodes de référence est ici très marquée : une partie des pixels à indice ≥ 0.9 passent dans la classe ≥ 0.5 , alors que ceux dans la classe ≥ 0.5 passent en ≥ 0.1 . Pour la période 2009-2018, plus de 10% de la surface du modèle correspond à la classe d'indice ≥ 0.1 et presque 10% de moins pour la classe de probabilité maximale de présence du permafrost.

Les probabilités moyennes de présence de permafrost sont de : 0.63 pour le modèle calculé à partir du MNT-MF₁₉₈₁₋₂₀₁₀, 0.55 pour le MNT-MF₂₀₀₉₋₂₀₁₈, 0.61 pour le SwissALTI3D₁₉₈₁₋₂₀₁₀, et 0.52 pour le SwissALTI3D₂₀₀₉₋₂₀₁₈. La probabilité moyenne diminue de 0.08 pour le MNT-MF selon la période de température utilisée et 0.09 pour le SwissALTI3D.

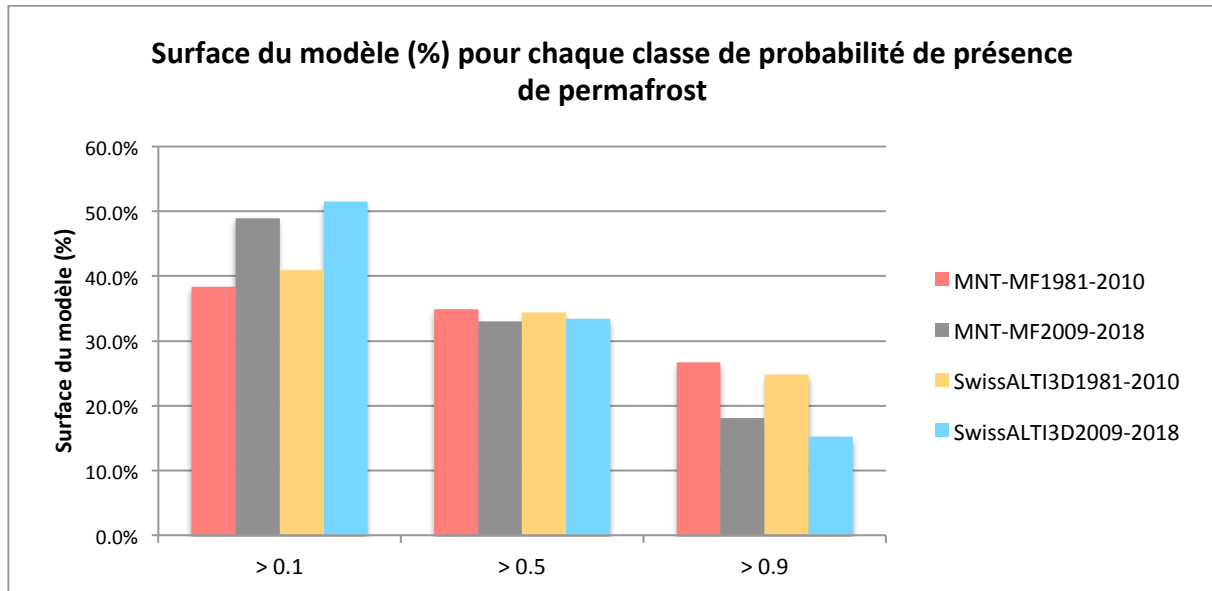


Figure 44. Surface du modèle pour chaque classe de probabilité (en %).

3.5 TLS – LiDAR

3.5.1 Evolution géomorphologique générale au cours de l'été 2018

Les deux nuages de points de 2018 ont été alignés en utilisant l'outil *Fine Registration ICP* et nous avons obtenu une erreur moyenne d'alignement 3D de 0.11 m. Cette valeur a été utilisée pour calculer l'intervalle de confiance spatialement variable (*Level Of Detection* à 95%). Cet intervalle est utilisé ensuite par l'algorithme M3C2 pour évaluer si un changement est significatif ou non.

L'algorithme permet d'étudier les changements à la surface du terrain. Les changements détectés comme significatifs, soit supérieurs à 0.11 m, sont majoritairement concentrés sur le glacier de Tortin (en bleu clair sur la fig. 45.a). Peu de changements ont ainsi eu lieu dans les parois rocheuses en amont du glacier. La figure 45.b met en avant la distance entre les deux nuages de points : des changements de -14.02 m à +16.42 m sont détectés, avec un changement moyen de -1.44 m. Ces valeurs maximales correspondent à des artefacts, et la majorité des changements d'élévation s'étendent entre -4 m et +1 m (fig. 46). Les changements négatifs, de -4 m à 0 m, caractérisent la surface du glacier et illustrent directement la perte d'épaisseur et la fonte de neige et de glace durant l'été. Des variations sont visibles et les zones du glacier qui sont orientées au sud correspondent aux zones de fonte maximale. La perte d'épaisseur est supérieure en aval, avec des différences d'élévation de 2 à 3 m, et de 0 à 2 m plus en amont. Les changements visibles dans les parois, notamment sous la gare d'arrivée du Mont Fort, correspondent à des névés ayant fondu au cours de l'été. Aucun éboulement n'a donc été détecté.

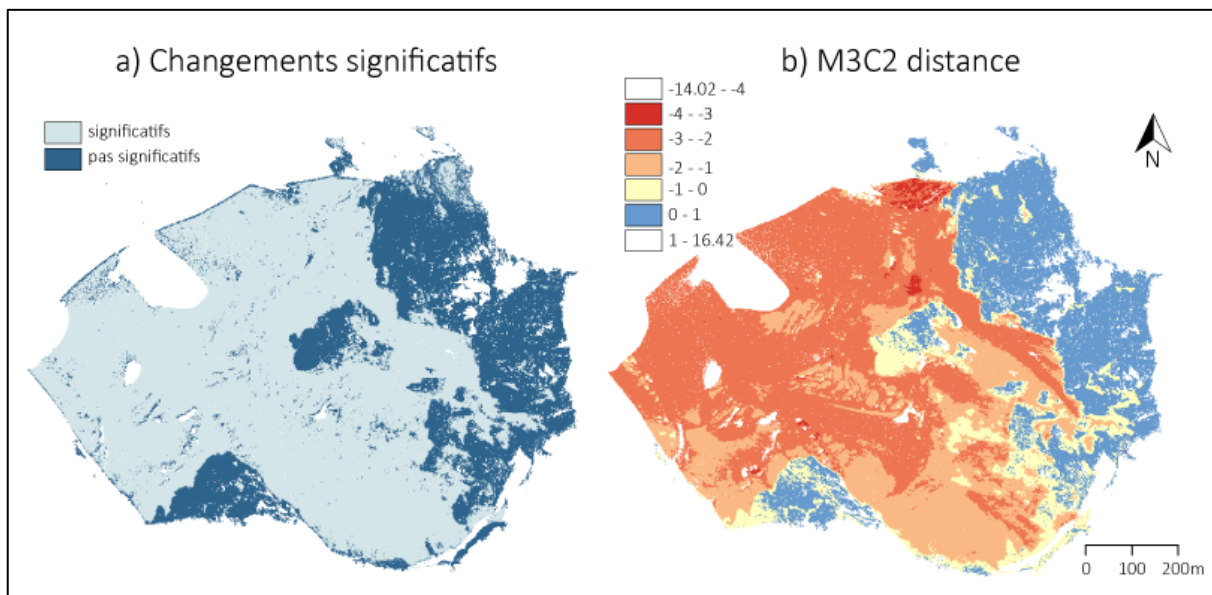


Figure 45. Changements révélés par l'algorithme M3C2 : a) changements significatifs (supérieurs à l'erreur RMS d'alignement) ou non ; b) distances entre les deux nuages de points.

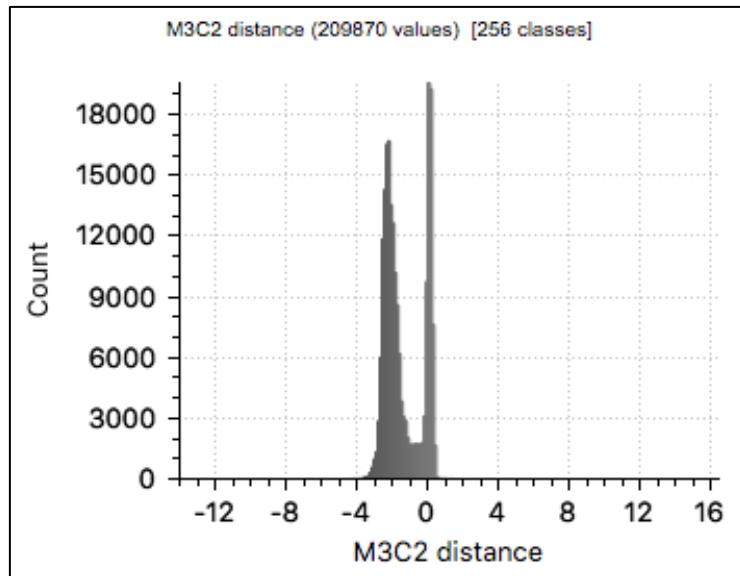


Figure 46. Histogramme des changements d'altitude mesurés par M3C2

Les changements volumétriques entre deux nuages de points peuvent également être étudiés grâce à l'outil *Compute 2.5D Volume* de CloudCompare. Les changements significatifs étant principalement concentrés sur le glacier, nous avons calculé les changements volumétriques pour l'ensemble du nuage de point. Les résultats sont présentés dans le tableau 16. Ils indiquent une perte générale de volume de plus de 345'000 m³ mais également un gain d'environ 3770 m³, ce qui pourrait correspondre à des chutes de blocs et des zones de dépôts sur le glacier.

Tableau 16. Variations volumétriques entre les deux nuages de points.

Volume (m ³)	-341'758.9
Surface (m ²)	209'317.0
Volume ajouté (m ³)	(+) 3'770.5
Volume supprimé (m ³)	(-) 345'529.5

3.5.2 Dynamique des parois rocheuses depuis 2011

Les nuages de points des scans de 2011, 2012 et 2013 ont été alignés sous CloudCompare avec l'outil *Align – Point Pairs Picking*. En raison des nombreuses étapes d'alignement, les erreurs RMS sont plus élevées (tab. 17). Les changements à la surface du terrain ont été étudiés avec l'algorithme M3C2 et les différences de volumes ont été quantifiées avec l'outil *2.5D Volume* (tab. 17).

Tableau 17. Erreurs RMS d'alignement et différences de volumes.

	Erreur RMS (m)	Surface (m ²)	Volume (m ³)	Volume ajouté (m ³)	Volume supprimé (m ³)
Zone 1	0.33	8'291.0	-124.9	+1'261.3	-1'386.2
Zone 2	0.26	26'295.0	+426.8	+4'587.1	-4'160.4
Zone 3	0.3	9'936.0	-5'855.7	+1'005.8	-6'861.5

Les résultats de l'analyse des trois zones étudiées sont présentés dans les figures 47, 48 et 49. Pour la zone 1, des changements significatifs sont clairement détectés (en vert sur la fig. 47.a). Les distances entre les deux nuages de points (2011 et 2012), mesurées par l'algorithme M3C2, révèlent des différences de 1 à 5.45 m dans cette zone, qui correspond en fait à un éboulement. Les distances les plus élevées sont situées au centre de la niche d'arrachement, alors qu'en amont elles sont de l'ordre de 2 à 3 m, et en aval, de 1 à 2 m. Nous pouvons donc déduire qu'entre juillet 2011 et octobre 2012, un gros bloc s'est détaché de cette paroi. L'étude des différences de volumes entre les deux nuages de points révèle d'ailleurs une perte de volume d'environ 125 m³.

Pour la zone 2, des changements significatifs sont détectés en aval des parois rocheuses, dans la neige (en vert sur la fig. 48.a). L'algorithme M3C2 met en valeur des distances essentiellement comprises entre -1 et 1 m distribuée de l'amont vers l'aval. Les changements significatifs détectés ne correspondent donc pas à de réels changements dans ces parois mais à d'autres facteurs influençant les résultats tels que des différences de densité de points entre les nuages de points, un angle de vue différent entre les deux scans, un alignement peu précis entre les scans, etc. De l'étude des différences de volume entre les deux nuages de points résulte un gain d'environ 425 m³ en 2013, vraisemblablement dû aux différents facteurs énoncés ci-dessus.

Le même cas de figure apparaît pour la zone 3. Les changements significatifs sont détectés en amont de la zone de roche en place ainsi que dans la partie aval (en vert sur la fig. 49.a). L'algorithme M3C2 montre une distribution des distances entre les nuages de points d'amont en aval, ce qui montre que les distances détectées sont liées à des problèmes d'alignement entre les scans ainsi qu'aux différences entre les nuages de points. Le calcul du volume montre une différence de plus de 5800 m³ entre les deux scans, mais cela ne reflète pas des mouvements de masse rocheuse.

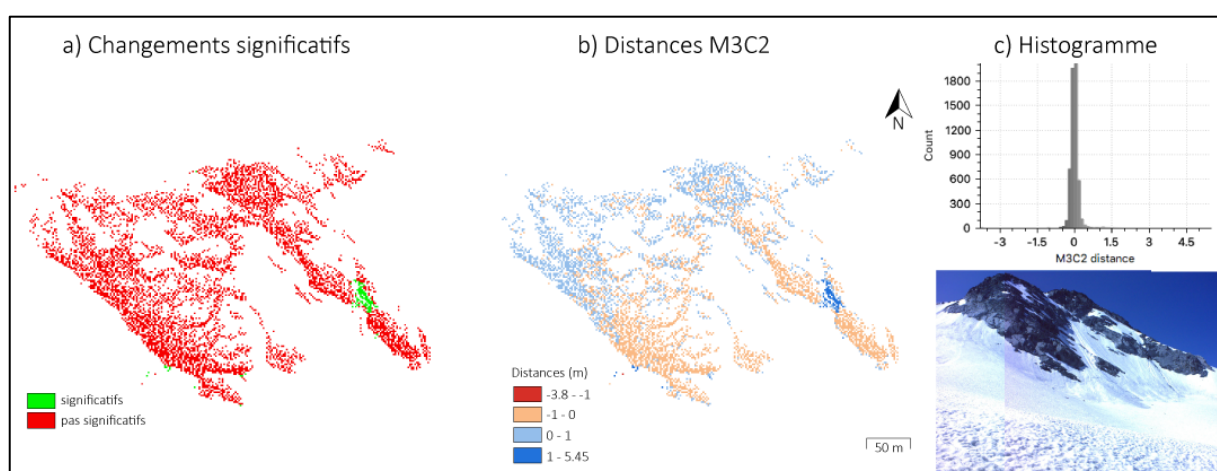


Figure 47 : Etude des changements révélés entre 2011 et 2012 pour la zone 1 : a) changements significatifs ou non ; b) distances entre les nuages de points ; c) histogramme des distances entre les nuages de points.

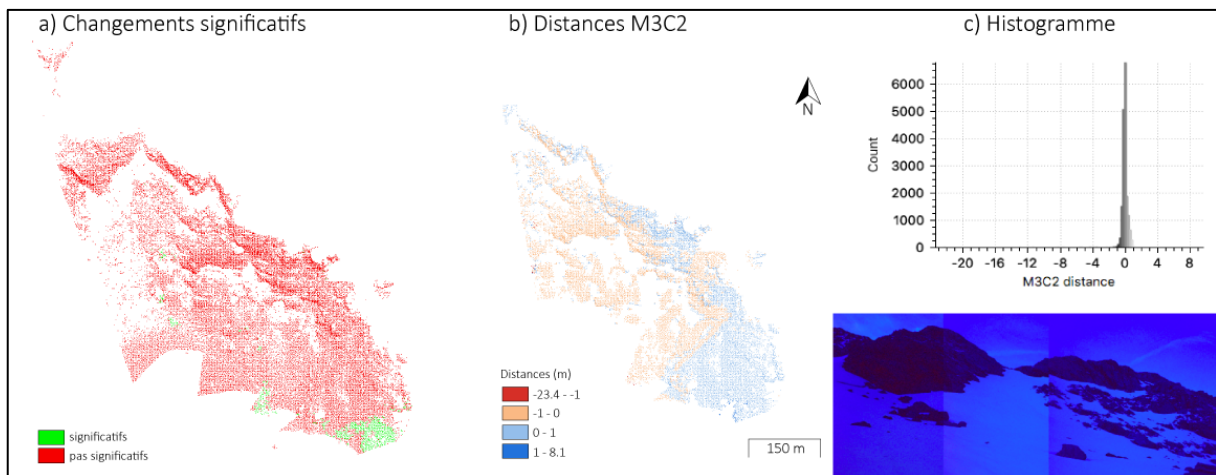


Figure 48 : Etude des changements révélés entre 2012 et 2013 pour la zone 2 : a) changements significatifs ou non ; b) distances entre les nuages de points ; c) histogramme des distances entre les nuages de points.

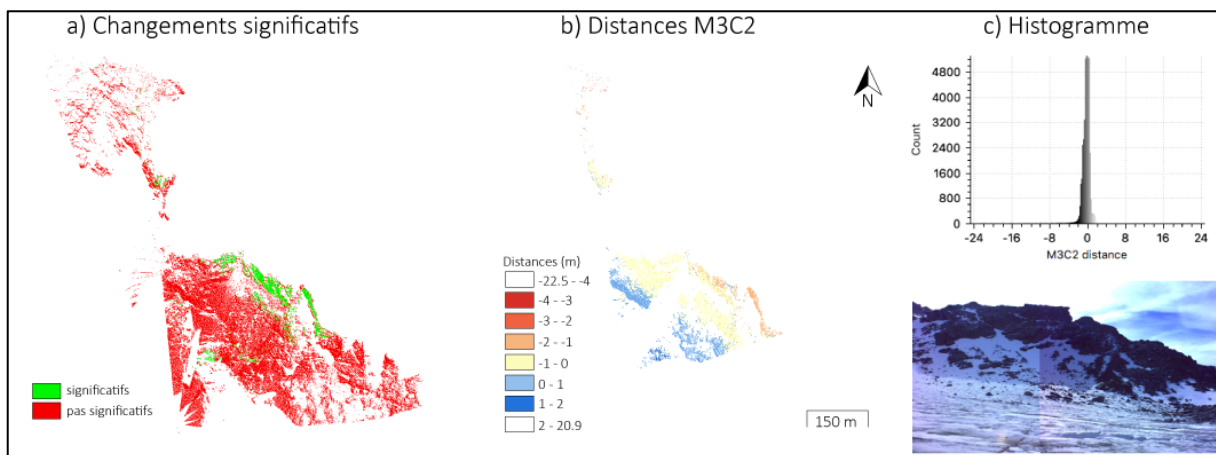


Figure 49 : Etude des changements révélés entre 2012 et 2013 pour la zone 3 : a) changements significatifs ou non ; b) distances entre les nuages de points ; c) histogramme des distances entre les nuages de points.

4. Discussion

4.1 Distribution du permafrost et évolution saisonnière

4.1.1 Synthèse des températures de surface et en profondeur

Les températures de la roche mesurées en continu dans les forages constituent la seule observation directe du permafrost. Ces mesures permettent de déterminer l'épaisseur de la couche active, soit la profondeur maximale de l'isotherme 0°C dans la roche au cours d'une année. Les mesures de températures dans les forages sont complétées par des mesures des températures à la surface de la roche, qui rendent compte notamment de la variabilité spatiale des températures d'un site et permettent d'évaluer la représentativité des températures mesurées dans le forage (PERMOS, 2019).

D'après les mesures enregistrées dans le forage du Mont Fort, l'épaisseur de la couche active y est d'environ 3 m. D'autres forages enregistrent les températures du sol dans la même région : aux Gentianes, en aval du Mont Fort à 2894 m d'altitude, la couche active a une épaisseur de 4.5 m depuis 2014 ; aux Attelas (2700 m), le forage n°2 indique une couche active de 5 m en 2018 ; et aux Lapires (2500 m), la couche active est de 4.7 m (PERMOS, 2019). La couche active mesurée au Mont Fort est donc moins épaisse, mais ces autres forages sont situés plus bas en altitude, à des orientations différentes, et dans d'autres types d'environnements (moraine gelée, éboulis et glacier rocheux). De plus, le forage du Mont Fort est recouvert de neige durant une partie de l'année, ce qui isole la roche des conditions atmosphériques. A l'Aiguille du Midi dans le massif du Mont Blanc, l'épaisseur de la couche active a été mesurée entre 2010 et 2013 pour trois forages situés entre 3740 et 3750 m d'altitude et à différentes orientations. L'épaisseur de la couche active était de 3 m pour le forage orienté E, 5.5 m pour le forage orienté S et 2.2 m pour le forage orienté N (Magnin et al., 2015b). L'épaisseur de la couche active dans le forage du Mont Fort, situé à 3307 m d'altitude et orienté W est ainsi semblable à l'épaisseur de la couche active mesurée à l'Aiguille du Midi en versant E à 3745 m.

Les mesures de températures dans les forages permettent également d'observer les variations de températures à court terme et interannuelles. À environ 10 m de profondeur, les températures maximales ont lieu en hiver, puisqu'il faut environ 6 mois pour que les températures de surface se propagent à cette profondeur (PERMOS, 2019). À une profondeur d'environ 20 m, le signal saisonnier n'est plus visible : le décalage par rapport aux changements de surface est de l'ordre de plusieurs années (PERMOS, 2019). Ce phénomène est effectivement observé *via* les températures enregistrées dans le forage du Mont Fort. Par exemple, le 13 février 2016, on relève une température de -8.81°C en surface (0 m). Le même jour, la température à 9 m de profondeur est de -1.8°C. C'est le 26 juin 2016 que la température la plus basse est atteinte à 9 m de profondeur (-2.5°C), soit plus de 4 mois plus tard. Le 3 juillet 2015, la température moyenne de surface était de 10.58°C, alors qu'à 9 m de profondeur, la température moyenne était de -2.52°C. La température la plus haute à 9 m a été atteinte le 27 décembre 2015 (-1.61°C), soit presque 6 mois plus tard. Ces températures

illustrent la lenteur du transfert de chaleur en profondeur (fig. 50). À une profondeur de 20 m par contre, les températures varient extrêmement peu et sont constamment proches de -2.1°C . Aux Genticas et aux Atteas, la température à 20 m de profondeur est d'environ -0.25°C . Dans les Alpes Européennes, les températures moyennes annuelles du sol mesurées dans les forages sont typiquement comprises entre 0°C et -3°C (Harris et al., 2003 ; Haerberli et al., 2010), mais peuvent être beaucoup plus basses à des altitudes plus élevées. Par exemple, en 1982, des températures de -12°C ont été mesurées à une profondeur de 120 m dans le forage à Colle Gniffeti, à plus de 4400 m d'altitude (Lüthi et Funk, 2001).

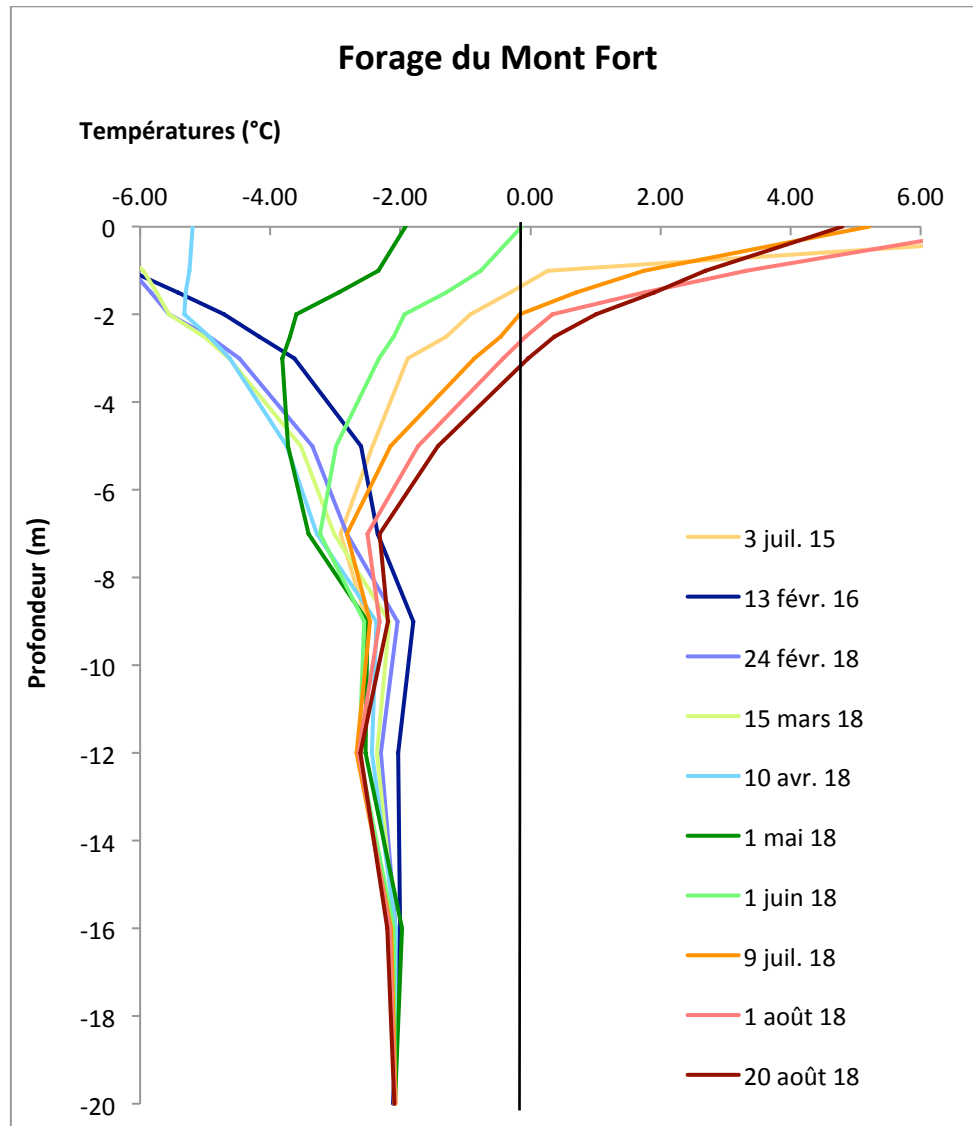


Figure 50. Exemples de températures mesurées dans le forage du Mont Fort illustrant le transfert de chaleur en profondeur.

Les mesures de température dans le forage sont complétées par les mesures de températures à la surface du sol et à la surface des parois par plusieurs capteurs thermiques. Les températures mesurées à la surface du sol ont mis en évidence l'influence de la couverture neigeuse sur les températures du sol, et sont globalement similaires à celles enregistrées à la surface du forage. Les températures minimales à la surface du sol sont largement plus chaudes que celles

mesurées à la surface des parois, puisque la couverture neigeuse agit comme isolant et empêche la déperdition de chaleur durant l'hiver (Zhang, 2005; Pogliotti, 2011).

Les températures à la surface des parois dépendent quant à elles principalement de la température de l'air et de l'exposition au soleil (Gruber et al., 2004). Elles sont donc en normalement supérieures à MAAT, principalement à cause de la radiation solaire directe, mais aussi à cause de la radiation solaire réfléchi de la surface des glaciers (PERMOS, 2013). Ainsi, dans les Alpes européennes, l'*offset* de surface annuel (différence entre MAAT et MARST) peut atteindre 10°C dans les pentes exposées au sud, alors qu'en Norvège par exemple, l'*offset* maximum est de 3°C, comme il y a moins de radiation solaire directe dans les hautes latitudes (Hipp et al., 2014). Des mesures de températures à la surface des parois effectuées à l'Aiguille du Midi (3820 m), dans le massif du Mont Blanc, ont révélé un *offset* de surface de 9.3° pour un capteur orienté SE et 1.3° pour un capteur orienté N (Magnin et al., 2015b). Au Mont Fort, la différence entre la température moyenne de l'air et la température moyenne à la surface des parois rocheuses de septembre 2018 à août 2019 est de 1.2°C en versant N, 5.7°C en versant S et 7.2°C en versant E. Dans le cas des capteurs de températures placés à la surface du sol et recouverts de neige durant une partie de l'année, l'*offset* de surface pour MF6, orienté S, est de 3°C. L'*offset* est inférieur à celui mesuré en paroi. A l'Aiguille du Midi, en face S, les capteurs recouverts de neige ont également révélé des valeurs d'*offset* inférieur à ceux qui n'étaient pas recouverts de neige. Malgré la différence d'altitude, l'*offset* est donc semblable aux mesures effectuées dans le massif du Mont Blanc. L'analyse des températures à la surface des parois a révélé une forte variabilité en fonction de l'exposition. Les températures de parois concordent avec le modèle de la répartition tridimensionnelle du permafrost proposé par Noetzli et al. (2007). Les transferts de chaleur sont très certainement importants au Mont Fort au regard des températures qui diffèrent beaucoup selon les orientations. Une différence de 4.5°C est relevée entre les températures moyennes (de septembre 2018 à août 2019) des faces N et S, et 2.7°C entre les températures moyennes des faces E et W. Un fort flux de chaleur se dirigerait donc depuis le côté le plus chaud de la montagne (S ou E) vers le côté le plus froid (N ou W). Malgré ces champs de températures, le permafrost peut être présent sous la surface à des endroits où la température ne l'indique pas, et de petites irrégularités à la surface du terrain peuvent fortement modifier les températures de la roche et provoquer le maintien ou la formation de permafrost localement (Noetzli et al., 2007).

4.1.2 Lien températures – résistivités

Les mesures de résistivité électrique le long des deux profils peuvent être mises en relation avec les températures. Les deux profils se croisent au niveau du forage du Mont Fort, situé dans la face WNW à une altitude de 3307 m. Les températures mesurées en profondeur peuvent être comparées avec les résistivités mesurées au même endroit (fig. 51). Les profondeurs des profils de résistivités varient en fonction de la configuration choisie et du lieu. Ainsi, la profondeur d'investigation du profil ERT1 au niveau du forage est d'environ 10 m en configuration Wenner, et 12 m en configuration Wenner-Schlumberger et, pour le profil

ERT2, environ 11 m en configuration Wenner et environ 11.5 m en Wenner-Schlumberger. Pour le profil ERT1-juillet, une première couche de résistivités basses, d'environ 1 à 1.5 m d'épaisseur, correspond aux températures les plus élevées. Puis les résistivités augmentent alors que les températures baissent. En configuration Wenner, les résistivités maximales (entre 30 et 50 k Ω m) correspondent à des températures entre -1 et -2°C. En configuration Wenner-Schlumberger, les résistivités maximales sont supérieures (plus de 200 k Ω m), et la température correspondante varie entre -2 et -3°C. Pour le profil ERT2-juillet, les résistivités mesurées au niveau du forage sont inférieures à celles mesurées sur le profil ERT1, mais les zones de résistivités maximales correspondent à nouveau aux températures les plus basses. En septembre, les résistivités des deux profils et des deux configurations ont diminué sur l'ensemble du profil. La couche de surface, avec des résistivités inférieures à 10 k Ω m, s'est épaissie pour les deux profils. Nous pouvons donc l'interpréter comme la couche active.

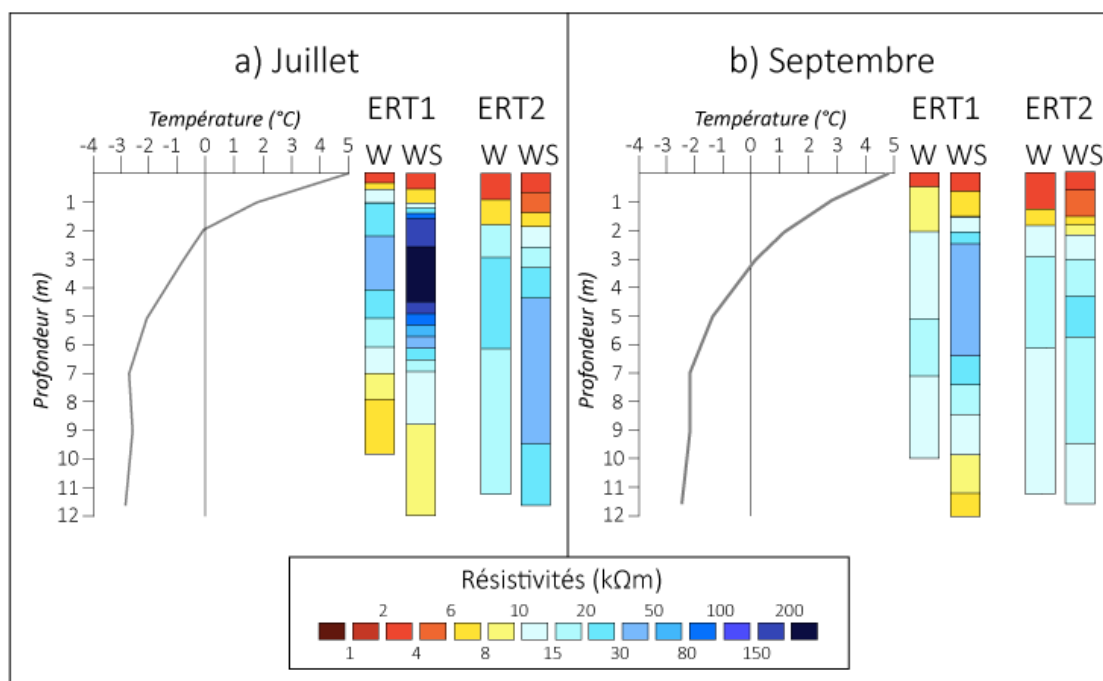


Figure 51. Comparaison des températures enregistrées dans le forage du Mont Fort et des résistivités mesurées au même endroit. Les températures datent (en haut) du 9 juillet 2018, soit le jour des mesures de résistivités électriques ; et (en bas) du 20 août 2018, alors que les résistivités ont été mesurées le 8 septembre, car les données sont indisponibles pour cette date.

4.1.3 Incertitudes et erreurs de mesure

Les erreurs dans les ERT peuvent être systématiques ou aléatoires. Les erreurs systématiques proviennent en général d'un dysfonctionnement de l'appareil de mesure ou peuvent être liées à des électrodes mal placées (Krautblatter et al., 2010). Ces erreurs sont corrigées avant le processus d'inversion des résistivités apparentes. Les erreurs aléatoires, en revanche, proviennent principalement des variations de contact entre les électrodes et l'air ou le sol et des modifications du terrain dans lequel passe le courant (Krautblatter et al., 2010). Dans ce projet, les profils ERT ont une erreur RMS maximale de 12.5%. Les profils mesurés en configuration Wenner ont une erreur RMS plus faible (erreur maximale de 7.3%) que ceux mesurés en configuration Wenner-Schlumberger (erreur maximale de 12.5%), et semblent

donc plus fiables. Il a été montré que plusieurs mesures du même profil avec différentes configurations peuvent aboutir à des résultats significativement différents (Hauck et al., 2003). La configuration Wenner notamment permet d'obtenir des modèles moins bruités, mais ceux-ci ont une résolution latérale plus faible. Les résistivités maximales seraient également sous-estimées par la configuration Wenner (Hauck et al., 2003). Nous avons effectivement remarqué des différences notables entre les modèles selon les deux configurations et les résistivités sont de manière générale supérieures en configuration Wenner-Schlumberger qu'en Wenner. La topographie et les caractéristiques de la surface du terrain sont aussi d'importants facteurs à prendre en compte dans l'erreur : en effet, les incertitudes du profil ERT1 sont plus élevées que celles du profil ERT2 en raison certainement de la topographie plus complexe et de la présence de fers à béton dans le sol.

4.1.4 Synthèse de la distribution et de l'évolution du permafrost

Les modèles inversés des résistivités électriques permettent de représenter la distribution spatiale du sol gelé, non gelé et la transition entre les deux. En résumé, les résultats des ERT indiquent que le sous-sol du Mont Fort est presque entièrement gelé, avec des résistivités principalement comprises entre 10 et 200 k Ω m. L'interprétation des résultats est rendue plus compliquée à cause d'erreurs dans les modèles en raison d'éléments en fer qui perturbent le transfert de l'électricité dans le sol. Une couche de résistivités plus faibles est tout de même bien observable en surface, et les températures enregistrées dans le forage à ces profondeurs permettent d'interpréter cette couche de surface comme la couche active, d'une épaisseur d'environ 3 m.

Les températures mesurées par les capteurs placés à la surface des parois dans les différents versants du Mont Fort montrent l'importance de l'exposition et des processus de transferts de chaleur entre les versants. La répétition des mesures ERT en septembre a permis l'élaboration de time-lapse, de manière à s'intéresser à l'évolution du sommet durant la saison estivale : on observe ainsi une diminution générale des résistivités, de 15 à 45% plus basses, et un épaissement de l'ordre de 1 m de la couche de résistivités faibles de surface. Les températures enregistrées dans le forage montrent d'ailleurs une augmentation des températures jusqu'à 12 m de profondeur, ce qui correspond à cette diminution des résistivités. Les températures de surface se propagent en profondeur perpendiculairement à la surface, et dans le cas d'un sommet, ce phénomène a lieu au sein des différents versants. Ainsi, le rythme de dégradation du permafrost augmente et le permafrost de surface semble autant affecté que la base du permafrost, ce qui n'est pas le cas pour un terrain plat, où l'onde de chaleur pénètre verticalement dans le sol (Noetzli et al., 2007) (fig. 52).

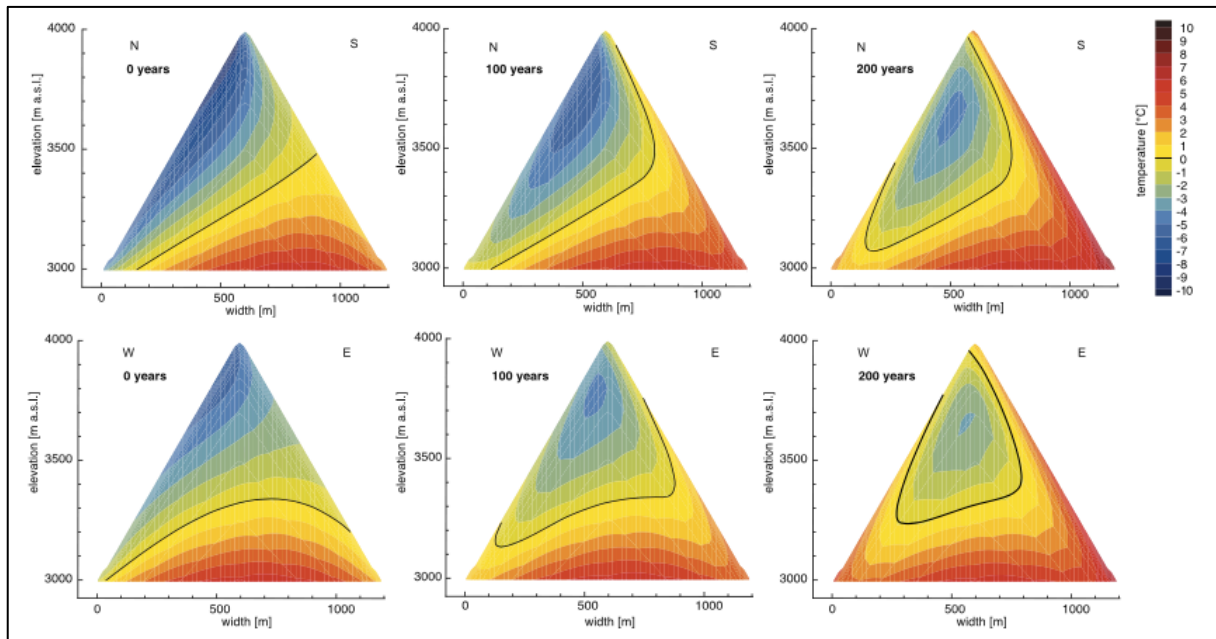


Figure 52. Distribution et évolution des températures de la subsurface dans un sommet avec des pentes N et S (en haut) et W et E (en bas), à l'état d'équilibre, après 100 ans et après 200 ans respectivement. La ligne noire correspond à l'isotherme 0°C (Noetzli et al., 2007).

4.2 Modélisation du permafrost des parois rocheuses du Mont Fort

4.2.1 Evaluation du modèle

L'évaluation du *rock model* appliqué au massif du Mont Blanc (Magnin et al., 2015a) a montré des biais (différences moyennes de température) entre valeurs modélisées et mesurées de -1.34°C pour les capteurs les plus exposés au soleil, à $+0.37^{\circ}\text{C}$ pour les moins exposés. Le biais moyen y est de -0.21°C (Magnin et al., 2015a). Comme le *rock model* est un modèle spécifique au permafrost de parois, nous pouvons utiliser les températures mesurées à la surface des parois par les capteurs placés dans les différents versants du Mont Fort pour évaluer le modèle. Les températures mesurées par ces capteurs sont comparées à $\text{MARST}_{\text{mod}}$ aux emplacements correspondants dans le tableau 18. Comme nous ne disposons pas de mesures annuelles de températures, les températures manquantes ont été supposées d'après les tendances moyennes observées et ne représentent donc pas la réalité. L'évaluation de la modélisation représente ainsi une réelle limite de ce travail.

Tableau 18. Comparaison des MARST mesurées par les capteurs de températures à la surface des parois (RST) et des MARST modélisées.

Loggers	MARST _{mes} (°C)	MARST _{mod} MF_8110 (°C)	MARST _{mod} MF_0918 (°C)	MARST _{mod} SW_8110 (°C)	MARST _{mod} SW_0918 (°C)
RST 1 (N)	-2.82	-2.98	-2.73	-1.42	-1.16
RST 2 (W)	+0.59	-0.90	-0.65	+2.05	+2.29
RST 3 (E)	+3.14	+0.03	+0.29	/	/
RST 4 (S)	+1.41	+3.46	+3.71	/	/
RST 5 (NW)	-1.64	-1.41	-1.16	-0.01	+0.24

Les meilleurs résultats sont observés pour les versants N et NW et pour la modélisation sur le MNT-MF, avec des différences respectives de 0.16 et 0.09 °C, et 0.23 et 0.48°C (pour les MAAT 1981-2010 et 2009-2018 respectivement). En versant W, les différences sont de l'ordre de 1.2 à 1.5°C pour le MNT-MF. Les différences sont maximales en versant E, avec environ 3°C de différence, et en versant S avec plus de 2°C de différence (à noter que les températures ne sont pas modélisées par le SwissALTI3D aux emplacements des capteurs 3 et 4 en raison de la sous-estimation des pentes raides). En somme, comme pour l'application du *rock model* au massif du Mont Blanc (Magnin et al., 2015a), les différences maximales sont observées pour les zones les plus exposées au soleil.

Les mesures du forage peuvent aussi être utilisées pour évaluer le modèle. Le forage est situé dans une pente de 53°, mais en aval la pente est bien plus faible. La neige s'accumule ainsi sur cette zone en hiver. La modélisation du permafrost de parois à partir du MNT-MF a pris en compte le forage ; mais les pentes étant sous-estimées sur le SwissALTI3D, la zone du forage n'apparaît par contre pas dans le modèle à partir du SwissALTI3D. Le modèle montre une MART de -0.61°C sur la période 1981-2010 et de -0.35° sur la période 2009-2018, et le forage mesure en profondeur une température de -2°C ; la différence est donc considérable. Il est important de mentionner que le forage se trouve durant une grande partie de l'année sous la neige et donc isolé des conditions atmosphériques. Cela explique les différences entre températures mesurées et modélisées.

4.2.2 Sensibilité de PISR et MARST à la résolution du MNT

L'influence de la résolution du MNT sur les MARST est évaluée en comparant d'abord la PISR calculée à partir du MNT-MF (résolution de 0.7 m) et avec le SwissALTI3D (résolution de 2 m), puis les MARST modélisée avec ces deux MNT. Les différences de PISR s'étendent de 0.01 à 339.8 W/m² en valeur absolue, avec une différence moyenne de 38.4 W/m². Les différences sont maximales dans les secteurs les plus raides, notamment ceux dont la pente est supérieure à 80°. Les différences de MARST s'étendent de 0 à 6.49°C en valeur absolue, avec une différence moyenne de 0.73°C. La MARST dépend en partie de la PISR, et les différences maximales sont ainsi observées aux mêmes endroits, c'est-à-dire dans les secteurs les plus raides. Le versant N reste la zone où les différences sont les plus minimales. Dans l'application du *rock model* au massif du Mont Blanc, Magnin et al. (2015a) ont comparé les

MARST_{mod} à partir d'un MNT d'une résolution de 30 m et les MARST_{mod} à partir d'un MNT d'une résolution de 4 m. Les différences maximales étaient observées dans les terrains dont la pente est supérieure à 60° (Magnin et al., 2015a). L'effet de l'ombre portée par les sommets alentours avait été également mis en évidence, ce qui n'a pas été étudié dans le cas du Mont Fort. Ainsi, la différence de résolution des MNT provoque des différences notables de PISR et de MARST, principalement dans les secteurs à pente raide. La qualité du MNT conditionne par conséquent celle de la modélisation du permafrost de paroi (Magnin et al., 2015a). Dans les secteurs très raide, il a été montré qu'un MNT reste très approximatif à moins qu'il n'ait une résolution inférieure au mètre (Magnin et al., 2015a). La résolution d'un MNT doit être adaptée aux objectifs scientifiques. Une haute résolution spatiale était nécessaire pour ce projet, d'abord parce que la distribution du permafrost est très contrainte par PISR dans les parois (Magnin et al., 2015a), mais aussi parce que l'échelle du projet est grande.

4.2.3 Comparaison des différents modèles

La comparaison entre la carte d'indice du permafrost au Mont Fort et d'autres modèles couvrant la région du Mont Fort met en valeur des différences importantes. D'abord, l'APIM, dont la résolution est de 30 m, place la quasi-totalité du secteur d'étude dans la catégorie maximale de probabilité de présence de permafrost, mis à part quelques variations en face S. La résolution de ce modèle est adaptée pour l'échelle des Alpes, et les variations qu'il peut exister à l'échelle locale ne sont donc pas prises en compte. La carte indicative du pergélisol de l'OFEV a été élaborée à l'échelle de la Suisse ; nous pouvons nous attendre à une plus grande prise en compte des conditions locales, même si la résolution est de 25 m. Pour la région du Mont Fort, les probabilités sont globalement similaires aux résultats obtenus ici : des probabilités élevées en face N, moyennes en face E et W et plus faibles en face S, mais elles restent toutes considérablement plus faibles que dans la CIP-MF. Pour terminer, le modèle PERMAL, qui s'étend sur la carte topographique de la Rosablanche, présente des probabilités élevées sur l'ensemble du secteur, mais une partie de la zone d'étude est ignorée par le modèle.

4.3 Evolution géomorphologique

Les changements à la surface du terrain ont été étudiés au moyen de scans LiDAR. Les scans de l'ensemble de la région d'étude, n'ont montré aucune activité gravitaire ou sédimentaire dans les parois rocheuses entourant le glacier de Tortin, mais ont par contre révélé la fonte de la neige et du glacier de Tortin, puisque une perte de 1 à 4 m a été détectée en surface. Ce glacier fait l'objet d'un suivi par le réseau des relevés glaciologiques suisses, qui a montré qu'il a perdu plus de 40% de sa superficie depuis 1892 (Glaciological Reports, 1881). A titre de comparaison, le glacier du Grand Désert, dont la superficie est d'environ 1 km² aujourd'hui et qui se trouve à proximité du glacier de Tortin, a également perdu plus de 40% de sa superficie depuis 1892 (Glaciological Reports, 1881).

Trois autres zones de roche en place et de parois rocheuses ont été étudiées. Un seul scan a mis en évidence un éboulement entre 2011 et 2012. Nous avons pu quantifier le volume approximatif de cet éboulement, environ 125 m³. L'analyse des autres scans avec l'algorithme M3C2 n'a pas révélé de différences majeures entre les nuages de points. D'autres méthodes existent pour évaluer des volumes d'éboulements, par exemple un outil de calcul de l'aire de dépôt à partir de photographies aériennes (Ravanel et al., 2010 ; Ravanel et al., 2017) ou la soustraction de MNT. De manière à étudier la dynamique gravitaire des versants du Mont Fort, notamment au niveau des profils ERT, cette dernière méthode pourrait être utilisée dans le futur en se basant notamment sur le MNT-MF produit pour cette étude.

5. Conclusions

Dans le contexte d'un climat de plus en plus chaud, il s'avère primordial de connaître la distribution et les caractéristiques du permafrost, notamment dans des sites où le tourisme est important. Ce travail de mémoire avait ainsi pour objectif d'étudier et de modéliser la répartition du permafrost dans les versants du Mont Fort, de quantifier son évolution saisonnière, et d'étudier l'évolution géomorphologique du site dans son ensemble.

Des mesures thermiques dans le forage du Mont Fort ont révélé une température à 20 m de profondeur de -2°C et une couche active d'une épaisseur d'environ 3 m. Le réseau de capteurs de température mis en place autour du sommet du Mont Fort met en évidence l'influence du contrôle topoclimatique sur les températures à la surface des parois et du sol. Deux profils ERT ont été réalisés pour la première fois dans les versants du Mont Fort, l'un passant par le sommet et reliant les versants NW et SE, et l'autre situé en amont du glacier dans le versant NW. Les résultats des mesures de résistivités indiquent un sous-sol presque entièrement gelé, avec des résistivités relativement élevées, comprises entre 10 et 200 $\text{k}\Omega\text{m}$. Des résistivités plus faibles sont présentes en surface et correspondent probablement à la couche active. Entre juillet et septembre, une diminution globale des résistivités de 15 à 45% a été observée, correspondant à l'augmentation saisonnière des températures. Les résistivités ont été mesurées selon deux configurations : avec la configuration Wenner, les erreurs RMS sont plus basses qu'avec la configuration Wenner-Schlumberger, mais la profondeur d'investigation est plus faible. Les résultats ont également indiqué un terrain plus conducteur avec la configuration Wenner-Schlumberger.

Le *rock model* a été appliqué au site du Mont Fort à partir d'un MNT d'une résolution de 0.7 m et du SwissALTI3D d'une résolution de 2 m, et pour deux périodes de températures (1981-2010 et 2009-2018). Les températures modélisées ont indiqué une augmentation globale de 0.25°C entre ces deux périodes. Les probabilités de présence de permafrost se sont avérées très élevées en versant N, moyennes en versant E et W, et faibles en versant S. La modélisation a finalement mis en évidence l'importance de la résolution du MNT, qui se doit d'être élevée pour une étude locale. Le modèle a enfin pu être évalué avec les mesures de températures à la surface des parois et les différences maximales ont été observées au niveau des zones les plus exposées au soleil.

Finalement, l'évolution géomorphologique de l'ensemble de la région a été étudiée au moyen de scans LiDAR, qui ont essentiellement mis en évidence la fonte de la neige et la perte d'épaisseur du glacier de Tortin, jusqu'à 4 m par endroits, de 2 à 3 m en aval, et de 0 à 2 m en amont. L'étude de la dynamique des parois rocheuses n'a révélé qu'un éboulement de 125 m^3 , malgré une activité probablement plus prononcée.

La distribution du permafrost dans les versants du Mont Fort a été étudiée selon une approche multi-méthode. Un réseau de capteurs a été mis en place au Mont Fort, mais à l'heure de la rédaction de ce travail, nous ne disposons pas encore de mesures annuelles. A l'avenir, ces mesures de températures permettront d'évaluer de manière plus précise l'application du *rock*

model au cas du Mont Fort, et éventuellement, d'améliorer le modèle, en prenant en compte d'autres facteurs comme la couverture neigeuse. Les températures mesurées par le forage et par ces capteurs permettront également d'étudier l'évolution des températures, de manière plus détaillée qu'avec uniquement les mesures du forage, notamment au niveau de l'influence de l'exposition sur l'évolution des températures. Une répétition des mesures de résistivités géoélectriques pourrait être envisagée, de manière à étudier l'évolution de la distribution du permafrost dans ce type de sommet rocheux, encore peu étudié à ce jour. Finalement, la répétition des scans LiDAR apporterait des informations supplémentaires sur la dynamique gravitaire des parois rocheuses autour du glacier de Tortin.

Liste de références bibliographiques

- Abermann, J., Fischer, A., A, L., & Geist, T. (2010). On the potential of very high-resolution repeat DEMs in glacial and periglacial environments. *The Cryosphere*, 4. <https://doi.org/10.5194/tc-4-53-2010>
- Ballantyne, C. K. (2002). Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21(18), 1935-2017. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(02\)00005-7](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(02)00005-7)
- Ballantyne, C. K. (2002). Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21(18), 1935-2017. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(02\)00005-7](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(02)00005-7)
- Barnhart, T., & Crosby, B. (2013). Comparing Two Methods of Surface Change Detection on an Evolving Thermokarst Using High-Temporal-Frequency Terrestrial Laser Scanning, Selawik River, Alaska. *Remote Sensing*, vol. 5, issue 6, pp. 2813-2837, 5, 2813-2837. <https://doi.org/10.3390/rs5062813>
- Beniston, M., Farinotti, D., Stoffel, M., Andreassen, L. M., Coppola, E., Eckert, N., Fantini, A., Giacomoni, F., Hauck, C., Huss, M., Huwald, H., Lehning, M., Lopez-Moreno, J.I., Magnusson, J., Marty, C., Moran-Tejéda, E., Morin, S., Naaim, M., Provenzale, A., Rabatel, A., Six, D., Stötter, J., Strasser, U., Terzago, S., & Vincent, C. (2018). The European mountain cryosphere: a review of its current state, trends, and future challenges. *The Cryosphere*, 12(2), 759-794. <https://doi.org/https://doi.org/10.5194/tc-12-759-2018>
- Boeckli, L., Brenning, A., Gruber, S., & Noetzli, J. (2012a). A statistical approach to modelling permafrost distribution in the European Alps or similar mountain ranges. *The Cryosphere*, 6(1), 125-140. <https://doi.org/https://doi.org/10.5194/tc-6-125-2012>
- Boeckli, L., Brenning, A., Gruber, S., & Noetzli, J. (2012b). Permafrost distribution in the European Alps: calculation and evaluation of an index map and summary statistics. *The Cryosphere*, 6(4), 807-820. <https://doi.org/10.5194/tc-6-807-2012>
- Bottino, G., Chiarle, M., Joly, A., & Mortara, G. (2002). Modelling rock avalanches and their relation to permafrost degradation in glacial environments. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13(4), 283-288. <https://doi.org/10.1002/ppp.432>
- Bouët, M. (1985). Climat et météorologie de la Suisse romande. Lausanne : Payot.
- Bowling, S., Khasawneh, M., Kaewkuekool, S., & Rae Cho, B. (2009). A logistic approximation to the cumulative normal distribution. *Journal of Industrial Engineering and Management*, 2. <https://doi.org/10.3926/jiem.v2n1.p114-127>
- Brodu, N., & Lague, D. (2012). 3D terrestrial LiDAR data classification of complex natural scenes using a multi-scale dimensionality criterion: applications in geomorphology. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 68. <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2012.01.006>
- Deems, J. S., Painter, T. H., & Finnegan, D. C. (2013). Lidar measurement of snow depth: a review. *Journal of Glaciology*, 59(215), 467-479.

- Delaloye, R. (2004). *Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale*. Université de Fribourg. Repéré à <http://doc.rero.ch/record/5309>
- Delaloye, R. & Lambiel, C. (2005). Evidence of winter ascending air circulation throughout talus slopes and rock glaciers situated in the lower belt of alpine discontinuous permafrost (Swiss Alps). *Norsk Geografisk Tidsskrift* 59: 194–203.
- Delaloye, R., Perruchoud, E., Avian, M., Kaufmann, V., Bodin, X., Hausmann, H., ... Thibert, E. (2008). Recent interannual variations of rock glacier creep in the European Alps. Dans *Delaloye, R.; Perruchoud, E.; Avian, M.; Kaufmann, V.; Bodin, X.; Hausmann, H.; Ikeda, A.; Kääh, A.; Kellerer-Pirklbauer, A.; Krainer, K.; Lambiel, C.; Mihajlovic, D.; Staub, B.; Roer, I.; Thibert, E (2008). Recent interannual variations of rock glacier creep in the European Alps. In: 9th International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, 29 June 2008 - 3 July 2008, 343-348. (pp. 343-348). Fairbanks, Alaska : University of Zurich. <https://doi.org/info:doi/10.5167/uzh-7031>*
- Deluigi, N. (2018). *Data-driven analysis and mapping of the potential distribution of mountain permafrost* (thèse de doctorat). Université de Lausanne, Faculté des géosciences et de l'environnement, Suisse.
- Deluigi, N., & Lambiel, C. (2013). PERMAL: a machine learning approach for alpine permafrost distribution modeling. *Mattertal - ein Tal in Bewegung*, 47-62.
- Duvillard, P.-A., Ravel, L., & Deline, P. (2015). Risk assessment of infrastructure destabilisation due to global warming in the high French Alps. *Journal of Alpine Research | Revue de géographie alpine*, (103-2). <https://doi.org/10.4000/rga.2896>
- Elder, K., Dozier, J., & Michaelsen, J. (1991). Snow accumulation and distribution in an Alpine Watershed. *Water Resources Research*, 27(7), 1541-1552.
- Elder, K., Rosenthal, W., & Davis, R. E. (1998). Estimating the spatial distribution of snow water equivalence in a montane watershed. *Hydrological Processes*, 12(10-11), 1793-1808.
- Farinotti, D., Magnusson, J., Huss, M., & Bauder, A. (2010). Snow accumulation distribution inferred from time-lapse photography. *Hydrological Processes*, 24, 2087-2097. <https://doi.org/10.1002/hyp.7629>
- Fischer, A., Olefs, M., & Abermann, J. (2011). Glaciers, snow and ski tourism in Austria's changing climate. *Annals of Glaciology*, 52, 89-96. <https://doi.org/10.3189/172756411797252338>
- Fischer, M., Huss, M., Barboux, C., & Hoelzle, M. (2014). The New Swiss Glacier Inventory SGI2010: Relevance of Using High-Resolution Source Data in Areas Dominated by Very Small Glaciers. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 46(4), 933-945. <https://doi.org/10.1657/1938-4246-46.4.933>
- Fischer, M., Huss, M., Barboux, C., & Hoelzle, M. (2014). The New Swiss Glacier Inventory SGI2010: Relevance of Using High-Resolution Source Data in Areas Dominated by Very Small Glaciers. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 46(4), 933-945. <https://doi.org/10.1657/1938-4246-46.4.933>

- Fischer, M., Huss, M., Kummert, M., & Hoelzle, M. (2016). Application and validation of long-range terrestrial laser scanning to monitor the mass balance of very small glaciers in the Swiss Alps. *The Cryosphere*, 10(3). Repéré à <http://doc.rero.ch/record/277686>
- Fonstad, M. A., Dietrich, J. T., Courville, B. C., Jensen, J. L., & Carbonneau, P. E. (2013). Topographic structure from motion: a new development in photogrammetric measurement. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(4), 421–430.
- Gabbud, C., Micheletti, N., & Lane, S. N. (2015). Lidar measurement of surface melt for a temperate Alpine glacier at the seasonal and hourly scales. *Journal of Glaciology*, 61(229), 963–974.
- Glaciological Reports (1881-2018). The Swiss glaciers Yearbooks of the Cryospheric Commission of the Swiss Academy of Science (SCNAT) published since 1964 by the Laboratory of Hydraulics, Hydrology and Glaciology (VAW) of ETH Zürich, no.1-138, <http://www.glamos.ch>
- Gouffon, Y., & Burri, M. (1997). Les nappes des Pontis, de Siviez-Mischabel et du Mont Fort dans les vallées de Bagnes, d'Entremont et d'Aoste. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 90, 1–177. 0012-9402/97/010029-13
- Gruber, S. (2007). A mass-conserving fast algorithm to parameterize gravitational transport and deposition using digital elevation models. *Water Resources Research*, 43(6). <https://doi.org/10.1029/2006WR004868>
- Gruber, S., M. Peter, M. Hoelzle et al. (2003), Surface temperatures in steep Alpine rock faces—A strategy for regional-scale measurement and modelling, Proc. 8th Int. Conf. Permafrost, 1, 325–330.
- Gruber, S., & Hoelzle, M. (2001). Statistical modelling of mountain permafrost distribution: local calibration and incorporation of remotely sensed data. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12(1), 69-77. <https://doi.org/10.1002/ppp.374>
- Gruber, S., Hoelzle, M., & Haerberli, W. (2004). Rock-wall temperatures in the Alps: modelling their topographic distribution and regional differences. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15(3), 299-307. <https://doi.org/10.1002/ppp.501>
- Haerberli, W. (1997). Slope stability problems related to glacier shrinkage and permafrost degradation in the Alps. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 90, 407-414.
- Haerberli, W., & Beniston, M. (1998). Climate Change and Its Impacts on Glaciers and Permafrost in the Alps. *Ambio*, 27(4), 258-265.
- Haerberli, W., & Gruber, S. (2008). Research challenges for permafrost in steep and cold terrain: an Alpine perspective. Dans *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost* (Vol. 29, pp. 597–605).
- Haerberli, W., Guodong, C., Gorbunov, A. P., & Harris, S. A. (1993). Mountain permafrost and climatic change. *Permafrost and Periglacial Processes*, 4(2), 165–174.

- Haerberli, W., Noetzli, J., Arenson, L., Delaloye, R., Gärtner-Roer, I., Gruber, S., Isaksen, K., Kneisel, C., Krautblatter, M., & Phillips, M. (2010). Mountain permafrost: development and challenges of a young research field. *Journal of Glaciology*, 56(200), 1043–1058.
- Haerberli, W., Schaub, Y., & Huggel, C. (2017). Increasing risks related to landslides from degrading permafrost into new lakes in de-glaciating mountain ranges. *Geomorphology*, 293, 405-417. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.02.009>
- Harris, C., Arenson, L. U., Christiansen, H. H., Etzelmüller, B., Frauenfelder, R., Gruber, S., Haerberli, W., Hauck, C., Hölzle, M., Humlum, O., Isaksen, K., Käab, A., Kern-Lütschg, M.A., Lehning, M., Matsuoka, N., Murton, J.B., Nötzli, J., Phillips, M., Ross, N., Seppälä, M., Springman, S.M., & Vonder Mühll, D. (2009). Permafrost and climate in Europe: Monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses. *Earth-Science Reviews*, 92(3-4), 117–171.
- Harris, C., Vonder Mühll, D., Isaksen, K., Haerberli, W., Sollid, J. L., King, L., Holmlund, P., Dramis, F., Guglielmin, M., & Palacios, D. (2003). Warming permafrost in European mountains. *Global and Planetary Change*, 39(3), 215-225. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2003.04.001>
- Harris, S., French, H., A. Heginbottom, J., H. Johnston, G., Ladanyi, B., Sego, D., & O. Van Everdingen, R. (1988). Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice Terms. <https://doi.org/10.4224/20386561>
- Hasler, A., Gruber, S., & Haerberli, W. (2011). Temperature variability and offset in steep Alpine rock and ice faces. *The Cryosphere*, 5, 977–988. <https://doi.org/10.5194/tc-5-977-2011>
- Hauck, C. (2013). New Concepts in Geophysical Surveying and Data Interpretation for Permafrost Terrain. *Permafrost and Periglacial Processes*, 24(2), 131-137. <https://doi.org/10.1002/ppp.1774>
- Hauck, C., & Kneisel, C. (2008). *Applied Geophysics in Periglacial Environments*. Cambridge, Cambridge University Press, 240 pp.
- Hauck, C., & Vonder Mühll, D. (2003). Inversion and interpretation of two-dimensional geoelectrical measurements for detecting permafrost in mountainous regions. *Permafrost and Periglacial Processes*, 14(4), 305-318. <https://doi.org/10.1002/ppp.462>
- Hipp, T., Etzelmüller, B., & Westermann, S. (2014). Permafrost in Alpine Rock Faces from Jotunheimen and Hurrungane, Southern Norway. *Permafrost and Periglacial Processes*, 25(1), 1-13. <https://doi.org/10.1002/ppp.1799>
- Hoelzle, M. (1992). Permafrost occurrence from BTS measurements and climatic parameters in the eastern Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(2), 143-147. <https://doi.org/10.1002/ppp.3430030212>
- Hoelzle, M. (1992). Permafrost occurrence from BTS measurements and climatic parameters in the eastern Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(2), 143-147. <https://doi.org/10.1002/ppp.3430030212>

- Hoelzle, M., Wegmann, M., & Krummenacher, B. (1999). Miniature Temperature Dataloggers for mapping and monitoring of permafrost in high mountain areas: First experience from the Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes - PERMAFROST PERIGLACIAL PRO*, 10. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1530\(199904/06\)10:23.0.CO;2-A](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1530(199904/06)10:23.0.CO;2-A)
- Houghton, J. T., Meiro Filho, L. G., Callander, B. A., Harris, N., Kattenburg, A., & Maskell, K. (1996). *Climate Change 1995: The Science of Climate Change*. (S.I.) : (s.n.). Repéré à <http://adsabs.harvard.edu/abs/1996clch.book....H>
- Huggel, C., Salzmann, N., Allen, S., Caplan-Auerbach, J., Fischer, L., Haeberli, W., ... Wessels, R. (2010). Recent and future warm extreme events and high-mountain slope stability. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*.
- Huggel, C., Zraggen-Oswald, S., Haeberli, W., Käab, A., Polkvoj, A., Galushkin, I., & Evans, S. G. (2005). The 2002 rock/ice avalanche at Kolka/Karmadon, Russian Caucasus: assessment of extraordinary avalanche formation and mobility, and application of QuickBird satellite imagery. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5(2), 173-187. <https://doi.org/https://doi.org/10.5194/nhess-5-173-2005>
- Huss, M. (2012). Extrapolating glacier mass balance to the mountain-range scale: the European Alps 1900–2100. *The Cryosphere*, 6(4), 713-727. <https://doi.org/https://doi.org/10.5194/tc-6-713-2012>
- Huss, M., & Fischer, M. (2016). Sensitivity of Very Small Glaciers in the Swiss Alps to Future Climate Change. *Frontiers in Earth Science*, 4. <https://doi.org/10.3389/feart.2016.00034>
- Kirnbauer, R., Blöschl, G., Waldhäusl, P., & Hochstöger, F. (1991). An analysis of snow cover patterns derived from oblique aerial photographs. *Proceedings of the Vienna Symposium, Snow, Hydrology and Forests in High Alpine Areas*, 205, 91-99.
- Kellerer-Pirklbauer, A., Lieb, G. K., Avian, M., & Carrivick, J. (2012). Climate Change and Rock Fall Events in High Mountain Areas: Numerous and Extensive Rock Falls in 2007 at Mittlerer Burgstall, Central Austria. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 94(1), 59-78. <https://doi.org/10.1111/j.1468-0459.2011.00449.x>
- Kneisel, C., Hauck, C., Fortier, R., & Moorman, B. (2008). Advances in geophysical methods for permafrost investigations. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19(2), 157-178. <https://doi.org/10.1002/ppp.616>
- Krautblatter, M., Huggel, C., Deline, P., & Hasler, A. (2012). Research Perspectives on Unstable High-alpine Bedrock Permafrost: Measurement, Modelling and Process Understanding. *Permafrost and Periglacial Processes*, 23(1), 80-88. <https://doi.org/10.1002/ppp.740>
- Krautblatter, M., Huggel, C., Deline, P., & Hasler, A. (2012). Research Perspectives on Unstable High-alpine Bedrock Permafrost: Measurement, Modelling and Process

- Understanding. *Permafrost and Periglacial Processes*, 23(1), 80-88.
<https://doi.org/10.1002/ppp.740>
- Krautblatter, M., Verleysdonk, S., Flores-Orozco, A., & Kemna, A. (2010). Temperature-calibrated imaging of seasonal changes in permafrost rock walls by quantitative electrical resistivity tomography (Zugspitze, German/Austrian Alps). *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 115(F2), F02003.
<https://doi.org/10.1029/2008JF001209>
- Lague, D., Brodu, N., & Leroux, J. (2013). Accurate 3D comparison of complex topography with terrestrial laser scanner: Application to the Rangitikei canyon (N-Z). *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 82.
<https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2013.04.009>
- Lambiel, C. (1999). *Inventaire des glaciers rocheux entre le Val de Bagnes et le Val d'Hérémence (Valais)*. Mémoire de licence, Université de Lausanne, 167 pp. (non publié).
- Lambiel, C. (2006). *Le pergélisol dans les terrains sédimentaires à forte déclivité : distribution, régime thermique et instabilités*. Thèse de doctorat, Université de Lausanne. Travaux et recherches 33, 260 pp. (disponible sur <http://doc.rero.ch/record/6234?ln=fr>).
- Lambiel, C. (2006). *Le pergélisol dans les terrains sédimentaires à forte déclivité: distribution, régime thermique et instabilités*. (S.l.) : UNIL-Faculté des géosciences et de l'environnement-Institut de géographie.
- Lambiel, C. & Reynard, E. (2001). Regional modelling of present, past and future potential distribution of discontinuous permafrost based on rock glacier inventory in the Bagnes–Hérémence area (Western Swiss Alps). *Norsk Geografisk Tidsskrift* 55: 219–223.
- Lambiel, C. & Schütz, P. (2008). Ground characteristics and deformation of a frozen moraine affected by tourist infrastructures (Col des Gentianes, Valais). In: C. Rothenbühler (Hrsg.), *Klimaveränderungen auf der Spur*. Samedan, Studien des Europäischen Tourismus Instituts an der Academia Engiadina 5, pp. 110–122.
- Lambiel, C., & Pieracci, K. (2008). Permafrost distribution in talus slopes located within the Alpine periglacial belt, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19, 293-304.
<https://doi.org/10.1002/ppp.624>
- Lambiel, C., & Reynard, E. (2003). Impacts du développement d'un domaine skiable sur la morphologie glaciaire et périglaciaire: le cas de Verbier (Valais, Suisse). Dans *Géomorphologie et tourisme, Géomorphologie et tourisme* (pp. 19-33). (S.l.) : Institut de Géographie, Université de Lausanne. Repéré à https://serval.unil.ch/notice/serval:BIB_135C57CF11B5
- Lambiel, C., & Reynard, E. (n.d.). Cartographie de la distribution du pergélisol et datation des glaciers rocheux dans la région du Mont Gelé (Valais). *Entwicklungstendenzen und Zukunftsperspektiven in der Geomorphologie*.

- Loke, M. H., & Barker, R. D. (1996). Practical techniques for 3D resistivity surveys and data inversion1. *Geophysical Prospecting*, 44(3), 499-523. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1996.tb00162.x>
- Lüthi, M. P., & Funk, M. (2001). Modelling heat flow in a cold, high-altitude glacier: interpretation of measurements from Colle Gnifetti, Swiss Alps. *Journal of Glaciology*, 47(157), 314-324. <https://doi.org/10.3189/172756501781832223>
- Magnin, F., Brenning, A., Bodin, X., Deline, P., & Ravel, L. (2015a). Modélisation statistique de la distribution du permafrost de paroi : application au massif du Mont Blanc. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 21(vol. 21 – n° 2), 145-162. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.10965>
- Magnin, F., Deline, P., Ravel, L., Noetzi, J., & Pogliotti, P. (2015b). Thermal characteristics of permafrost in the steep alpine rock walls of the Aiguille du Midi (Mont Blanc Massif, 3842 m a.s.l.). *The Cryosphere*, 9(1), 109-121. <https://doi.org/https://doi.org/10.5194/tc-9-109-2015>
- Magnin, F., Krautblatter, M., Deline, P., Ravel, L., Malet, E., & Bevington, A. (2015c). Determination of warm, sensitive permafrost areas in near-vertical rockwalls and evaluation of distributed models by electrical resistivity tomography. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 120(5), 2014JF003351. <https://doi.org/10.1002/2014JF003351>
- Magnin, F., Westermann, S., Pogliotti, P., Ravel, L., Deline, P., & Malet, E. (2016). Snow control on active layer thickness in steep alpine rock walls (Aiguille du Midi, 3842ma.s.l., Mont Blanc massif). *CATENA*, 149. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.06.006>
- Marescot, L., Loke, M., Chapellier, D., Delaloye, R., Lambiel, C., & Reynard, E. (2003). Assessing reliability of 2D resistivity imaging in mountain permafrost studies using the depth of investigation index method. *Near Surface Geophysics*, 1, 57-67. <https://doi.org/10.3997/1873-0604.2002007>
- McColl, S. T. (2012). Paraglacial rock-slope stability. *Geomorphology*, 153-154, 1-16. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.02.015>
- McColl, S. T., & Davies, T. R. H. (2013). Large ice-contact slope movements: glacial buttressing, deformation and erosion. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(10), 1102-1115. <https://doi.org/10.1002/esp.3346>
- MétéoSuisse (2018). *Bulletin climatologique année 2017*. Genève. Repéré à : <https://www.meteosuisse.admin.ch/home/climat/climat-de-la-suisse/rapports-climatiques.html>
- MétéoSuisse (2019a). *Bulletin climatologique année 2018*. Genève. Repéré à : <https://www.meteosuisse.admin.ch/home/climat/climat-de-la-suisse/rapports-climatiques.html>

- MétéoSuisse (2019b). Bulletin climatologique juin 2019. Genève. Repéré à : <https://www.meteosuisse.admin.ch/home/actualite/infos.subpage.html/fr/data/news/2019/7/bulletin-climatologique-juin-2019-deuxieme-mois-de-juin-le-plus-chaud.html>
- Noetzli, J., & Gruber, S. (2008). Transient thermal effects in Alpine permafrost. *The Cryosphere Discussions*, 2(2), 185-224.
- Noetzli, J., Gruber, S., Kohl, T., Salzmann, N., & Haeberli, W. (2007). Three-dimensional distribution and evolution of permafrost temperatures in idealized high-mountain topography. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112(F2), F02S13. <https://doi.org/10.1029/2006JF000545>
- Noetzli, J., Hoelzle, M., & Haeberli, W. (2003). Mountain permafrost and recent Alpine rockfall events: a GIS-based approach to determine critical factors. <https://doi.org/10.5167/uzh-33321>
- Nouwakpo, S. K., Weltz, M. A., & McGwire, K. (2016). Assessing the performance of structure-from-motion photogrammetry and terrestrial LiDAR for reconstructing soil surface microtopography of naturally vegetated plots. *Earth Surface Processes and Landforms*, 41(3), 308–322.
- Paul, F., Kääb, A., Maisch, M., Kellenberger, T., & Haeberli, W. (2004). Rapid disintegration of Alpine glaciers observed with satellite data. <https://doi.org/10.5167/uzh-62854>
- PERMOS (2016). *Permafrost in Switzerland 2010/2011 to 2013/2014*. Noetzli, J. Luethi, R., and Staub, B. (eds.), Glaciological Report Permafrost No.12-15 of the Cryospheric Commission of the Swiss Academy of Sciences, 104 pp.
- PERMOS (2019). *Permafrost in Switzerland 2014/2015 to 2017/2018*. Noetzli, J., Pellet, C. and Staub, B. (eds.), Glaciological Report Permafrost No. 16-19 of the Cryospheric Commission of the Swiss Academy of Sciences, 104 pp.
- Piermattei, L., Carturan, L., & Guarnieri, A. (2015). Use of terrestrial photogrammetry based on structure-from-motion for mass balance estimation of a small glacier in the Italian alps. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40(13), 1791–1802.
- Pogliotti, P. (2011). *Influence of snow cover on MAGST over complex morphologies in mountain permafrost regions* (thèse de doctorat). Università degli Studi di Torino, Turin, 79 p.
- Prosdocimi, M., Calligaro, S., Sofia, G., Dalla Fontana, G., & Tarolli, P. (2015). Bank erosion in agricultural drainage networks: new challenges from structure-from-motion photogrammetry for post-event analysis. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40(14), 1891–1906.
- Ravanel, L., Deline, P., Lambiel, C., & Vincent, C. (2012). Instability of a High Alpine Rock Ridge: the Lower Arête Des Cosmiques, Mont Blanc Massif, France. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 95(1), 51-66. <https://doi.org/10.1111/geoa.12000>

- Ravanel, L., & Deline, P. (2008). La face ouest des Drus (massif du Mont-Blanc) : évolution de l'instabilité d'une paroi rocheuse dans la haute montagne alpine depuis la fin du petit âge glaciaire. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 14(vol. 14-n° 4), 261-272. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.7444>
- Ravanel, L., & Deline, P. (2010). Climate influence on rockfalls in high-Alpine steep rockwalls: The north side of the Aiguilles de Chamonix (Mont Blanc massif) since the end of the « Little Ice Age ». *Holocene*, (21(2)), 357-365. <https://doi.org/10.1177/0959683610374887>
- Ravanel, L., & Lambiel, C. (2013). Evolution récente de la moraine des Gentianes (2894 m, Valais, Suisse): un cas de réajustement paraglaciale ?
- Ravanel, L., Allignol, F., Deline, P., Gruber, S., & Ravello, M. (2010). Rock falls in the Mont Blanc Massif in 2007 and 2008. *Landslides*, 7(4), 493-501. <https://doi.org/10.1007/s10346-010-0206-z>
- Ravanel, L., Deline, P., Lambiel, C., & Vincent, C. (2013). Instability of a High Alpine Rock Ridge: the Lower Arête Des Cosmiques, Mont Blanc Massif, France. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 95(1), 51-66. <https://doi.org/10.1111/geoa.12000>
- Ravanel, L., Duvillard, P.-A., Jaboyedoff, M., & Lambiel, C. (2018). Recent evolution of an ice-cored moraine at the Gentianes Pass, Valais Alps, Switzerland. *Land Degradation & Development*, 29(10), 3693-3708. <https://doi.org/10.1002/ldr.3088>
- Ravanel, L., Magnin, F., & Deline, P. (2017). Impacts of the 2003 and 2015 summer heatwaves on permafrost-affected rock-walls in the Mont Blanc massif. *Science of The Total Environment*, 609, 132-143. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.07.055>
- Reynard, E. (1996). Glaciers rocheux et limite inférieure du pergélisol discontinu dans le Vallon de Tortin (Nendaz-Valais). *Bulletin de la Murithienne* 114: 135–149.
- Reynard, E., DELALOYE R. & LAMBIEL C. (1999). Prospection géoélectrique du pergélisol alpin dans le massif des Diablerets (VD) et au Mont Gelé (Nendaz, VS). *Bulletin de la Murithienne* 117: 89–103.
- Reynard, E., Lambiel, C., Delaloye, R., Devaud, G., Baron, L., Chapellier, D., Marescot, L. & Monnet, R. (2003). Glacier/permafrost relationship in forefields of small glaciers (Swiss Alps). *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 21–25 July 2003: 947–952.
- RIEGL, Laser Measurement Systems (2015). Data Sheet, 22.01.2015 ; RIEGL VZ-6000, 3D Ultra Long Range Terrestrial Laser Scanner with Online Waveform Processing. Austria : Author.
- Scapozza, C. (2013). *Stratigraphie, morphodynamique, paléoenvironnements des terrains sédimentaires meubles à forte déclivité du domaine périglaciaire alpin* (thèse de doctorat).

- Scapozza, C., Lambiel, C., Baron, L., Marescot, L. & Reynard, E. (2011). Internal structure and permafrost distribution in two alpine periglacial talus slopes, Valais, Swiss Alps. *Geomorphology* 132: 208–221.
- Smith, M. W., & Vericat, D. (2015). From experimental plots to experimental landscapes: topography, erosion and deposition in sub-humid badlands from structure-from-motion photogrammetry. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40(12), 1656–1671.
- Vivero, S., & Lambiel, C. (2019). Monitoring the crisis of a rock glacier with repeated UAV surveys. *Geographica Helvetica*, 74, 59-69. <https://doi.org/10.5194/gh-74-59-2019>
- Zemp, M., Paul, F., Hoelzle, M., Haeberli, W., Orlove, B., & Al, E. (2008). Glacier fluctuations in the European Alps, 1850–2000: an overview and spatio-temporal analysis of available data. Dans *Darkening Peaks: Glacier Retreat, Science, and Society* (pp. 152-167). Berkeley, US: University of California Press. <https://doi.org/info:doi/10.5167/uzh-9024>
- Zhang, T. (2005). Influence of the seasonal snow cover on the ground thermal regime: An overview. *Reviews of Geophysics*, 43, RG4002. <https://doi.org/10.1029/2004RG000157>
- Zhang, T., Barry, R., & Haeberli, W. (2010). Numerical simulations of the influence of the seasonal snow cover on the occurrence of permafrost at high latitudes. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 55, 261-266. <https://doi.org/10.1080/00291950152746621>