



HAL
open science

Distribution et caractérisation du permafrost des parois du massif du Mont Blanc : une approche combinant monitoring, modélisation et géophysique

Florence Magnin

► To cite this version:

Florence Magnin. Distribution et caractérisation du permafrost des parois du massif du Mont Blanc : une approche combinant monitoring, modélisation et géophysique. Géographie. Université Grenoble Alpes, 2015. Français. NNT : 2015GREAA010 . tel-01409950

HAL Id: tel-01409950

<https://theses.hal.science/tel-01409950v1>

Submitted on 6 Dec 2016

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ GRENOBLE ALPES

Spécialité : **Géographie**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Florence Magnin

Thèse dirigée par **Philip Deline** et **Jean-Jacques Delannoy**

préparée au sein du **Laboratoire EDYTEM**
dans l'**École Doctorale SISEO (Science et Ingénierie des**
Systèmes de l'Environnement et des Organisations)

Distribution et caractérisation du permafrost des parois du massif du Mont Blanc

Une approche combinant monitoring, modélisation et géophysique

Thèse soutenue publiquement le **16 juin 2015**
devant le jury composé de :

M. Etienne Cossart

Maître de conférences HDR, Université Paris 1 (Rapporteur)

M. Reynald Delaloye

Professeur, Université de Fribourg, Suisse (Rapporteur)

M. Michael Krautblatter

Professeur, Technische Universität München, Allemagne (Examineur)

M. Philippe Schoeneich

Professeur des Universités, Université de Grenoble (Président)

M. Jean-Jacques Delannoy

Professeur des Universités, Université de Savoie (Directeur)

M. Philip Deline

Maître de conférences, Université de Savoie (Co-directeur)



Thèse de Doctorat de Géographie

Distribution et caractérisation du permafrost des parois du massif du Mont Blanc

*Une approche combinant monitoring, modélisation et
géophysique*

Florence Magnin

Thèse soutenue publiquement au Bourget du Lac le 16 juin 2015 devant le jury composé de :

- M. Etienne Cossart**, Maître de conférences HDR, Université Paris 1 (Rapporteur)
- M. Reynald Delaloye**, Professeur, Université de Fribourg, Suisse (Rapporteur)
- M. Michael Krautblatter**, Professeur, Technische Universität München, Allemagne (Examinateur)
- M. Philippe Schoeneich**, Professeur des Universités, Université de Grenoble (Examinateur)
- M. Jean-Jacques Delannoy**, Professeur des Universités, Université de Savoie (Directeur)
- M. Philip Deline**, Maître de conférences, Université de Savoie (Co-directeur)

Résumé

L'étude du permafrost des parois alpines est essentielle pour comprendre son rôle dans le déclenchement des écroulements rocheux. Pour estimer la distribution du permafrost dans les parois du massif du Mont Blanc, nous avons développé trois axes de recherche appuyés sur trois méthodes d'investigation. La **mesure continue de la température des parois** sur le site pilote de l'Aiguille du Midi, à leur surface depuis 2005 et jusqu'à 10 m de profondeur dans trois forages depuis 2010, révèle les caractéristiques locales du permafrost : coexistence de secteurs de permafrost chaud ($>-2^{\circ}\text{C}$) et froid, couche active comprise entre c. 2 m et c. 6 m selon l'exposition, flux latéraux de chaleur, effets variables de la neige et de la fracturation. La **modélisation statistique de la distribution du permafrost** suggère une présence sporadique du permafrost dès 1900 m en face nord et 2300 m en face sud dans les secteurs localement favorables, puis plus continue à partir de respectivement 2600 m et 3000 m d'altitude. Cette modélisation, réalisée sur un MNA à 4 m de résolution, a été comparée au même modèle implémenté sur un MNA à 30 m de résolution : la résolution métrique est apparue nécessaire pour une prédiction pertinente à l'échelle locale. Enfin, la **tomographie de résistivité électrique** a été appliquée sur huit profils de 160 m de long et 25 m de profondeur sur six faces subverticales du massif dont deux répétés en 2012 et 2013. Les résultats permettent (i) la caractérisation 2D du permafrost : identification de permafrost chaud, du contrôle topographique dans les secteurs très escarpés, suggestion des effets de la neige et de la fracturation; et (ii) l'évaluation de notre modèle de distribution à 4 m – la résolution à 30 m étant trop grossière. Si le modèle paraît réaliste, il surestime toutefois l'occurrence du permafrost dans les secteurs caractérisés par la présence de glaciers, sans doute du fait du rayonnement réfléchi et diffus exacerbé par la surface glaciaire. Nos résultats ont été mobilisés pour analyser la distribution de 523 écroulements ayant affecté les parois d'altitude en 2003 et entre 2007 et 2014. Près de 90% de ces écroulements sont survenus dans des parois à permafrost chaud, ce qui confirme que la dégradation du permafrost est un facteur majeur de leur déclenchement. Le développement futur de modèles physiques permettra d'améliorer la compréhension systémique de la distribution et de l'évolution du permafrost.

Abstract

*Rock wall permafrost investigation is essential for understanding of its role in the triggering of rock falls. To estimate permafrost distribution in the Mont Blanc massif rock walls, we developed three axes of research based on three methods. The **monitoring of rock wall temperatures** at the pilot-site, the Aiguille du Midi, at the surface since 2005, and down to 10-m-deep since 2010, reveals local characteristics of permafrost: warm ($>-2^{\circ}\text{C}$) and cold permafrost areas coexist, active layer ranges from ca. 2 m and ca. 6 m according to aspect, lateral heat fluxes, variables effects from snow and fractures. The **statistical modelling of permafrost distribution** suggests sporadic occurrences of permafrost from 1900 m a.s.l. on north faces and 2300 m a.s.l. on south faces in locally favourable conditions, its presence is more continuous from 2600 and 3000 m a.s.l., respectively. The model has been implemented on a 4-m-resolution DEM and has been compared to the same model based on a 30-m-resolution DEM: the metric resolution appeared necessary for a relevant prediction at the local scale. Finally, **electrical resistivity tomography** has been applied on eight 160-m-long and 25-m-deep profiles on six subvertical rock faces, two of which being repeated in 2012 and 2013. The results allow for (i) a 2D characterisation of permafrost: identification of warm permafrost areas, of the topographical control on sharp crests, suggestion of snow and fracturing effects; and (ii) evaluation of the 4-m-resolution model – the 30-m-resolution being too coarse. Even though the model seems realistic, it overestimates permafrost occurrence in areas characterized by the presence of glaciers, certainly because of the reflected and diffuse radiations that are intensified by the glacial surface. Our results have been used to analyse the distribution of 523 rock falls triggered from high alpine rock walls in 2003 and from 2007 to 2014. Nearly 90% of these rock falls have been triggered in warm permafrost rock walls, which corroborates that permafrost degradation is a triggering factor of rock fall. Futur developments of physic-based models will allow improving of the systemic understanding of the distribution and evolution of permafrost.*

Remerciements

Je n'aurais imaginé il y a quelques années en arrière, être à ce jour, aussi riche d'expériences, d'instruction, de rigueur (bien que toujours pas suffisamment...), de voyages, de rencontres, et bien plus ! Cette richesse je la dois à ces trois années et quelques de doctorat, et à toutes les personnes, qui de près ou de loin, ont contribué à l'accomplissement de ce projet.

En 2009, alors que je rentrais tout juste d'un séjour en Ecosse, avec un intérêt renouvelé pour la recherche fondamentale, l'esprit éparpillé entre mes diverses sensibilités, mais avec une passion irrésistible de la haute montagne, mes aspirations ont trouvé un écho en Philip Deline. Il m'a proposé une voie fascinante mais à l'apparence insaisissable, sur laquelle il m'a guidé et m'a fait mûrir, par son enseignement, puis en acceptant de m'encadrer en master, et en me donnant les moyens de continuer en thèse. Je lui adresse un sincère et grand merci pour m'avoir lancée dans cette aventure, pour m'avoir incitée à y saisir toutes les opportunités de me former, d'apprendre et de communiquer, et pour l'avoir encadrée avec une confiance, une présence, et une efficacité infaillibles ! Je remercie vivement Jean-Jacques Delannoy, pour ses enseignements et conseils motivants dès mes années de master, pour m'avoir témoigné son soutien et ses encouragements tout long de ce projet, et pour son encadrement.

Cette recherche a profité d'un contexte intimidant certes, mais stimulant et professionnalisant ; fait de rencontres, partages, collaborations, conseils et instructions. Je témoigne toute ma gratitude à Stephan Gruber pour son efficiente supervision, sa prodigieuse compétence scientifique, sa disponibilité, pour son hospitalité et autres qualités humaines. Je lui dois un nombre incalculable d'avancées dans ce travail, à commencer par la mise en place de ce projet à l'Université de Zurich en mars 2012. Merci à Michael Krautblatter pour les enseignements de géophysique à l'Université Technique de Munich, pour les missions à l'Aiguille du Midi, triomphantes ou non (mais toujours bien arrosées), et les contributions essentielles dans cette activité. Merci à Philippe Schoeneich pour son dynamisme dans la recherche française sur le permafrost alpin dont il m'a fait profiter. Je remercie très sincèrement Etienne Cossart et Reynald Delaloye pour avoir promptement accepté d'être rapporteurs de ce travail aux côtés des membres du jury susnommés.

Mes remerciements vont également aux personnes qui m'ont encadrée et ont directement contribué à cette aventure. Je remercie chaleureusement, en fidèle étudiant de « l'école Deline », Ludo Ravanel, pour les mêmes qualités que son « p(ai)èr(e) académique », mais aussi pour son enthousiasme, ses encouragements et sa redoutable efficacité d'homme de paroi (*les capteurs des Cosmiques en tremblent encore ...*) ; ainsi que Manu Malet pour son professionnalisme enjoué, sa motivation indéfectible et pour toutes les cartes qu'il a placées à mon avantage dans cette thèse. J'adresse aussi mes chaleureux remerciements à Xavier Bodin pour son optimisme, sa décontraction, et sa coopération. Outre les *édytémiens*, je tiens également à remercier Jeannette Noetzli qui m'a offert ses connaissances et compétences ; qui m'a généreusement accueillie ; ainsi que Paolo Pogliotti pour l'assistance, les conseils et les contributions scientifiques. J'exprime toute ma reconnaissance à Alex Brenning pour m'avoir épaulée et pour ses apports indispensables aux travaux de modélisation. Merci également aux reviewers qui ont contribué à l'amélioration des trois articles présentés dans cette thèse. Merci aux guides de haute montagne de la compagnie de Chamonix pour m'avoir fait bénéficier de leurs compétences et efficacité, notamment lors des missions de résistivité. Je tiens à cette occasion, à remercier les membres d'ISTerre, et

en particulier Isabelle Douste-Bacqué pour la flexibilité avec laquelle ils m'ont loué leur matériel, et Grégory Bièvre pour l'intérêt qu'il a porté à mes données de résistivité et ses conseils avisés.

Pour rajouter à ce cadre scientifique d'exception, j'ai eu la chance de réaliser ce projet au laboratoire EDYTEM, avec la compagnie et le soutien d'un grand nombre de ses actifs. J'exprime mes sincères remerciements à Estelle P. pour ses secours salvateurs dans l'utilisation des SIGs. Je remercie aussi très chaleureusement Gilles M. pour le généreux partage de son savoir, pour les enseignements passionnés et passionnants, pour les BDs (*j'zn ai gneorç à lirç*), et pour l'aide dans les questions géophysico-génépico-géologiques. Un grand merci à Marc D. pour ses précieuses explications et son aide, à Stéphane J. pour l'humour intarissable et les missions, vaines mais fameuses à Chamonix. Je tiens à remercier Jean-Yves J. pour sa motivation et participation dans ce projet et ceux futurs, ainsi que Fabien A. pour son soutien actif dans mes quêtes de cailloux gelés et des projets qui en naissent, et George-Marie S. pour son altruisme et l'intérêt qu'il porte aux futurs travaux. Mille mercis à Magali R., William C., Yves P., Jérôme P., Cécile P., Anne-Lise D., Bernard F., Bruno G., Vincent B., Carole P., Christine C., Christine M., Fabien H., Faycal S., et tant d'autres que je ne peux tous nommer, que ce soit pour les aides scientifiques ou logistiques, les discussions enrichissantes, la bonne humeur, ou autres intérêts communs.

Touchant la fin de mon cursus académique, j'adresse mes remerciements à mes professeurs, du primaire à l'universitaire, qui ont attisé mon goût inné pour la géographie, la découverte et les éléments naturels ; et parmi lesquels je citerai Lionel Laslaz pour ses conseils attentionnés et dynamisants dès mes premières années à l'Université de Savoie, mais aussi P. Delhomme, R. et C. Bozonnet qui, comme un bon nombre de mes professeurs d'histoire et de géographie, auront cultivé la passion nécessaire pour m'ouvrir la voie vers cet aventure.

Et après plus de trois années passées en leur compagnie, j'adresse mes très affectueux remerciements et mes vœux de courage à mes collègues et amis doctorants pour l'alchimie conviviale qui s'est instaurée, à commencer par les présents et sans ordre de préférence : Timotée pour son aide précieuse et autres divertissements, Lise, petit surricate chéri des doctorants, Mauriennaise en herbe qui a gagné son visa en se coltinant (et avec enthousiasme m'a-t-elle fait croire) la lecture des premiers chapitres de ce manuscrit; Johan pour la précieuse aide de dernière minutes et les autres, pour nos rituels circuits de course à pied, sous la pluie, le vent, dans la boue, la neige, la rivière, avec Yves et/ou Manu..., Laurent pour les partages *rootsrockreggae* qui m'ont boostée pendant ces quelques mois de rédaction, Anouk pour la *positive attitude*, Ève, pour son inépuisable énergie, et auxquels j'associe Marine, Camille D., Charlotte, et Grégoire, que je remercie pour avoir intensément participé à l'établissement et au bon fonctionnement de cette communauté, pour les rassemblements ambiancés, en soirée, au lac, ou dans le bureau. Merci à Haixing, Camille G., Mélanie, Géraldine, et Manon, pour faire activement partie de cette joyeuse communauté doctorante, et qui je l'espère, continuera sur cette lancée. Un grand merci aussi « aux anciens docs » avec qui les moments auront été parfois trop courts mais toujours mémorables: à Marie, Laine, Carole, Amandine, Bruno, Melaine, Jean-Philippe, Leila, et autres ressortissants de l'école édytémienne ; ainsi que les étudiants de master qui se sont pris d'intérêt pour le permafrost et ont contribué à ce projet : Gautier, Marie-Luise, Pierre-Alain, Thomas et Jerry.

À cette occasion, je témoigne toute mon affection et mes encouragements à mes collègues et amis (post-)doctorants rencontrés au cours des différents voyages dans lesquels m'aura menée cette thèse: à Tobias H. pour le Svalbard, Munich, le ski, la Norvège, le permafrost la neige, la montagne et tous les heureux partages; à Alex. Bevington, *the charming leader*, pour la joie, la détermination, l'inopinée contribution scientifique, pour les *Svalbardian sunsets ski trips*; à Heidi S. que je remercie pour les échanges passionnément « glacés » et l'accueil grand luxe à Longyearbyen, à Ibai (*I hope you're still ô gay!*), Niels, Dorota, Juri, Anna, Anne, Justine, Peter, Jane et tant d'autres ! Ces quelques semaines en leur compagnie auront renforcé ce sentiment d'appartenance à la communauté des jeunes *permafrosteurs*, et resteront un

souvenir impérissable. Dans la famille Svalbardienne, je remercie aussi Hanne Christiansen et l'ensemble des professeurs que j'ai eu la chance de rencontrer à UNIS pour leurs riches (en glace notamment) enseignements. Un chaleureux merci à Sebastian W. pour tout ce à quoi nous aura menés cette rencontre fortuite et imbibée de vodka à Salekhard : le permafrost, le ski, le kite, etc.

Enfin, j'adresse mes pensées les plus bienveillantes à ma famille et mes amis, tapis l'ombre de cette aventure, mais qui, à chaque détour ou kidnapping, m'ont témoigné toute leur force de vivre, leurs encouragements et le soutien nécessaire pour la mener au bout, sans me tenir rigueur des absences et présences trop pressées (et desquelles j'espère me racheter très vite !!). Je ne peux exprimer autant de gratitude que j'aimerais rendre à mes parents, Catherine et Jean-François, qui m'ont donné toutes les chances, l'assistance et les moyens pour y parvenir. J'envoie mes tendres remerciements à mes grands-parents : Raymonde, ma toute première instit', qui a tenu son rôle jusqu'à maintenant en relisant un bon nombre de chapitres, et qui, avec Jean-Pierre, restent après 27 années, mes fidèles hôtes et supporters ; ainsi qu'à Lucette et Raymond, mes réservoirs d'énergie et de philosophie ; et sans oublier les autres membres de la famille qui se sont intéressés à cette aventure. À ma sœur Julie, et mon frère Thibaut, je souhaiterai de ne jamais cesser de se battre pour accomplir leurs rêves.

Et je souhaite à tous mes amis, rencontrés sur les bancs des écoles, sur les skis, en voyage, en l'air, par carambolage d'aventures ou par croisement de destinées, et qui ne m'auront pas lâchée durant ces 3 années, de ne rien changer (sauf cas particuliers ;-)) !!!! Merci à Flavie pour cette indestructible amitié malgré les distances et les différences de parcours, à Xavier, Linda et leurs adorables petits montres : ma princesse Sarah et mon petit filou Mathis, ainsi que Mat' (même si c'est un bourru de baugu) et Chouchou, pour m'avoir soutenue et ressourcée ; à Romain A. pour ces magnifiques journées à peindre des toiles blanches ; à Boubou pour ces années d'amitié que l'on cultive à chaque moment de retrouvaille, et auquel j'associe Djé, Djodjo et Yo ; à Auré pour ses innombrables ressources qui ne cesseront jamais de me surprendre, à mes frérots Saint Glenains: Collombo, Bubu, Bambou, pour leurs fidèles encouragements et toutes ces belles années d'insouciance, et auxquels je joins aussi Hervé ; à Jean-Max pour tout un tas de chouettes moments, à Chloé R. M. pour nos aventures homériques, à Chloé L. pour sa philosophie de vie, à Constance et Mathilde pour avoir égayé cette année à Grenoble et celles qui ont suivi, à la Master team : Ju Brêêêt pour nos sorties en montagne dont le hold-up du Mont Blanc, et, avec Jeanne (à qui je souhaite bien du courage au passage ;-)) pour leur mariage rocambolesque à Mada, ainsi qu'Etienne, Julianne, Cédric, Victor, Anne et le reste de la bande, sans oublier Benoît, à qui je n'aurai pas eu le temps de dire tout ce que je sais désormais sur le permafrost pour ouvrir son regard d'alpiniste curieux et aguerri. Merci à Markus pour les aventures parapentesques, ainsi qu'à Claire, Charlou, Éric, Christophe, et autres parapentistes passionnés qui ont bien fait de m'inciter à garder la tête dans les nuages! Merci au YCM, son président : Jey et toute l'énergie qu'il met au développement d'une culture alternative qui sauvera la Maurienne je n'en doute pas (voilàz YCM !!), les SAGs pour redorer la scène punk Mauriennaise, Gerwak et sa motivation légendaire Merci à mes collègues et amis moniteurs de ski et autres membres de la smala des Karellis pour leur intérêt dans mes activités et leurs encouragements : à Rémi G., ma Mouette, mon Pellican, à ma zine Djo, Baba, Thibaud et Anne-So, Marjo et Ju, Coco et les autres.... Je ne peux citer tout ceux qui m'ont donné, à chaque méandre tortueux de cette aventure, l'élan de la continuer, mais je n'oublie pas qu'elle fût un tout, et que sans ce soutien elle n'en aurait été que plus hardue !!

Enfin, je garde mon dernier mot pour Julian, qui m'a supportée, encouragée et conseillée pendant mes années les plus formatrices dont les dernières de cette thèse, avec un amour, une bravoure et une sagesse que je ne cesserai d'admirer. Je lui adresse ce dernier merci bien mérité pour tout ce que je ne peux écrire en ces quelques lignes.

Sommaire

Résumé	iii
Abstract	iv
Remerciements	1
Sommaire	5
Abréviations et définitions	7
Introduction générale	11
Partie I - Contexte et enjeux de l'étude du permafrost de paroi	17
Chapitre 1 - Le permafrost : définition, distribution et spécificités en montagne	21
Chapitre 2 - Le permafrost de paroi : Problématiques actuelles et application sur le massif du Mont Blanc	45
Conclusion de la Partie I	67
Partie II - Caractéristiques et distribution du permafrost de paroi : de l'Aiguille du Midi à l'échelle du massif	69
Chapitre 3 - Caractérisation du permafrost des parois de l'Aiguille du Midi	73
Chapitre 4 - Modélisation de la distribution du permafrost dans les parois du massif du Mont Blanc	119
Chapitre 5 - Caractérisation du permafrost et validation du modèle de distribution par tomographie de résistivité électrique	173
Conclusion de la Partie II	213
Partie III - Applications géomorphologiques et futurs développements	215
Chapitre 6 - Distributions des écroulements et du permafrost	219
Chapitre 7- Futurs développements	233
Conclusion de la Partie III	254
Conclusion générale	257
Bibliographie	265
Bibliographie personnelle.....	285
Table des figures et tableaux.....	287
Table des matières.....	293

Abréviations et définitions

APIM : *Alpine-wide Permafrost Index Map*

APMOD : *Alpine Permafrost MODEL*

ARPA : *Agenzia Regionale per la Protezione dell 'Ambiente*

CIP-MB : *Carte d'Indice du Permafrost de paroi du massif du Mont Blanc / Permafrost Index Map of the Mont Blanc massif rock walls*

Couche active / active layer : *Couche de terrain entre la surface et le permafrost gelant et dégelant dans l'année / Ground layer between the surface and permafrost experiencing annual freeze and thaw*

EDYTEM : *Environnements Dynamiques et Territoires de la Montagne*

ERT : *Tomographie de Résistivité Électrique / Electrical Resistivity Tomography*

GIEC / IPCC : *Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat / Intergovernmental Panel on Climate Change*

MNA / DEM : *Modèle Numérique d'Altitude / Digital Elevation Model*

MNT / DTM : *Modèle Numérique de Terrain / Digital Terrain Model*

Offset de Surface / Surface offset : *Température de surface – Température de l'air, généralement calculé à partir de moyennes annuelles / Surface Temperature – Air temperature, generally calculated with annual means*

Offset thermique / Thermal offset : *Température de surface – Température au toit du permafrost, généralement calculé à partir de moyennes annuelles / Surface Temperature – Temperature at the top of permafrost, generally calculated with annual means*

Offset de température (propre aux parois) / Temperature offset (specific to rock walls): *Température de surface – Température du permafrost à une profondeur décidée arbitrairement, généralement calculé à partir de moyennes annuelles / Surface Temperature – Permafrost temperature at a depth chosen arbitrarily, generally calculated with annual means*

PermaFRANCE : *Réseau d'observation du Permafrost en France*

Permafrost : Couche de lithosphère (terrain) dont la température est négative pendant au moins deux ans consécutifs / *Lithospheric (ground) layer having negative temperature for two consecutive years at least*

PERMOS : *Swiss Permafrost Monitoring Network*

SIG / GIS : Système d'Information Géographie / *Geographic Information System*

RGD: Régie de Gestion de Données de la Savoie et Haute Savoie

RSIP / PISR : Radiation Solaire Incidente Potentielle / *Potential Incoming Solar Radiation*

TAMA/MAAT : Température Annuelle Moyenne de l'Air / *Mean Annual Air Temperature*

TAMSP / MARST : Température Annuelle Moyenne à la Surface des Parois / *Mean Annual Rock Surface Temperature*

TAMP / MART : Température Annuelle Moyenne des Parois (sous la couche active) / *Mean Annual Rock Temperature (below the active layer)*

T24 : Température journalière calculée à partir des 24 relevés horaires de la journée / *Daily temperature calculated with the 24 hourly records of the day*

TM : Température journalière calculée à partir des relevés horaires: $\frac{7h,+ 14h \times 2+ 21h}{4}$ /
Daily temperature calculated with hourly records : $\frac{7h,+ 14h \times 2+ 21h}{4}$

TNTXM : Température journalière calculée à partir du minimum et du maximum relevés dans la journée / *Daily temperature calculated with the minimum and maximum of the day*

Toit du permafrost / Top of permafrost : Interface entre la couche active et la couche gelée en permanence (permafrost) / *Interface between the active layer and the permanently frozen layer (permafrost)*

ZAA : Zone d'Amplitude Annuelle 0°C / *Zero Annual Amplitude zone* : Couche intrinsèque au permafrost dont la variation de température est <0,1°C dans l'année / *Intrinsic layer to permafrost which temperature variation is <0.1°C in one year*

Zero Curtain Effect : Stagnation de la température de surface ou de la couche active à 0°C au cours de la fusion de la neige ou de la glace interstitielle / *Surface or active layer temperature remaining à 0°C during snow melting or interstitial ice thawing*

Summary of the general introduction

Since the 1980's the global cryosphere has experienced major changes in response to the global warming. In mountain areas, these changes lead to various processes affecting the landscape and slope stability. The steepness reinforces the intensity of the gravitational processes whereas the valley floors and mountain routes are densely occupied that increase vulnerabilities. The risks induced by the changing cryosphere raise worries as much in the socio-economic as in the scientific spheres.

Glaciers are emblematic of these changes as they are visible at a human life span, and are the cryospheric component that has been the most studied during the past century. However, mountain permafrost is an invisible phenomena and its investigation has only started in 1970's. Its role in slope stability is now recognized, but its distribution and changes are still poorly understood.

In this thesis, we focus on rock wall permafrost in peri- and supra-glacial slopes of the Mont Blanc massif (fig. I.1). Studies of rock wall permafrost in high mountain face the challenge of its remoteness that limits its measuring and encourages its modelling. First, permafrost in idealized conditions has been investigated in the early 2000's by performing rock surface temperature measurements and physic-based models. Lately, the importance of heterogeneous surface and structural conditions for its distribution has raised questions. The understanding of permafrost variability in various conditions (microtopography, snow, fractures) is crucial to estimate permafrost distribution at the local (rock face) scale. This thesis is aligned with this second research step. It follows geomorphological investigations that have recently pinpointed an increase in rock fall activity in the Mont Blanc massif these past two decades. The role of permafrost degradation has been evidenced by rock fall characteristics (e.g. ice in scars), but the exact link between permafrost degradation and rock fall activity remains misunderstood. To support understanding of the morphodynamics, we address the following question:

- **How permafrost is distributed in the Mont Blanc massif rock walls ?**

To deal with this general research question, we approach **three research axes**:

- **Rock wall permafrost characterisation** from measurement point to rock face scales.
- **Regional to local modelling** of permafrost distribution.
- **The validation of permafrost distribution models** in rock walls.

Each research axe is articulated around a **specific method**:

- The **monitoring of rock wall temperature** at the surface and at depth of the Aiguille du Midi site (3842 m a.s.l.).
- The **statistical modelling** of rock wall permafrost in the French part of the massif.
- The **geo-electrical survey** on various rock faces.

This research axes and methods are based on hypotheses, sub-questions and objectives that will be developed in Chapter 2. The results of this cryospheric investigation allow to apprehend the geomorphological question that has initiated this research. Thus, the results are used to address the following question:

- ***Can we confirm the link between permafrost distribution and inventoried rock falls in the Mont Blanc massif ?***

*This thesis is based on three papers that are either published or in press, and that constitute the core of the second part of this manuscript. The first part (Chapters 1 and 2) contextualizes our study by a 1st chapter that introduces the general concepts and definitions of permafrost and a 2nd chapter that presents our hypotheses, research questions, research field, objectives and methods. The second part (Chapters 3, 4 and 5) focuses on the methods, results and their respective discussions. The 3rd chapter presents the monitoring system and is based on the paper “Thermal characteristics of permafrost in the steep rock walls of the Aiguille du Midi (Mont Blanc massif, 3845 m a.s.l)” published in *The Cryosphere* in January 2015. The 4th chapter develops the statistical modelling and is based on the paper “Statistical modelling of rock wall permafrost distribution: application to the Mont Blanc massif” accepted in *Géomorphologie* in February 2015. The 5th chapter concentrates on the geo-electrical investigations and presents the paper “Determination of warm, sensitive permafrost areas in near-vertical rock walls and evaluation of distributed models by electrical resistivity tomography”, published in *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* in May 2015. The third part (Chapters 6 and 7) proposes a geomorphological application of the results presented in the second part by performing a statistical analysis of rock fall distribution according to rock wall temperature in the 6th chapter. Finally, the 7th chapter presents future developments articulated around additional data acquired in this study and new methodological approaches.*

Introduction générale

Depuis les années 1980, la cryosphère mondiale a subi d'importantes modifications en réponse au réchauffement planétaire qui a été jusqu'à deux fois plus prononcé dans les Alpes: réduction de l'extension de la banquise (-3,8% par décennie), de l'enneigement, des glaciers, du gel hivernal et permanent (IPCC, 2013). En montagne, cette réponse cryosphérique se traduit par une variété de processus qui modifient le paysage et la stabilité des versants (Deline *et al.*, 2014), avec par exemple un recul de 25% de la superficie glaciaire des Alpes françaises (Gardent *et al.*, 2014), la formation de lacs (Schaub *et al.*, 2013) et poches d'eau, voire de thermokarst (formes d'érosion dues à la fonte de la glace de sol), susceptible de vidanges soudaines (Haeberli *et al.*, 2001). L'intensité de ces phénomènes naturels est démultipliée par la pente et le dénivelé, tandis que la vulnérabilité des sociétés est accrue par une densité d'occupation des vallées et une fréquentation des sommets croissantes. Les inquiétudes soulevées par les risques liés à ces modifications rapides et complexes touchent les sphères socio-économiques et sont de plus en plus intégrées aux politiques de développement local.

Les glaciers sont emblématiques de ce changement de la cryosphère car leur retrait est visible à l'échelle humaine. La précocité des études glaciologiques permet aujourd'hui des applications géotechniques pour prévenir des aléas d'origine glaciaire, comme l'ont par exemple illustré les vidanges contrôlées du lac juxtaglaciaire de Rochemelon (massif de la Vanoise ; Vincent *et al.*, 2010) et de la poche d'eau intraglaciaire de Tête-Rousse (massif du Mont Blanc ; Vincent *et al.*, 2012). D'autres composantes cryosphériques, moins visibles, et dont les dynamiques et effets géomorphologiques sont moins connus, n'ont été que plus récemment l'objet de recherches. C'est le cas du permafrost alpin, étudié depuis les années 1970 seulement. Si son rôle dans la stabilité des versants est désormais reconnu (Allen et Huggel, 2013 ; Deline *et al.*, 2014), il reste toutefois très mal compris.

Ce travail de thèse s'intéresse au permafrost de paroi des étages supra- et périglaciaires de la haute montagne, et a pour cadre d'étude le massif du Mont Blanc (fig. I.1).

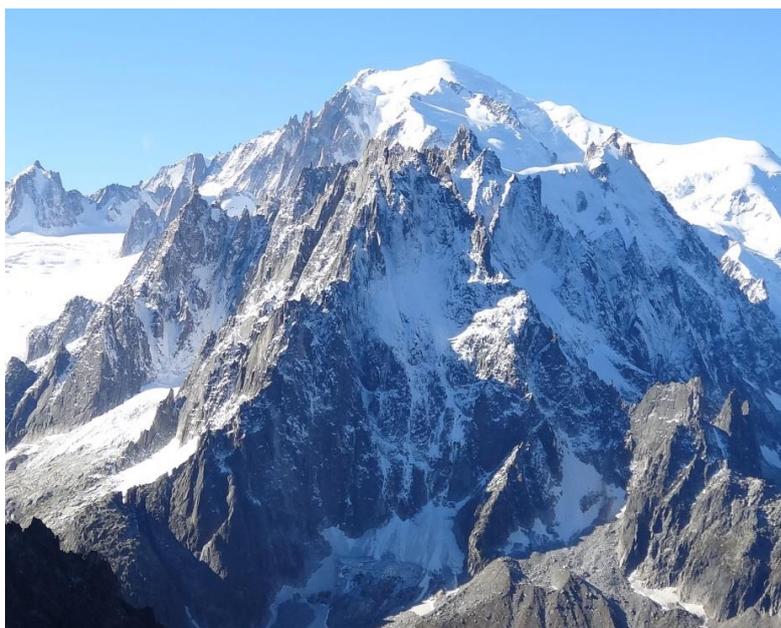


Figure I.1. Les parois à permafrost des Aiguilles de Chamonix vues depuis les Grands Montets, avec le Mont Blanc en arrière-plan (juillet 2013).

La courte histoire de la recherche sur le permafrost

Le permafrost caractérise un terrain gelé en permanence et est particulièrement connu sous les hautes latitudes. Il occupe une large proportion des domaines périglaciaires. Sa découverte remonte certainement au XIX^e siècle en Russie (Van Vliet-Lanoë, 2005), notamment en Sibérie où on relève la plus grande étendue et la plus grande épaisseur de permafrost de la planète. Les Russes ont alors été les premiers à s'intéresser à ce qu'ils nomment *merzlota*. Leur littérature est riche de descriptions de glace de sol et d'équations simulant sa dynamique. Cette connaissance a été remise au jour par les scientifiques américains puis européens et est désormais peu à peu traduite afin de la rendre disponible à la communauté internationale. Au milieu du XX^e siècle les chercheurs nord-Américains ont forgé le terme de « permafrost », utilisé pour la première fois par un géologue prospectant pour l'armée américaine au Canada, Muller (1943). Les principales motivations pour ces études étaient d'ordre géotechnique : comment construire et pérenniser des infrastructures sur un sol gelé ?

Au cours des trois dernières décennies, les enjeux de la connaissance du permafrost se sont multipliés : sa dégradation, qui se manifeste par le réchauffement voire la fusion de la glace qu'il contient, peut conduire à la déstabilisation d'infrastructures majeures, aéroports ou oléoducs par exemple. Par ailleurs, cette dégradation du permafrost pourrait avoir des effets amplificateurs du changement climatique à venir puisqu'il contiendrait près de deux fois plus de carbone organique que celui déjà présent dans l'atmosphère (Hugelius *et al.*, 2014), et qui est peu à peu relargué.

En montagne, son étude est bien plus récente qu'aux hautes latitudes. De premiers rapports géomorphologiques décrivent des formes de fluages dans les Alpes françaises dans les années 1950 (Faure-Muret, 1949 ; Michaud, 1950, Pissard, 1964). Mais ce n'est que dans les années 1970 que l'étude du permafrost se structure avec des travaux en Suisse (Barsch, 1969 ; Haerberli, 1973). Les recherches se sont concentrées pendant ces trente premières années sur les formations superficielles, avec pour principales directions la détection du permafrost, sa cartographie, le suivi de son évolution (forage du glacier rocheux de Murtèl-Corvatschg en 1987), et la cinématique des terrains fluants (déformation visco-plastique de la glace). Ce n'est qu'au début des années 2000 que les regards se sont tournés vers les hautes parois alpines. L'occurrence croissante d'écroulements rocheux, en particulier pendant la canicule de 2003, a été un véritable déclencheur des recherches sur le permafrost des parois de haute montagne (Gruber *et al.*, 2003 ; 2004a).

État des connaissances sur le permafrost de paroi

L'étude du permafrost de paroi se heurte à la difficulté d'accès au terrain, ce qui contraint sa mesure et incite à sa modélisation. Les premiers capteurs de température installés en surface l'ont été sur des parois lisses et compactes, plus faciles à modéliser numériquement. Ces premières données ont alimenté des modèles de bilan d'énergie (somme des flux de chaleur à la surface des parois) afin de simuler la distribution régionale du permafrost dans les Alpes suisses (Gruber *et al.*, 2004b). Ces modèles de bilan d'énergie ont ensuite été couplés à des modèles de diffusion thermique afin de simuler la distribution 3D du permafrost dans des géométries simplifiées (Noetzli *et al.*, 2007).

Dans un second temps, ces travaux de recherche ont consisté à obtenir des informations et à comprendre le régime thermique de parois plus proches de la réalité que celles idéalisées dans les premiers modèles. Il s'agit désormais de mesurer et modéliser le permafrost dans des faces rocheuses fracturées, avec des remplissages variés (air, glace, eau), des accumulations nivales hétérogènes et intermittentes, et des microreliefs modifiant localement l'ensoleillement. La compréhension du permafrost dans ces conditions est l'étape à franchir pour saisir ses caractéristiques et sa distribution à l'échelle locale (celle d'un sommet ou d'une face rocheuse). Elle est indispensable à l'amélioration de la connaissance des processus géomorphologiques qu'il influence, et *in fine*, à une meilleure appréhension du risque à venir.

Contexte et objectifs de la recherche doctorale

Notre recherche doctorale s'inscrit dans ce second temps d'acquisition de connaissances sur le permafrost de paroi. Toute première étude sur le permafrost de paroi en France, elle poursuit les investigations géomorphologiques qui ont mis en évidence une augmentation récente des écroulements rocheux dans le massif du Mont Blanc, et le rôle probable de la dégradation du permafrost dans leur déclenchement (Ravanel, 2010). Si ce rôle est suggéré par de nombreux indices (e.g. concomitance des écroulements avec les périodes chaudes ou glace dans les niches d'arrachement), le lien exact et précis entre dégradation du permafrost et écroulements rocheux reste à établir du fait de la méconnaissance de la distribution, des caractéristiques et de la dynamique du permafrost dans les parois. Notre recherche doctorale vise à répondre à ce besoin de connaissance en posant cette toute première question :

- **Quelle est la distribution du permafrost dans les parois du massif du Mont Blanc ?**

Pour traiter cette question, nous abordons trois axes de recherche :

- **La caractérisation du régime thermique des parois de l'échelle du point de mesure à celle de la face rocheuse,**
- **la modélisation de la distribution du permafrost de l'échelle régionale (massif) à locale (face rocheuse),**
- **la validation de modèles de distribution du permafrost de paroi.**

Chacun de ces axes s'articule autour d'une méthode d'investigation:

- **la mesure continue de la température des parois en surface et en profondeur, à l'Aiguille du Midi (3842 m),**
- **la modélisation statistique de la distribution du permafrost** dans la partie française du massif du Mont Blanc,
- **les sondages géo-électriques** mis en œuvre sur plusieurs parois rocheuses du massif.

Ces axes de recherche et méthodes se basent sur un ensemble d'hypothèses, sous-questions et sous-objectifs qui seront développés suite à un état de l'art plus précis dans le Chapitre 2. Par exemple, la mesure continue de la température des parois à l'Aiguille du Midi suppose et interroge les effets variables de la neige sur le régime thermique des parois. Elle a, entre autres, comme objectif de caractériser le permafrost du site au regard de la connaissance actuelle et des autres sites de paroi existants.

Les résultats de cette investigation cryosphérique permettent alors de revenir sur les questions géomorphologiques qui ont initié cette recherche. Nous mobilisons ces résultats pour proposer une toute première approche des questions géomorphologiques :

- **Peut-on confirmer le lien entre la distribution du permafrost et les écroulements recensés dans le massif du Mont Blanc ?**

Organisation du mémoire de thèse

Ce mémoire s'appuie sur des articles publiés ou sous presse qui forment le cœur de chacun des trois chapitres de la deuxième partie. Cette dernière est précédée d'une première partie de contextualisation de la recherche doctorale. Elle introduit l'objet d'étude, le permafrost dans un premier chapitre, les hypothèses, questions, axes et méthodes de la recherche. Le terrain d'étude : le massif du Mont Blanc, y est présenté dans le second chapitre. La deuxième partie du mémoire présente les méthodes mises en place et leurs résultats: le Chapitre 3 présente le monitoring de la température ; le Chapitre 4 décrit notre modélisation et la distribution du permafrost dans le massif qui en résulte ; enfin le Chapitre 5 présente notre application pionnière de la géo-électrique aux parois subverticales. Ces trois chapitres reposent sur trois articles qui résultent d'une collaboration avec des collègues du laboratoire EDYTEM et de structures de recherche suisse, italienne et allemandes (*Agenzia Regionale per la Protezione dell' Ambiente*, Universités de Zurich, Munich et Heilderberg). Dans le Chapitre 3, il s'agit de l'article « *Thermal characteristics of permafrost in the steep alpine rock walls of the Aiguille du Midi (Mont Blanc Massif, 3842 m a.s.l.)* », soumis à *The Cryosphere* en mars 2014 et publié en janvier 2015, en collaboration avec J. Noetzli (Université de Zurich) et P. Pogliotti (ARPA de la Vallée d'Aoste). Le Chapitre 4 s'articule autour de l'article « *Modélisation statistique du permafrost de paroi : application au massif du Mont Blanc* », soumis à *Géomorphologie* en septembre 2014 et accepté en février 2015, en collaboration avec A. Brenning (Université d'Heidelberg). Le Chapitre 5 est centré sur l'article « *Determination of warm, sensitive permafrost areas in near-vertical rock faces and evaluation of distributed models by electrical resistivity tomography* », soumis à *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* en septembre 2014 et publié en mai 2015, en collaboration avec M. Krautblatter (Université Technique de Munich). La troisième partie propose une application géomorphologique des résultats de la deuxième partie, par la réalisation d'une analyse statistique de la distribution des écroulements en fonction de la température des parois modélisée dans le Chapitre 4, et discutée à partir des résultats des Chapitres 3 et 5. Le septième et dernier chapitre est consacré aux futurs développements envisageables à partir des données acquises au cours de cette thèse mais pas encore entièrement exploitées, et de nouveaux développements méthodologiques.

Partie I

Contexte et enjeux de l'étude du permafrost de paroi

La première partie a pour objet de contextualiser notre recherche doctorale en précisant les objectifs de recherche et les hypothèses sur lesquelles reposent les travaux actuels. L'état des connaissances sur les caractéristiques du permafrost, ses concepts, sa distribution et ses enjeux, est détaillé, en considérant d'abord ses aspects généraux et ses spécificités dans les parois alpines. Un second chapitre présente les hypothèses et les questions qui ont guidé notre recherche sur le massif du Mont Blanc. Les méthodes et l'organisation de la recherche doctorale y sont ensuite développées.

Summary of Chapter 1

Permafrost: definition, distribution and specificities in mountain

This chapter defines « permafrost », its associated concepts, its distribution and the relevance of its study. Permafrost specificities in mountain and especially in rock walls are enhanced. Permafrost is a thermal phenomenon that characterises lithospheric portions that are equals or below 0°C during two consecutive years at least. It occurs when the winter frost exceeds the summer thaw that is ground with a negative energy balance between the atmosphere and the subsurface (fig. 1.1). Thus, permafrost occurrence and maintain is strongly driven by climate. Various concepts are commonly used to describe permafrost (fig. 1.2). The surface offset represents the difference between ground surface and air temperature, the first one being generally much higher due to the combined effects of solar radiation and ground covers (snow, vegetation and loose clasts). The active layer is the near-surface layer that freezes and thaws every season. The thermal offset is the temperature difference between the ground surface and the the top of permafrost, which is the interface between permafrost and the active layer. The ground surface is also much warmer than the top of permafrost, because of the latent heat consumption by phase change processes during freeze and thaw of the ice in the active layer. However, the thermal offset concept is not well-adapted to rock walls as the top of permafrost is highly variable in space and time: the active layer thickness is more sensitive to year-to-year climate signal changes than in ice-rich terrains that dampen the signal. Thus, the concept of “temperature offset” has been used in rock walls to define the temperature difference between the surface and the permafrost at a given depth that is defined according to the study purposes.

As permafrost is invisible, its detection uses various technics. Temperature measurements in situ are the more direct, accurate and precise but expensive method. Geophysical surveys are also commonly used as they are cost-effective and non-invasive. Various geophysical approaches have been applied on permafrost terrains: electrical resistivity tomography (ERT), refraction seismic tomography, ground penetrating radar (GPR). They use the significant changes in physical properties from unfrozen to frozen ground to detect permafrost, and can yield 2D images of the ground. Other indirect methods are the basal temperature of winter snow cover (BTS) that uses the thermo-insulating effect of seasonal snow cover to detect permafrost. In the Alps, permafrost is probable when BTS is <-3°C. The water temperature in offspring can also be used. Finally, in ice-

rich terrains, landforms created by ice creep such as rock glaciers (fig. 1.4) may be used as permafrost indicators.

Permafrost evidences collected on the field are used to model and map its distribution at various spacial scales. Permafrost occupies about 20-25% of the global terrestrial land, located in polar and mountainous regions. Its distribution is defined according to its continuity (fig. 1.5): when >90% of the land is occupied by permafrost, it is continuous; it becomes discontinuous when it covers between 90 and 50% of the land. Below 10%, it is sporadic permafrost. Air temperature can be use as a first approximation to define its regional boundaries: for instance, the mean annual air temperature (MAAT) -6°C to -8°C marks the boundary between continuous and discontinuous permafrost in Canada. Beyond the zonal distribution, topography and continental climate also determine permafrost occurrence. In eastern Siberia, where air temperature amplitudes are large and precipitations low, permafrost extents at a lower latitude than in western Siberia influenced by the oceanic climate. Mountain permafrost is induced by topography that leads to colder temperature at high elevation and aspect-dependent contrasts in solar radiation. Mountain permafrost is controlled by an imbrication of three factors acting at different scales (fig. 1.7): zonal climate, topography and surface conditions. It is stratified according to elevation (fig. 1.8): at low elevation, ground cover is the predominant factor that controls permafrost occurrence: blocks and snow control the energy balance between the atmosphere and the bedrock, whereas latent heat by water phase-change processes, heat advection by water circulation, heat convection by air circulation and heat conduction are interacting in the heat diffusivity processes. In supra-glacial rock walls, block cover is inexistent and snow cover is patchy and intermittent. Rock faces are largely in direct contact with the atmosphere: distribution of solar radiation (insert 1.1) by the topography is the governing factor in energy balance, and heat conduction is the dominant heat transfer process operating at depth. Thus, rock wall permafrost is highly sensitive to climate change as it is prone to a faster reaction than ice-rich and blocky terrains.

Permafrost research bears various interests. First, permafrost is an indicator of climate change. Permafrost temperature and active layer thickness are both regarded as Essential Climatic Variables. According to the IPCC, the permafrost has significantly warmed at the global scale during the past three decades. Cold permafrost ($<-2^{\circ}\text{C}$) warms faster than warm permafrost because of the latent heat consumption occurring in the temperature range -2 to 0°C . Permafrost is thus retreating and active layer is thickening, but temperature time series are still too short to quantify permafrost degradation in mountain. Different observatory networks, from global to regional scales, have been settled to collect and communicate permafrost data and to observe its degradation, such as the Global Terrestrial Network for Permafrost (GTN-P). Permafrost degradation can lead to gravitational processes in mountainous areas, of which time and space scales depend on those of freeze and thaw cycles (fig. 1.11). Theory of the thermo-mechanical processes involved in rock wall destabilisation (insert 1.2) is well-understood from laboratory experiments but their identification on the field is more complicated. However, their understanding is crucial as they may have damaging and cascading effects, and bears various kinds of risk for humans and infrastructures (fig. 1.14).

Chapitre 1

Le permafrost : définition, distribution et spécificités en montagne

Près d'1/5 de la surface continentale des hautes latitudes et hautes altitudes est affectée par le permafrost. Son caractère invisible rend sa cartographie imprécise, notamment dans les zones où il est discontinu comme en montagne. Sa sensibilité aux changements climatiques a été remarquée au cours de ces trois dernières décennies de réchauffement, et suscite l'intérêt tant des communautés scientifiques que socio-économiques compte tenu des impacts occasionnés. Ce chapitre vise à offrir une description compréhensive de la définition, de la distribution et des enjeux du permafrost. Après avoir abordé ses caractéristiques générales, une attention particulière est consacrée à ses spécificités en montagne et dans les parois alpines. Une première section présente sa structure, sa composition et les méthodes de sa détection. Puis l'estimation de sa distribution planétaire à régionale est décrite en développant les facteurs principaux de sa présence à différentes échelles. Enfin, une troisième section explique les enjeux scientifiques et socio-économiques du permafrost, plus particulièrement ceux spécifiques à la montagne et aux parois alpines.

1.1. Le permafrost : « une manifestation géologique du climat »

Le permafrost qualifie un état de gel permanent qui caractérise la lithosphère. Il s'étend également dans une partie des sols sous-marins actuels et affleurant au cours des glaciations quaternaires. Nous nous centrerons ici uniquement sur le permafrost continental. Sa distribution dépend en grande partie des conditions climatiques et il est inhérent aux domaines périglaciaires polaires et alpins. Le permafrost est par nature invisible : sa caractérisation se base donc sur des concepts thermiques et sa détection nécessite des méthodes adéquates.

1.1.1. Définition, formation et structure du permafrost

1.1.1.1. Un phénomène thermique périglaciaire

Le domaine périglaciaire se caractérise par des cycles de gel et dégel sur des échelles de temps journalières à millénaires (Van Vliet-Lanoë, 2005 ; French, 2007). Les terrains ne dégelant pas d'une année sur l'autre sont qualifiés de permafrost, terme issu de la contraction de « *permanently* » et « *frozen* » (Muller, 1943). Par définition, le permafrost caractérise toute portion de lithosphère dont la température reste $\leq 0^{\circ}\text{C}$ pendant au moins deux ans consécutifs (van Everdigen, 1998). Il se forme dans les zones déficitaires d'un point de vue énergétique, caractérisées par une profondeur de gel hivernal supérieure à celle du dégel estival. Le permafrost est donc défini comme une « manifestation géologique du climat » (Burn, 2007).

Bien que la qualification de sol « gelé » soit courante, la présence de glace n'est pas nécessaire à la définition du permafrost, puisque celle-ci se base uniquement sur la température et la durée. Mais les terrains à permafrost secs restent rares (exemple de l'Antarctique ; Bockheim *et al.*, 2007). Les terrains à permafrost contiennent en effet 0,9% du volume d'eau de la Terre, c'est à dire trois fois plus que l'eau des lacs et rivières (Van Vliet-Lanoë, 2005). L'eau à l'état liquide peut être présente sous une température négative du fait de la minéralisation du sol et de la pression hydrostatique qui abaissent le point de congélation et provoquent une surfusion (Dash *et al.*, 1995 ; Williams et Smith, 1989). Krautblatter (2009) propose une revue des données existantes sur l'abaissement de ce point de congélation, généralement entre 0°C et $-1,5^{\circ}\text{C}$, pour différentes roches. Des explications supplémentaires seront fournies dans le Chapitre 5. Outre l'eau et la glace, le permafrost caractérise l'ensemble des composants de la lithosphère : la matière minérale, et/ou organique, et l'air, en proportions variables selon les terrains concernés.

1.1.1.2. Échanges thermiques associés au permafrost

a. Le bilan d'énergie

La présence de permafrost résulte des échanges thermiques entre la surface du sol et l'atmosphère, et de la propagation des ondes thermiques en profondeur. Le concept de bilan d'énergie est utilisé pour quantifier les échanges thermiques à l'interface atmosphère-sol. Il fait la somme des flux de chaleur provenant des radiations solaires de courtes et grandes longueurs d'onde, des flux de chaleur sensible et latente de l'air, et des flux de chaleur en provenance de la subsurface (fig. 1.1). Le bilan de cette énergie atmosphérique dépend également de l'albédo et de l'émissivité du terrain. La neige renvoie par exemple 60 à 85% de l'énergie incidente à sa surface

tandis qu'une surface, périglaciaire typique sans neige renvoie 10 à 30% (Zhang, 2005). La fusion de la neige implique également une consommation de chaleur latente qui absorbe une partie de l'énergie atmosphérique (Mellor, 1973 ; Sturm *et al.*, 1997 ; Zhang, 2005). L'eau de fusion de la neige ajoutée à l'eau précipitée s'infiltré et percole à la surface du terrain ; engendrant une advection de chaleur (chaleur additive) à la surface et dans la partie superficielle du substratum.

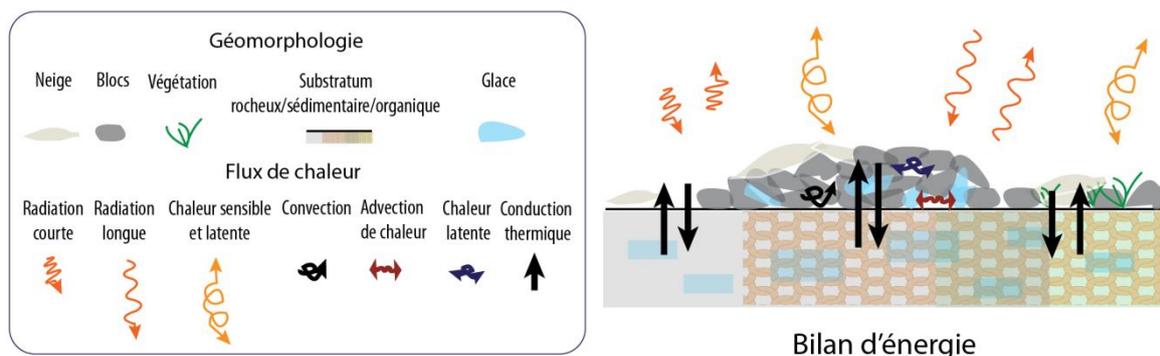


Figure 1.1. Flux de chaleur et processus du bilan d'énergie d'un terrain à permafrost.

b. Flux de subsurface

La diffusivité thermique décrit la rapidité et l'ampleur du changement thermique expérimenté par la subsurface ; elle s'exprime en $m^2 \cdot s^{-1}$ (Williams et Smith, 1989). Elle correspond au ratio de la conductivité thermique du terrain, c'est-à-dire le taux de transfert de chaleur qui s'exprime en $W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$, sur la capacité thermique massique du terrain qui exprime sa capacité à emmagasiner la chaleur en $J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$. Cette dernière permet de considérer les flux de chaleur latente : la fusion et l'évaporation consomment de la chaleur latente tandis que la solidification et la condensation en libèrent. Les transferts par chaleur latente sont particulièrement importants dans les terrains riches en glace. Les caractéristiques du terrain jouent ainsi un rôle essentiel dans sa diffusivité car les composantes de la lithosphère ont des propriétés thermiques différentes (tab. 1.1). Outre la diffusivité, qui ne considère que les transferts par conduction, la circulation d'eau et d'air engendrent des transferts par advection et convection, qui dépendent également de la composition et de la structure du terrain.

	Conductivité thermique [$W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$]	Capacité thermique massique [$J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$]	Diffusivité thermique [$\times 10^{-6} \cdot m^2 \cdot s^{-1}$]
Eau [0°C]	0,56	4180	0,13
Glace [0°C]	2,25	2100	1,16
Neige fraîche	0,086	-	3,3
Neige	0,34	-	-
Air	0,025	1010	20,63
Quartz	8,8	800	4,14
Argiles	2,92	900	1,22
Matière organique	0,25	1920	0,1
Granite	1,7 - 4	-	1,5

Tableau 1.1. Propriétés thermiques des composants de la lithosphère (Johnston, 1981 ; Williams et Smith, 1989).

1.1.1.3. Profil thermique d'un terrain à permafrost

a. L'« offset » de surface

Le permafrost est largement contrôlé par la température de l'air *via* le transfert de chaleur sensible. Le rayonnement solaire chauffe également sa surface, tandis que la couverture de neige et les accumulations détritiques complexifient ses échanges thermiques avec l'atmosphère. Il en résulte une température à la surface généralement plus élevée que celle de l'air. Le concept d'*offset* de surface (*surface offset*; Smith et Riseborough, 2002) qualifie cette différence de température entre la surface du substratum et l'air (fig. 1.2.). Les terrains sans couverture ni apport d'énergie par rayonnement solaire présentent un *offset* de surface nul (températures de l'air et de la surface identiques), qui caractérise notamment les parois au cours de la nuit polaire (Lewkowicz, 2001). A l'inverse, les surfaces exposées au rayonnement solaire direct ont un *offset* de surface élevé (jusqu'à 10°C enregistré dans les parois Alpes, PERMOS, 2013).

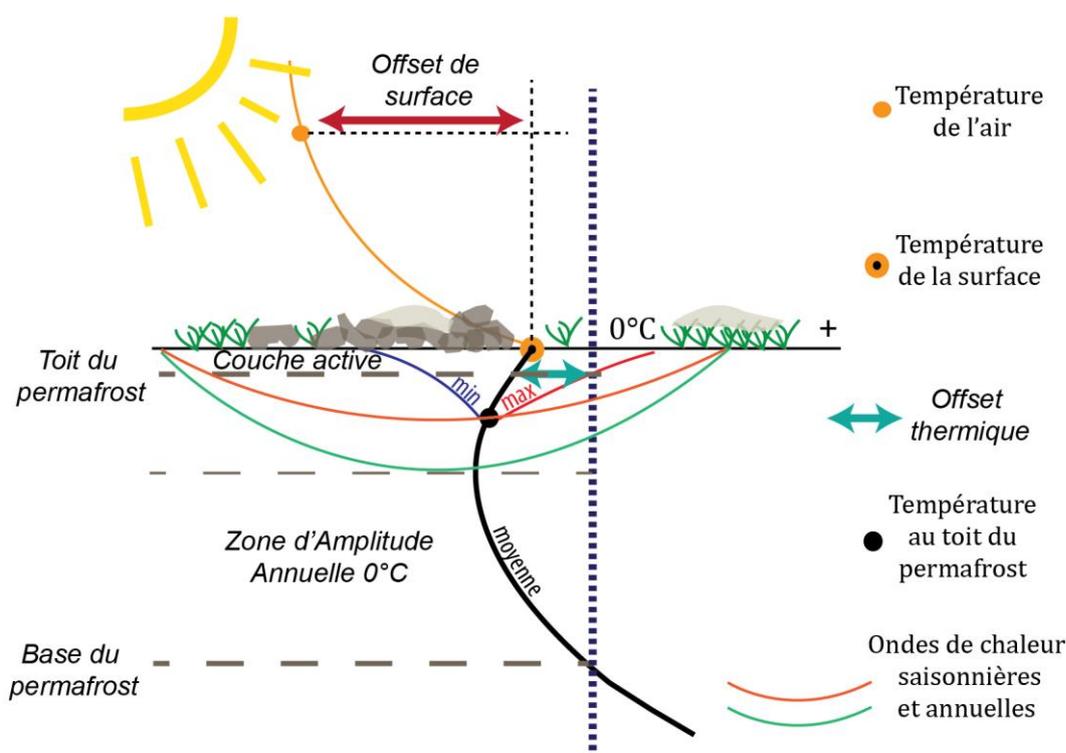


Figure 1.2. Profil thermique d'un terrain à permafrost et concepts associés (inspiré de Smith and Riseborough, 2002).

b. La couche active et l'« offset » thermique

La couche superficielle du sol directement sous l'influence météorologique gèle et dégèle au fil des saisons : il s'agit de la couche active. La profondeur de la couche active dépend de la diffusivité du terrain et de l'intensité du signal saisonnier. La succession des cycles de gel et dégel affecte ses propriétés thermiques en modifiant son contenu de glace et d'eau. L'eau étant quatre fois moins conductrice que la glace (tab. 1.1), une couche active dégelée a ainsi une diffusivité bien moindre qu'une couche active gelée (Goodrich, 1978). De ce fait, la température au toit du permafrost (profondeur à partir de laquelle le permafrost est présent, fig. 1.2) est plus

basse que celle à la surface du sol. Cette différence de température est appelée « *offset* thermique » (fig. 1.2. *thermal offset* ; Burn et Smith, 1988 ; Romanovsky et Osterkamp, 1995).

c. Le permafrost

Au sein du permafrost, le gradient thermique peut être négatif sous l'influence d'un climat passé plus froid enregistré en profondeur, mais devient positif à partir d'une certaine profondeur sous l'influence du gradient géothermique. La profondeur à laquelle la température est positive indique la base du permafrost (fig. 1.2). Celle-ci est variable selon les terrains : en Islande, le volcanisme limite significativement le développement du permafrost en profondeur, tandis qu'il peut atteindre une profondeur > 1 km dans le bouclier sibérien, où sa formation a été favorisée par l'absence de glaciation au cours du Quaternaire (French, 2007), le permafrost le plus profond (1,6 km) étant situés dans les Monts Verkhoniansk (Van Vliet-Lanoë, 2005). Les ondes thermiques initiées par les oscillations de la température de l'air s'atténuent progressivement avec la profondeur jusqu'à la zone d'amplitude annuelle 0°C (ZAA, *Zero Annual Amplitude*, fig. 1.2). Les terrains riches en glace peuvent toutefois présenter des zones non gelées, souvent intercalées entre la couche active et le permafrost. Ces taliks se trouvent principalement dans le permafrost relique, dont la présence résulte d'un climat passé favorable mais n'est plus en équilibre avec le climat actuel (van Everdingen, 1998).

d. Utilité et limites des concepts du profil thermique du permafrost

Les concepts d'*offset* de surface et d'*offset* thermique permettent d'appréhender les facteurs intervenant dans le bilan d'énergie et dans la diffusion thermique de la couche active. Ils peuvent être utilisés pour la spatialisation régionale du permafrost, comme avec le *TTOP model* (*Temperature at the Top of Permafrost model*) qui simule la relation entre la température de l'air et celle au toit du permafrost (Romanovsky et Osterkamp, 1995, Osterkamp et Romanovsky, 1998, Smith et Riseborough, 2002), et qui a été largement appliqué à différentes régions polaires (Henry et Smith, 2000 ; Wright *et al.*, 2001, par exemple).

Le concept d'*offset* thermique n'est cependant pas adapté à tous les terrains. En effet, dans les parois rocheuses, la grande variabilité spatiale et temporelle de la couche active ne permet pas de définir une profondeur fixe au toit du permafrost pour le calcul de l'*offset* thermique. Pour répondre à ces contraintes, Hasler *et al.* (2011a) proposent le concept d'*offset* de température pour définir la différence de température entre la surface et une profondeur donnée sous la couche active, définie arbitrairement. Ce dernier concept sera plus amplement discuté dans la section 4.3. Dans les terrains polaires riches en glace, Shur *et al.*, (2005) considèrent que le concept de « couche de transition », qui qualifie une couche intégrée au corps du permafrost certaines années et à la couche active d'autres années, est plus adapté pour décrire et caractériser le permafrost.

1.1.2. Détection du permafrost

1.1.2.1. Mesures directes et indirectes

a. Mesure de la température

La détection du permafrost consiste à déterminer la température du terrain ou à identifier la présence de glace d'une part, et à s'assurer de leur continuité dans le temps. Les

mesures de la température *in situ* (dans des forages) permettent de définir le profil thermique du terrain (fig. 1.3), et donc de déduire l'épaisseur de la couche active, la profondeur de la ZAA, etc.. Si l'*offset* thermique du terrain est connu, une mesure de la température en surface peut suffire à déterminer la présence de permafrost. Deux ans de données continues sont nécessaires pour ne pas confondre permafrost et gel saisonnier. À défaut d'une série suffisamment longue, une mesure de la température dans la ZAA, voire quelques décimètres sous la couche active, celle-ci variant généralement de quelques centimètres d'une année sur l'autre, peut être suffisante. Mais le forage d'un substratum et son instrumentation sont coûteux et ne sont pas aisément réalisables dans les terrains difficilement accessibles telles que les parois raides.

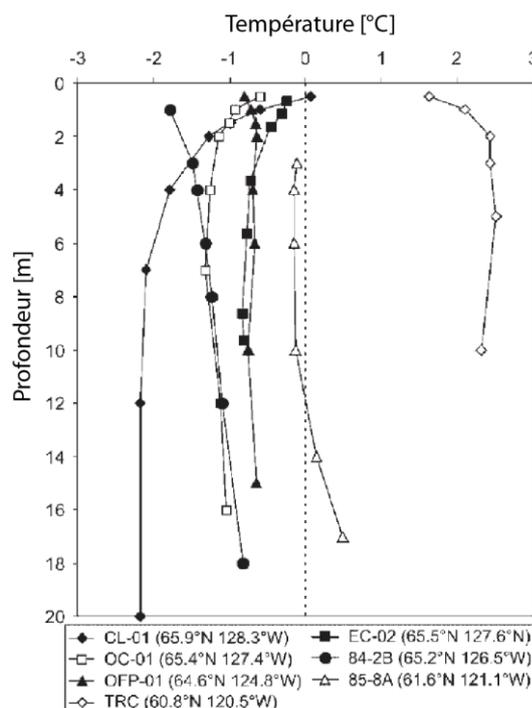


Figure 1.3. Exemple de profils thermiques de terrain avec et sans permafrost dans des forages au Canada. Les valeurs ici affichées correspondent à la moyenne de la température relevée pendant l'année polaire internationale (2007-2009). Le profil TRC indique une absence de permafrost (température > 0°C), tandis que le profil 85-8A indique une base du permafrost à environ 12 m de profondeur (Smith et al., 2010, modifié).

b. Approches géophysiques

Des méthodes indirectes de détection du permafrost, moins coûteuses et peu invasives ont été mises au point. Il s'agit principalement de méthodes géophysiques, qui mesurent un paramètre physique du sol en profondeur à partir de sa surface. Différentes méthodes d'investigation sismique, électriques et électromagnétiques ont été appliquées pour détecter la présence de permafrost, à partir de la résistivité électrique (Vonder Mühl, 1993), de la vitesse de propagation des ondes sismiques de compression (Barsch, 1973, Wagner, 1996) ou des ondes radar (Vonder Mühl et al., 2000 ; Berthling et al., 2000). Elles se basent sur le principe d'un changement significatif des paramètres physiques entre terrains gelés et non gelés, du fait du contraste entre les propriétés de la glace et celles de l'eau. Le développement des puissances de calcul numérique a permis la mise au point de l'imagerie (ou tomographie) pour la spatialisation

bidimensionnelle de ces mesures (Vonder Mühl, 1993 ; Hauck, 2001 ; Kneisel et Hauck, 2003). Les méthodes géophysiques sont soit basées sur le potentiel (champs électriques, électromagnétiques, etc.), soit sur la propagation des ondes (Dubois et Diament, 2005). Celles basées sur les champs de potentiel requièrent un processus d'inversion pour générer le profil vertical ou l'image 2D des propriétés physiques du substratum. Dans ce cas, l'interprétation des résultats fait alors face au principe de non-unicité : l'image obtenue étant variée selon le protocole de mesure et de traitement. Une revue de ces méthodes est proposée par Kneisel *et al.* (2008). La méthode géoélectrique est expliquée plus en détail dans la section 5.1.

c. Autres mesures indirectes

La méthode BTS (*Basal Temperature of winter Snow cover* ; Haeberli, 1973), est une autre approche indirecte du permafrost qui consiste à mesurer la température à la base du manteau nival. Elle utilise l'effet isolant du manteau neigeux saisonnier (au moins 80 cm d'épaisseur) qui protège le sol des conditions atmosphériques. La température à l'interface sol-neige dépend alors de la température du sol. De nombreuses études ont utilisé cette approche (par exemple : Hoelzle *et al.*, 1999 ; Isaksen *et al.*, 2002) car elle permet d'obtenir un échantillon de données conséquent rapidement et à faible coût. Dans les Alpes, la présence de permafrost est considérée comme probable lorsque la BTS est $< -3^{\circ}\text{C}$ et improbable si elle est $> -2^{\circ}\text{C}$ (Hoelzle, 1992). La mesure de la température des eaux de source est une autre approche indirecte du permafrost dans les formations superficielles alpines (Lieb, 1998 ; Ebohon et Schrott, 2008). Une température de l'eau de source $< 1^{\circ}\text{C}$ en fin d'été peut indiquer la présence de permafrost, mais la présence de neige dans le secteur peut fausser la mesure.

1.1.2.2. Marqueurs géomorphologiques

Les changements de phase de l'eau s'accompagnent d'un changement de volume : l'eau qui se transforme en glace subit une expansion de 9% (McGreevy et Whalley, 1982 ; Matsuoka, 1995), exerçant alors des contraintes mécaniques sur les terrains qui sont libérées lors de la fusion. Ces processus physico-mécaniques sont en partie à l'origine de l'érosion des paysages périglaciaires (French, 2007).

En montagne, les effets gravitaires combinés aux propriétés viscoplastiques de la glace peuvent engendrer un fluage du terrain, particulièrement dans les formations détritiques. La gélifluxion désigne un déplacement des formations détritiques du fait de leur saturation en eau lors du dégel de la couche active (van Everdingen, 1998). L'une des formes de fluage les plus spectaculaires sont les glaciers rocheux (fig. 1.4). Ils sont dits « intacts » lorsqu'ils contiennent de la glace, ce qui regroupe les glaciers rocheux actifs, avec un fluage manifeste, un front raide et des blocs rocheux instables ($> 35^{\circ}$), et les glaciers rocheux inactifs, dont le front est moins raide et les blocs sont plus stables (Haeberli, 1985 ; Barsch, 1996). Les glaciers rocheux reliques se caractérisent généralement par une surface effondrée du fait de la disparition de la glace, et sont souvent végétalisés (Roer et Nyenhuis, 2007). La végétation peut être utilisée comme indicateur de permafrost : les biologistes ont été les premiers à détecter la présence de permafrost isolé en moyenne montagne (Bertinelli *et al.*, 1993) par la présence d'une végétation azonale (végétation subalpine à l'étage montagnard). Les glaciers rocheux sont une forme emblématique du permafrost de montagne parmi les plus documentées et utilisées dans la détection et la spatialisation du permafrost. Dans les parois raides, la présence de glaciers suspendus (Haeberli,

1997 ; Lüthi et Funck, 1997) indique une température négative du substratum rocheux sans laquelle la glace ne pourrait se maintenir (fig. 1 de la Pub. 2; Gruber et Haeberli, 2007).



Figure 1.4. Délimité en jaune : complexe de glaciers rocheux du vallon de la Fournache (massif de la Vanoise, France, août 2013).

Enfin, des manifestations plus soudaines et éphémères du permafrost peuvent également être observées. L'évolution de la glace du permafrost lorsqu'il se dégrade, peut engendrer la rupture brutale des terrains. Des déstabilisations de glaciers rocheux ont ainsi été observées (Lambiel, 2011 ; Bodin *et al.*, 2012). Dans les parois rocheuses, de nombreux écroulements recensés ont révélé la présence de glace dans les niches d'arrachement (Pub. 2; Gruber *et al.*, 2004a). Le lien entre les écroulements rocheux et le permafrost sera discuté en détail dans la section 2.1.1.

Le permafrost, de par sa présence en profondeur, est par essence invisible. Sa présence peut toutefois être reconnue par différents marqueurs géomorphologiques qui façonnent les paysages périglaciaires. En l'absence de ces marqueurs, le recours à des méthodes directes (mesure de la température) ou indirectes (mesure de paramètres physiques du terrain) est nécessaire. Le recueil d'évidences de permafrost, observées, mesurées directement ou indirectement, permet de spatialiser sa distribution.

1.2. Distribution et facteurs de répartition du permafrost

La cartographie du permafrost doit faire ressortir sa variabilité spatiale, plus ou moins forte selon la nature des terrains. Il n'est pas toujours possible d'interpoler les données du permafrost issues du terrain pour construire une carte de distribution. Nous présentons ici la distribution du permafrost connue à ce jour à partir des différents modèles réalisés et les facteurs de contrôle qu'ils intègrent. Ceux-ci peuvent être classés selon l'échelle de la modélisation: le climat, la topographie, les conditions du terrain. En montagne, cette imbrication des échelles de contrôle se traduit par un étagement de la cryosphère.

1.2.1. Distribution planétaire et facteurs de contrôle

1.2.1.1. Climat zonal, continentalité et topographie

a. Distribution planétaire et température de l'air

Le permafrost occuperait de 20 à 25% de la surface continentale de l'hémisphère nord (fig. 1.5 ; Brown *et al.*, 1997). La majeure partie est localisée en Sibérie, avec une superficie près de deux fois supérieure à celle du permafrost canadien.

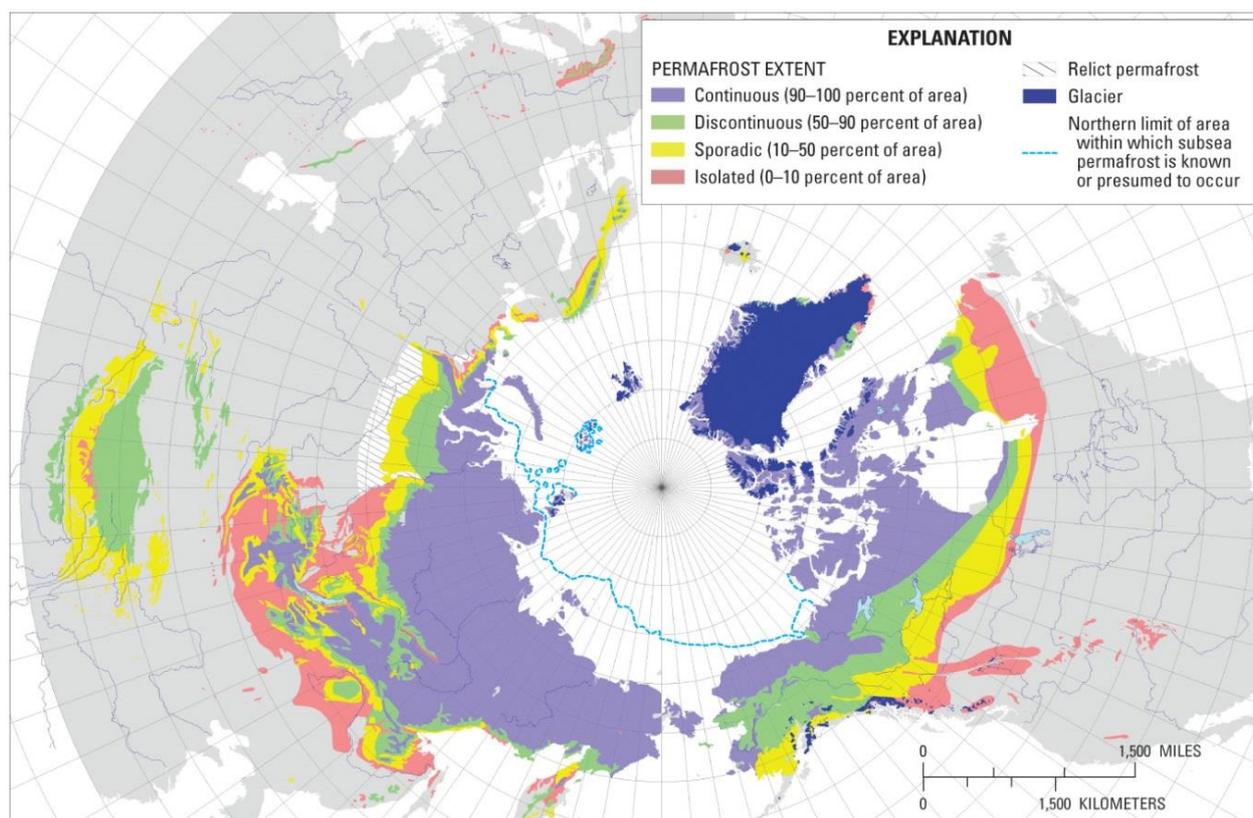


Figure 1.5. Carte de distribution du permafrost de l'hémisphère nord d'après la spatialisation de Brown *et al.* (1997). Source : <http://pubs.usgs.gov/pp/p1386a/gallery5-fig03.html>

La répartition du permafrost circumpolaire de l'hémisphère sud a été proposée par Bockheim (1995). Gruber (2012) a réalisé une carte de distribution du permafrost à l'échelle du globe sur la base des travaux de Brown *et al.* (1997), en discutant des incertitudes de cette distribution. Il

occuperait 17 à 19% de la surface continentale de la planète. Différentes zones de permafrost sont identifiées en fonction de sa continuité spatiale. Lorsqu'il occupe plus de 90% d'une surface donnée, il s'agit de permafrost continu. De 90 à 50%, le permafrost est dit « discontinu », puis « sporadique » entre 50 et 10%. Au-dessous de 10%, il s'agit de permafrost isolé. Le climat zonal est considéré comme le premier facteur de contrôle du permafrost (Smith et Riseborough, 2002) et la température annuelle moyenne de l'air (TAMA) est généralement utilisée comme unique variable explicative de la zonalité du permafrost (Romanovsky *et al.*, 2010). Etzelmuller *et al.* (2003) estiment par exemple qu'une TAMA de -3°C et -4°C est suffisante pour déterminer la limite inférieure du permafrost en Norvège et en Islande. Smith et Riseborough (2002) suggèrent une transition du permafrost continu-discontinu entre -6 et -8°C au Canada. Dans les Alpes, Haerberli (1985) fait correspondre la limite du permafrost continu à la TAMA $<-8.5^{\circ}\text{C}$, et celle du permafrost discontinu à la TAMA $<-1^{\circ}\text{C}$. L'utilisation de cette unique variable climatique est liée au fait qu'elle est la plus robuste du fait de la distribution spatiale, relativement dense, des relevés.

b. Distribution planétaire, continentalité et topographie

Outre la latitude et son contrôle sur la température de l'air, la continentalité et la topographie interviennent dans la zonation du permafrost (fig. 1.6). La continentalité se caractérise par de faibles précipitations et nébulosité. La température de l'air connaît par contre des amplitudes annuelles et journalières remarquables. De ces facteurs d'ensoleillement résulte la distribution des grands domaines morphoclimatiques glaciaires, périglaciaires et tempérés (fig. 1.6). Ainsi, le permafrost de Sibérie orientale s'étend jusqu'à des latitudes bien plus basses qu'en Sibérie occidentale du fait d'un climat continental plus accentué (fig. 1.5 ; Baranov et Obruchev, 1963). Par ailleurs, en augmentant l'ensoleillement et les amplitudes thermiques, la continentalité tend à induire une plus grande variabilité spatiale entre les versants ensoleillés et ceux à l'ombre (fig. 1.6), ce qui souligne le contrôle de la topographie. Ce dernier permet de distinguer le permafrost polaire du permafrost alpin (Gruber et Haerberli, 2009) : le permafrost est largement présent dans les grandes chaînes alpines comme l'Himalaya ou les Alpes malgré leur latitude moyenne (fig. 1.5). La topographie intervient aussi plus localement dans la présence de permafrost et contrôle largement sa distribution à l'échelle d'un massif.

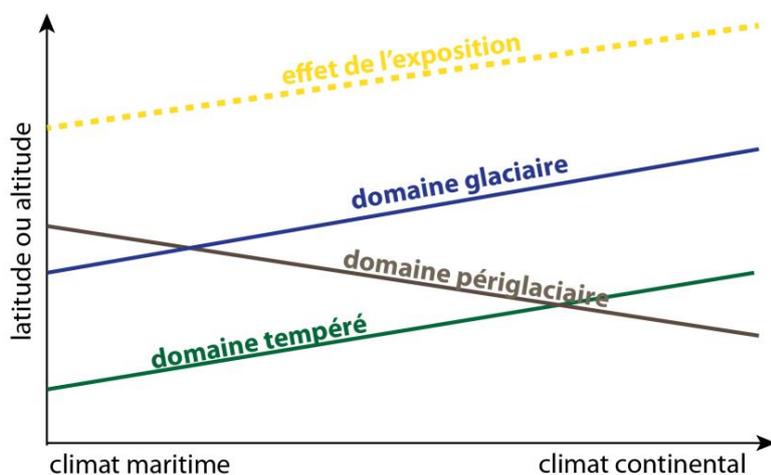


Figure 1.6. Répartition des domaines morphoclimatiques et effet de l'exposition en fonction du climat, de la latitude et/ou de l'altitude (King *et al.* 1992, modifié).

1.2.1.2. Permafrost alpin : interactions topographie - conditions de surface

La topographie intervient dans le climat zonal en contrôlant la température de l'air (gradient adiabatique), et en redistribuant la quantité d'énergie solaire (exposition). Son rôle est particulièrement marqué aux moyennes latitudes, avec par exemple des différences de 6-8°C entre les faces nord et sud pour les parois rocheuses des Alpes, ce qui correspond à la différence de température sur une dénivellation de 1000 m (Gruber et al, 2004b, Gruber, 2005). Cette différence est de 2-3°C en Norvège pour ce même type de permafrost (Hipp *et al.*, 2012). La topographie (re)distribue également les matériaux détritiques et la neige par les processus éoliens et gravitaires et contrôle ainsi en grande partie les conditions de surface du terrain.

Les différentes couvertures de surface interviennent dans le bilan d'énergie et contrôlent ainsi la distribution locale du permafrost. Ce troisième niveau de contrôle est déterminant dans l'occurrence du permafrost alpin. Gubler *et al.* (2011) relèvent par exemple des différences de température de surface atteignant 2,5°C entre deux points distants de 14 m, 6°C pour une dénivellation de 300 m, et près de 10°C pour une dénivellation de 1000 m, lorsque se combine alors les effets de l'altitude et des propriétés de la surface. La distribution du permafrost en montagne est contrôlée par : le climat zonal, la topographie (à l'échelle régionale et locale), et les conditions à la surface du terrain (fig. 1.7; Gruber, 2005).

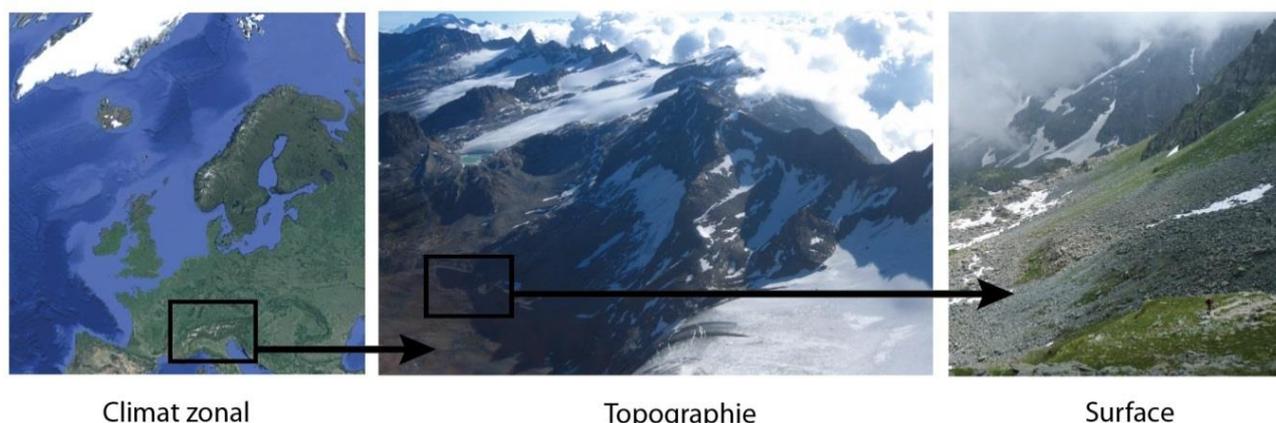


Figure 1.7. Imbrications des échelles de contrôle du permafrost alpin (inspiré de Gruber, 2005).

L'imbrication de ces facteurs de contrôle induit de ce fait une forte variabilité spatiale dans la distribution du permafrost alpin. Le continuum permafrost continu à sporadique des régions polaires n'est donc pas adapté à la description du permafrost alpin (Etzelmuller *et al.*, 2001). Il est néanmoins fréquent d'utiliser les notions de (dis)continuité pour spatialiser le permafrost en montagne (Barsch, 1978 ; Haeberli, 1985 ; Lambiel et Reynard, 2001 ; Hanson et Hoelzle, 2005 ; Nyenhuis *et al.*, 2005). Dans une étude récente, Boeckli et al. (2012a ; 2012b) proposent une toute première cartographie du permafrost à l'échelle de l'arc alpin où est classée la distribution du permafrost en fonction des conditions du terrain. Il occuperait ainsi environ 2000 km² quelles que soient les conditions du terrain, quand plus de 11600 km² peuvent être marqués par sa présence dans des conditions locales favorables, ce qui suggère un permafrost discontinu pour ce dernier cas.

1.2.2. Étagement du permafrost alpin et spécificités du permafrost de paroi

1.2.2.1. Facteurs du bilan d'énergie

La distribution locale à régionale du permafrost en montagne suit une logique d'étagement (fig. 1.8). Les parois péri- et supra-glaciaires sont caractérisées par des échanges d'énergie directs avec l'atmosphère du fait de l'absence de débris et de neige saisonnière dont l'accumulation est limitée par la pente. Le seuil de 35°-37° détermine l'angle de repos des débris (Francou, 1991) et est utilisé pour appréhender les parois rocheuses (Gruber et Haeberli, 2007). Sous ce seuil, le manteau nival saisonnier est continu (Kirnbauer *et al.*, 1991 ; Elder *et al.*, 1998) tandis qu'au-dessus de 55-60°, la pente ne permet plus l'accumulation de neige (Elder *et al.*, 1991 ; Farinotti *et al.*, 2010). Les échanges d'énergie entre les parois et l'atmosphère comprennent principalement l'apport d'énergie par rayonnement solaire hautement variable selon l'exposition (enc. 1.1), les flux de chaleur sensible et latente, et les flux de la subsurface principalement par conduction thermique. Les effets de la chaleur latente consommée par la fusion de la neige et ceux de l'advection de chaleur par la circulation de l'eau de fusion sont limités dans les parois par rapport à ce qu'on observe dans les formations détritiques.

Les débris, la neige précipitée et celle redistribuée par avalanche qui s'accumulent au pied des parois complexifient les échanges d'énergie entre l'atmosphère et le substratum (Harris et Pederson, 1998 ; Humlum, 1997) et ajoutent des flux de chaleur latéraux par la circulation d'eau et d'air au sein des blocs (sect. 1.1.1.2). L'effet de la neige sur le régime thermique du terrain peut être en premier lieu déterminé à partir de son épaisseur. À partir de 60 à 80 cm d'épaisseur, elle est considérée comme isolante (Haeberli, 1973 ; Keller et Gubler, 1993 ; Hanson et Hoelzle, 2004 ; Luetschg *et al.*, 2008) et contribue au réchauffement du terrain. Sous ce seuil, la neige conduit le froid à la surface, ce qui combiné à son fort albédo, explique qu'elle est dans ce cas un facteur de refroidissement (Luetschg *et al.*, 2008). Mais d'autres variables nivales interviennent également dans l'effet de la neige comme la date des premières chutes et de la fusion par exemple (Ling et Zhang, 2003 ; Luetschg *et al.*, 2008). En paroi, la neige a un effet globalement refroidissant (sec. 2.1.2.1 ; Hasler *et al.*, 2011a ; Pogliotti, 2011).

Ainsi, plus on s'élève en altitude, plus le contrôle topographique prime sur celui des caractéristiques de surface dans le bilan d'énergie et en conséquence, dans la distribution du permafrost en profondeur (fig. 1.8).

1.2.2.2. Facteurs de la diffusion thermique

La distribution du permafrost en montagne dépend en second lieu des propriétés thermiques du substratum. La roche massive est généralement un bon conducteur thermique (tab. 1.1), ce qui explique que les parois soient particulièrement sensibles aux changements climatiques. Cette sensibilité est exacerbée par le caractère multidirectionnel des flux de chaleurs dans les topographies escarpées. En effet, le contrôle topographique induit des flux latéraux de chaleur des faces les plus ensoleillées vers les faces les plus à l'ombre (Noetzli *et al.*, 2007). Le permafrost peut alors être présent sous une face nord et absent plus en profondeur sous l'influence de la face sud opposée. Les parois alpines sont généralement fracturées, or la fracturation favorise les échanges de chaleur par convection avec la circulation d'air et d'eau. Les connaissances sur ces processus non-conducteurs restent encore bien limitées. Hasler *et al.* (2011a) considèrent que la circulation d'air dans les fractures ouvertes a globalement un effet

refroidissant (détails dans sec. 2.1.2.1). La présence de glace dans certaines fractures, notamment mise en évidence par de nombreux travaux de génie civil en haute montagne (Keusen et Haerberli, 1983 ; King, 1996 ; Guglielmin *et al.*, 2001) modifie localement la conductivité du terrain et absorbe une partie de la chaleur par la consommation de chaleur latente, ce qui atténue la diffusion du signal climatique (Hasler *et al.*, 2011b ; Myhra *et al.*, 2014). Les transferts par convection, advection et chaleur latente gagnent en importance au pied des parois rocheuses. De la glace se forme, de l'air et de l'eau circulent entre les blocs rocheux. Des processus particuliers expliquent la distribution sporadique du permafrost à plus basse altitude. Dans les éboulis par exemple, l'« effet cheminée » qualifie l'ascendance de l'air chaud emmagasiné au cours de l'été et son évacuation en hiver, puis son remplacement par de l'air froid au pied de l'éboulis. Il est à l'origine de permafrost localisé jusqu'à 1000 m sous la limite inférieure du permafrost discontinu (Delaloye, 2004; Delaloye et Lambiel, 2005 ; Lambiel, 2006; Morard *et al.*, 2010).

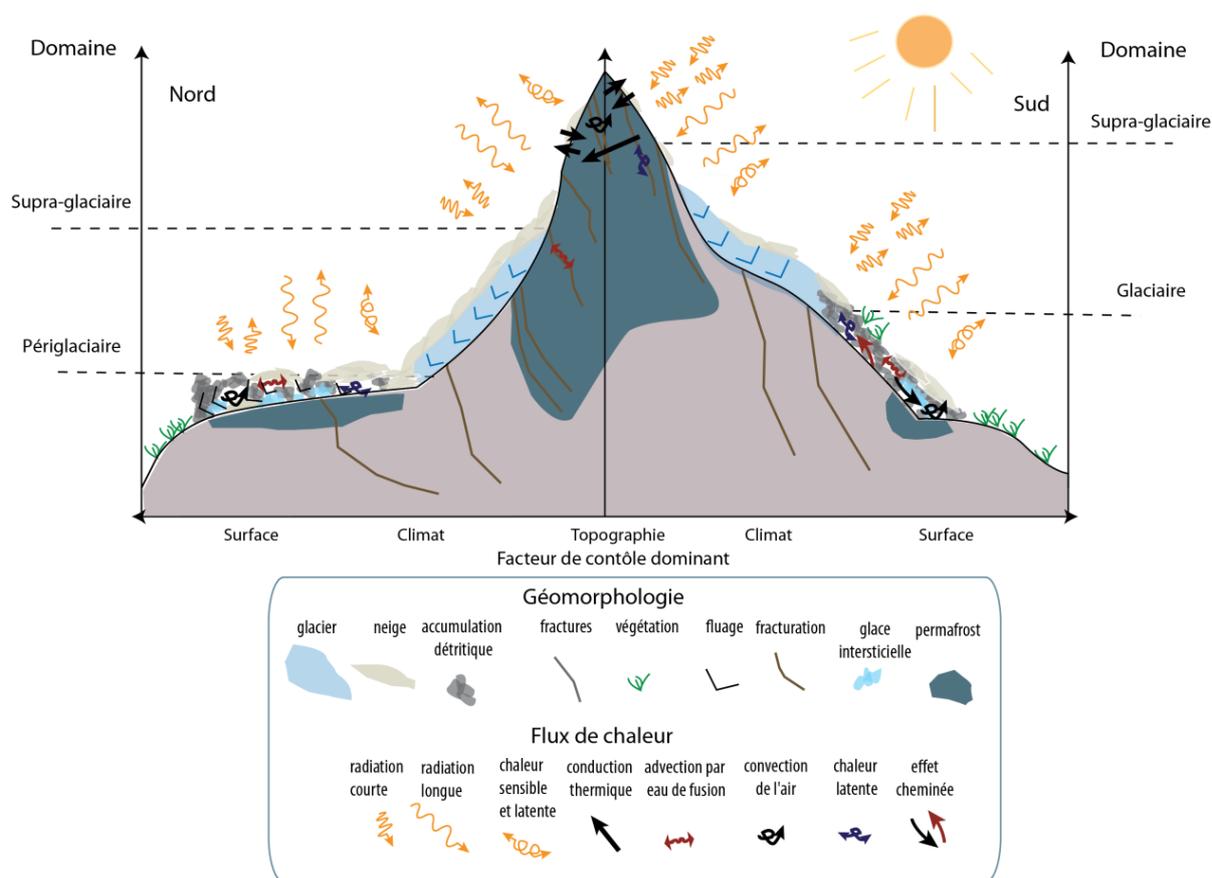


Figure 1.8. Étagement de la cryosphère alpine et des processus thermiques péri- et supra-glaciaires.

En conclusion, la distribution du permafrost dépend de facteurs qui se déclinent aux échelles planétaires et locales. En montagne, la topographie et les caractéristiques de surface apparaissent comme les facteurs les plus déterminants dans l'occurrence du permafrost. Le permafrost des parois alpines est en contact quasi-direct avec l'atmosphère ; la topographie est donc son facteur de contrôle principal et le rend particulièrement sensible aux changements climatiques. Les intérêts de son étude résident principalement dans les conséquences de sa dégradation.

Encart. 1.1 - Le rayonnement solaire

Le rayonnement solaire global est constitué de trois composantes (Gates, 1980) : le rayonnement direct, celui diffus par les particules de l'atmosphère et la surface terrestre, et celui réfléchi à la surface de la Terre. L'énergie solaire reçue à un point donné de la surface terrestre dépend de plusieurs facteurs d'échelle globale à locale (Hofierka et Suri, 2002) : la géométrie entre la Terre et le soleil, la traversée de l'atmosphère et la topographie. Avec une obliquité actuellement de $23^{\circ}27'$ (Godard et Tabeau, 2006), la durée de l'ensoleillement et l'angle d'incidence des rayons à la surface du sol (fig. 1.9) varient au cours de la journée et des saisons. Au niveau des hautes latitudes et des basses altitudes le rayonnement solaire traverse une épaisseur d'atmosphère plus importante qu'au niveau de l'équateur et des hautes altitudes. La proportion entre la radiation directe et celle diffuse varie donc en fonction de la latitude et de l'altitude et de ce fait, l'apport calorifique est similaire à l'équateur et à 3000 m d'altitude. Elle varie également avec l'angle du zénith : le rayonnement est plus ou moins perpendiculaire à la surface terrestre selon l'heure et la saison, et traverse donc une atmosphère plus ou moins épaisse. Localement, l'angle d'incidence des rayons solaires dépend de la topographie, l'apport d'énergie est maximal lorsque les rayons sont perpendiculaires à la surface.

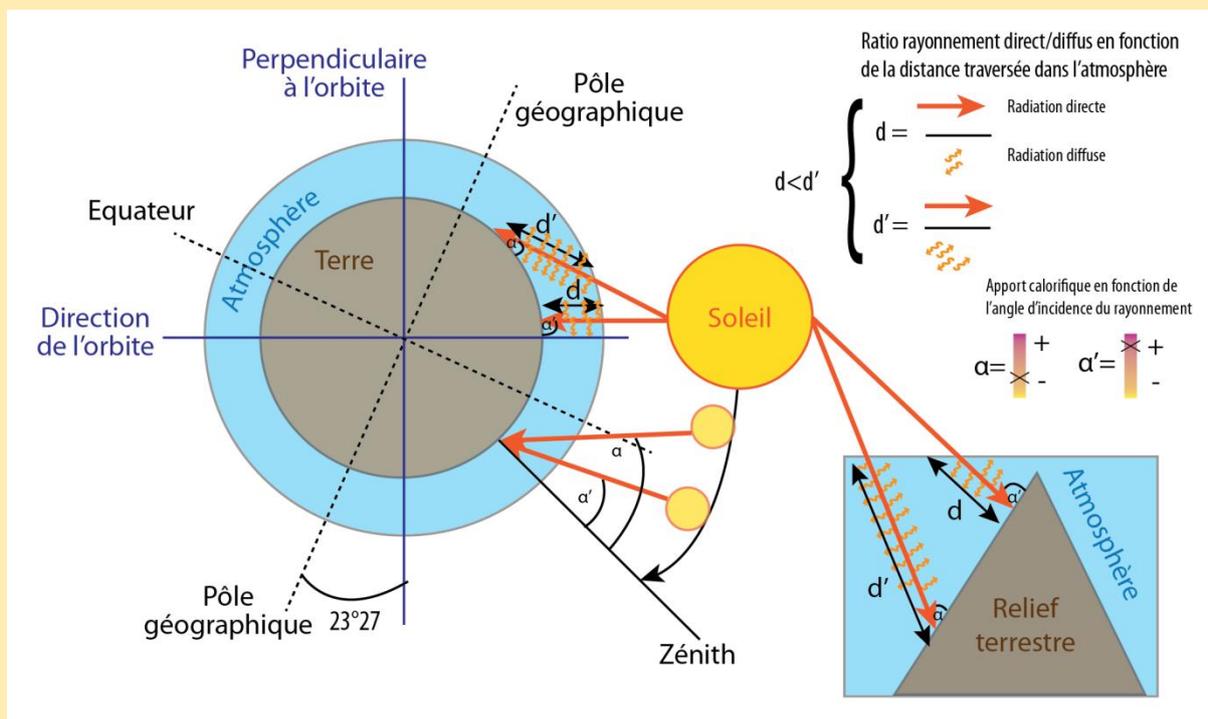


Figure 1.9. Variabilité de l'ensoleillement en fonction de la géométrie Terre-soleil et de la topographie.

La topographie induit des modifications significatives dans l'apport d'énergie solaire. À une latitude de 46° , une face nord à 40° d'inclinaison reçoit en moyenne 118 W.m^2 dans l'année par rayonnement direct alors qu'une face sud en reçoit 371 (calcul ArcGIS sans considération de l'atmosphère). Une face est à 40° reçoit 273 W.m^2 tandis qu'une même exposition à 70° en reçoit seulement 232 du fait de la différence de l'angle d'incidence du rayonnement.

1.3. Les enjeux et contextes des recherches sur le permafrost

Le permafrost est un bon indicateur des changements climatiques. Sa dégradation suscite des inquiétudes car elle pourrait engendrer des rétroactions dramatiques sur le réchauffement planétaire par la libération des gaz à effets de serre qui sont aujourd'hui emprisonnés dans les sols gelés. Cela concerne principalement les sols organiques arctiques. Nous nous intéressons ici aux conséquences géomorphologiques de la dégradation du permafrost. Elle modifie le modelé terrestre et suscite alors l'intérêt des géomorphologues mais également des acteurs socio-économiques qui s'inquiètent des risques de déstabilisation des terrains et infrastructures. En montagne, cette déstabilisation peut entraîner des mouvements gravitaires d'ampleur variable qui constituent la principale motivation de la recherche sur le permafrost alpin.

1.3.1. Un indicateur du changement climatique

1.3.1.1. Une « variable climatique essentielle »

Le permafrost est considéré comme l'un des six indicateurs cryosphériques du changement climatique (Cihlar *et al.*, 1997). Le suivi de sa température et de l'épaisseur de sa couche active fourni, selon les critères définis par l'OMM (Smith et Brown, 2009), des variables climatiques essentielles (*Essential Climatic Variables*, ECV). Le dernier rapport publié par le GIEC (groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat) indique une augmentation significative de la température du permafrost lors des trois dernières décennies (IPCC, 2013) sur l'ensemble des zones instrumentées : Alaska, Canada arctique, Sibérie, Antarctique, Alpes ou Tibet (Noetzli *et al.*, 2014) ; il existe quelques rares exceptions comme les massifs internes de l'Alaska (Romanovsky *et al.*, 2014). Ce réchauffement est particulièrement important pour le permafrost froid (<-2°C) avec une valeur moyenne de +2°C (AMAP, 2012), tandis que le permafrost « chaud » ou « tempéré » (>-2°C) se serait réchauffé en moyenne de 1°C (IPCC, 2013). Cette différence entre permafrost froid et chaud (fig. 1.10) s'explique par la consommation de chaleur latente du permafrost chaud qui se situe alors dans le rang de température des changements de phase de la glace interstitielle. Cette consommation de chaleur latente amortit le signal climatique et ralentit la réponse du permafrost (Romanovsky *et al.*, 2010).

La dégradation du permafrost se traduit par la réduction de son extension, avec par exemple un déplacement de la limite du permafrost de 25 km vers le nord depuis les années 1970 en Amérique du Nord (James *et al.*, 2013). En montagne, le caractère récent des mesures en continu (premier site instrumenté en 1987) ne procure pas le recul nécessaire pour déterminer l'évolution de l'extension du permafrost. Dans la région du Khumbu (Népal), la limite inférieure du permafrost est remontée de 5200-5300 m à 5400-5500 m en face sud entre 1973 et 1991, puis s'est stabilisée au cours de la période récente (Fukui *et al.*, 2007). Dans les Alpes, Frauenfelder (2005) suggère une élévation moyenne d'1m par an de la limite inférieure du permafrost au cours du dernier siècle.

La dégradation du permafrost se manifeste également par une augmentation de l'épaisseur de la couche active. Cette augmentation s'est accélérée depuis 1990-1995 en Europe du nord (Akerman et Johansson, 2008 ; Callaghan *et al.*, 2010 ; Christiansen *et al.*, 2010).

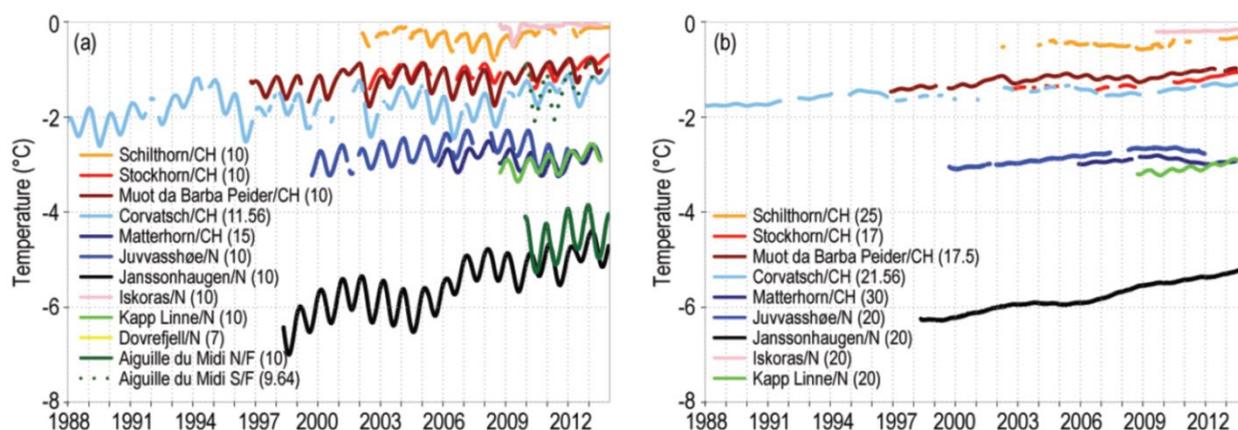


Figure 1.10. Température du permafrost enregistrée à 10 m de profondeur (a) et à 20 m de profondeur (b) dans des forages en Europe (Scandinavie, Svalbard, Alpes ; Noetzli *et al.*, 2014).

Cette tendance va certainement s'amplifier avec la projection d'une réduction de 37 à 81% du permafrost dans les couches superficielles (jusqu'à 3,5 m de profondeur) pour le siècle à venir selon différents scénarii climatiques (GIEC, 2013).

Les mesures systématiques n'ont réellement débutées qu'à la fin des années 1970 et au début des années 1980 (Zhou *et al.*, 2000 ; Osterkamp, 2007 ; Smith *et al.*, 2010), et les enregistrements dans l'hémisphère sud sont encore très peu nombreux (Vieira *et al.*, 2010), mais le nombre de points de mesure est en constante augmentation grâce à l'organisation de réseaux de surveillance.

1.3.1.2. Les réseaux de surveillance

Les questions voire les inquiétudes sur le lien entre le réchauffement planétaire, la dégradation du permafrost et ses possibles conséquences climatiques, géomorphologiques, et socio-économiques, a conduit à la mise en place de réseaux de surveillance, à différentes échelles. Le GTN-P (*Global Terrestrial Network for Permafrost*) est le principal réseau de surveillance du permafrost à l'échelle mondiale (Burgess *et al.*, 2000). Il a été initié par l'Association Internationale du Permafrost (IPA, *International Permafrost Association*) dans les années 1990. Le GTN-P est rattaché aux réseaux d'observation du GCOS (*Global Climate Observing System*) et du GTOS (*Global Terrestrial Observing Network*). L'objectif du GTN-P est de développer un réseau de monitoring robuste afin d'obtenir une vision spatiale de la structure, des tendances et de la variabilité des changements des ECV (couche active et température du permafrost). Il organise un réseau de forages, le TSP (*Thermal State of Permafrost*), et de monitoring de la couche active, le CALM (*Circumpolar Active Layer Monitoring*).

D'autres réseaux à l'échelle des continents et des états travaillent en lien étroit avec le GTN-P. Ils collectent les données et assurent le suivi du permafrost, communiquent les résultats et facilitent les coopérations entre les chercheurs et les décideurs. Certains de ces réseaux ont été établis à partir de projets comme PACE (*Permafrost and Climate in Europe*, 1997-2000), qui a permis notamment, la mise en place d'un réseau de forages le long d'un profil latitudinal en Europe (Harris *et al.*, 2001a; 2009). La pérennisation des mesures est assurée par les réseaux nationaux comme PERMOS (*Swiss Permafrost Monitoring Network*) qui publie régulièrement un rapport d'activité depuis 2001, ou le réseau de stockage de données norvégien NORPERM

(Norwegian Permafrost Database ; Juliussen *et al.*, 2010). PermaFRANCE, le réseau d'observation et de suivi du permafrost français a publié son premier rapport en 2010 (Schoeneich *et al.*, 2010).

1.3.2. Un facteur actif de la morphodynamique alpine

1.3.2.1. Mouvements gravitaires

a. Spatio-temporalité des aléas gravitaires en domaine périglaciaire

La fonte de la glace qui accompagne généralement la dégradation du permafrost a des conséquences géomorphologiques (Jorgenson *et al.*, 2006). En montagne, ces modifications combinées aux forces gravitaires peuvent engendrer des aléas de plus ou moins grande ampleur. Les inquiétudes sont apparues plus tardivement qu'aux hautes latitudes, notamment autour du risque de déstabilisation de glaciers rocheux (Kääb *et al.*, 1997 ; Haeberli *et al.*, 2006 ; 2010 ; Krysiński *et al.*, 2008) et d'écroulements dans les parois rocheuses (Gruber *et al.*, 2004a; Gruber et Haeberli, 2007 ; Ravanel, 2010). Harris *et al.* (2001b) classe les processus géomorphologiques en fonction de la pente et du type de formation (rocheuse ou superficielle). Pour les pentes <30°, affaissement, glissement et accélération de fluage sont les principaux processus engendrés par la dégradation du permafrost ; entre 30 et 75° d'inclinaison, des coulées de débris peuvent également survenir. Au delà de 75°, les écroulements dans les parois rocheuses, sont les principaux processus géomorphologiques associés à la dégradation du permafrost. Les processus thermomécaniques qui affectent les parois (enc. 1.2) se différencient selon la fréquence des cycles gel-dégel et le volume rocheux déstabilisé, de l'ordre centimétrique à l'échelle journalière à décimétrique à l'échelle séculaire (Noetzli *et al.*, 2006; fig. 1.11). La connaissance actuelle de ces processus repose principalement sur des études en laboratoire qui restent difficiles à croiser avec les données et observations de terrain.

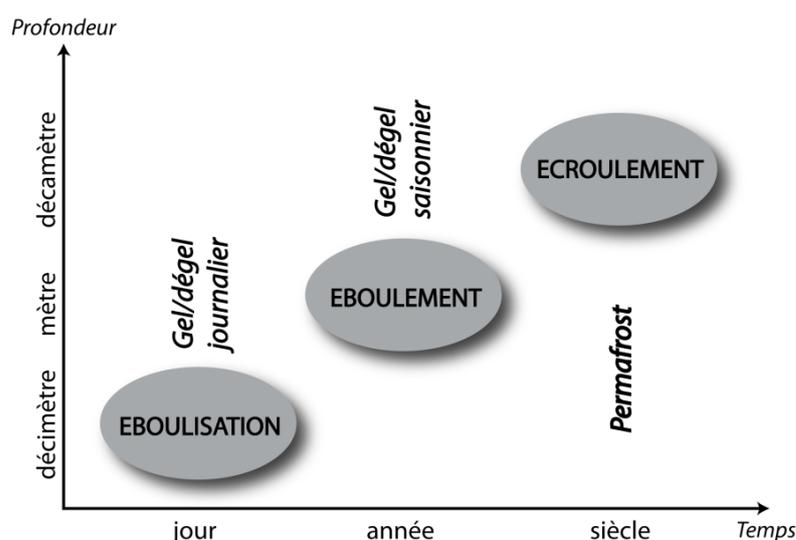


Figure 1.11. Distribution spatio-temporelle des processus gravitaires affectant les parois rocheuses de haute montagne. (Noetzli *et al.*, 2006 ; modifié par Ravanel, 2010).

Encart 1.2 - Processus thermomécaniques impliqués dans la déstabilisation des parois rocheuses

La déstabilisation de volumes rocheux est en premier lieu déterminée par la fracturation (Hoek et Bray, 1981). L'aggradation du permafrost contribue au développement des fractures, par ségrégation de la glace ou par expansion volumétrique, et prépare ainsi le détachement des volumes lors de la dégradation (Gruber et Haerberli, 2007 ; Matsuoka et Murton, 2008). L'expansion volumétrique résultant du gel de l'eau interstitielle dans un milieu saturé au moins à 91% (Prick, 1999), exerce une pression supérieure à la résistance à la traction de la roche (Tsytoovich, 1975) et peut ainsi la fracturer. Au cours du gel, l'expansion volumétrique dans un milieu saturé peut expulser une partie de cette eau *via* les pores de la roche et favoriser l'hydrofracturation (Walder et Hallet, 1985). La formation de glace de ségrégation par la migration de l'eau interstitielle vers le front de gel où elle gèle à son tour, est un autre processus qui contribue à propagation des fractures. Les conditions requises pour ce processus sont généralement bien plus fréquentes dans l'environnement que celles nécessaires à l'expansion volumétrique (Matsuoka et Murton, 2008). Un troisième processus peut être engendré par l'aggradation ou la dégradation du permafrost : la pression hydrostatique. Celle-ci est contrôlée par la hauteur d'eau dans les zones saturées interconnectées (Gruber et Haerberli, 2007), et agit tant à l'échelle du pore (Atkinson, 1984) qu'à celle de la paroi (Fisher *et al.*, 2006).

La dégradation du permafrost a deux effets sur la stabilité d'un volume rocheux (Gruber et Haerberli, 2007 ; Matsuoka et Murton, 2008 ; Davies *et al.*, 2001) : la réduction de la résistance au cisaillement et à la traction d'une part, et la perte de liaison d'autre part. La glace contenue dans les fractures agit comme ciment entre les volumes rocheux, (fig. 1.12), mais l'augmentation de la température près du point de fusion déforme la glace qui perd son adhésion à la roche. La résistance au cisaillement et à la traction est aussi largement dépendante de la température (Mellor, 1973 ; Fish et Zaretsky, 1997). La fusion de la glace dans un milieu confiné augmente la pression hydrostatique qui abaisse la résistance au cisaillement de la glace (Matsuoka et Murton, 2008). La stabilité d'un versant raide devient alors critique entre $-1,5^{\circ}\text{C}$ et 0°C (fig. 1.13 ; Davies *et al.*, 2001), voire entre -5°C et 0°C (Krautblatter, 2009).



Figure 1.12. Fracture remplie de glace au Stockhorn (3400 m, Suisse).
Source : www.permasense.ch

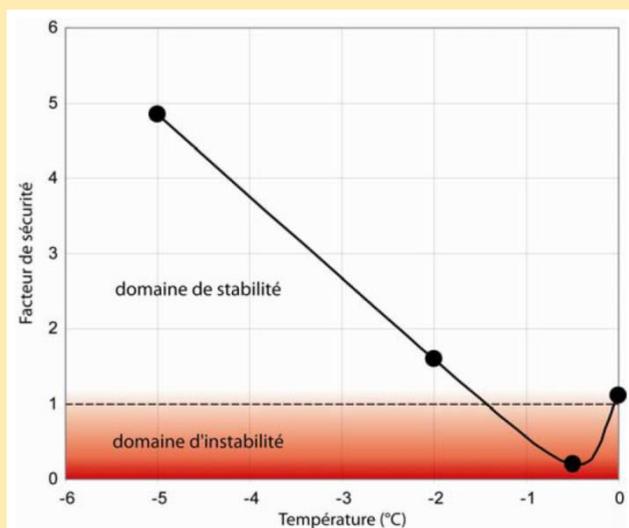


Figure 1.13. Évolution du facteur de sécurité d'une fracture remplie de glace (pente : 70° , inclinaison fracture : 40° , longueur : 59 m) en fonction de la température (Davies *et al.*, 2001, modifié par Ravanel, 2010).

b. Les écroulements en contexte de permafrost et les effets en cascade

L'écroulement est sans doute la déstabilisation la plus spectaculaire et aussi la plus menaçante ; l'ébouilisation et l'éboulement peuvent aussi avoir des conséquences dommageables. L'écroulement qualifie les volumes déstabilisés $>100 \text{ m}^3$ (Deline, 2002) et a la particularité de pouvoir parcourir de longues distances (Hsü, 1975), engendrant de ce fait de possibles effets en cascade. L'écroulement de la Brenva (massif du Mont Blanc, Italie) en est une illustration. En 1997, un volume de $2 \times 10^6 \text{ m}^3$ s'est détaché des parois du bassin versant de la Brenva, déclenchant une avalanche qui est remontée sur le versant opposé et a tué deux skieurs (Deline, 2001). L'écroulement de Kolka-Karmadon survenu en 2002 en Ossétie du Nord (Caucase ; Haerberli *et al.*, 2004) a mobilisé $100 \times 10^6 \text{ m}^3$ de matériaux rocheux et glaciaires qui ont provoqué une avalanche puis une coulée de boue entraînant la mort de 140 personnes (Huggel *et al.*, 2005). Dans les deux cas, la dégradation du permafrost est supposée à l'origine de l'écroulement. Il convient toutefois de considérer que d'autres facteurs interviennent dans la déstabilisation des versants : la structure géologique, la tectonique, l'hydrologie (Krautblatter et Moore, 2014). McColl (2012) classe ces facteurs en fonction de leur niveau d'intervention : pré-conditionnement (géologie), préparatoires et déclencheurs (décompression post-glaciaire, sismicité), le permafrost étant classé dans ces dernières catégories. Les exemples des écroulements de la Brenva et de Kolka-Karmadon mettent en évidence le risque associé à la dégradation du permafrost, d'autant plus fort que le processus initial entraîne une chaîne de processus le long du versant ou dans la vallée.

1.3.2.2. Risques associés à la dégradation du permafrost de paroi

Les massifs alpins sont de plus en plus fréquentés, notamment par les touristes contemplatifs et sportifs. Les infrastructures en montagne et dans les vallées ne cessent de s'accroître, ce qui augmente la vulnérabilité face aux aléas gravitaires. Ravel (2010) identifie trois types de risques liés aux écroulements en haute montagne. Le risque de déstabilisation d'infrastructure concerne les remontées mécaniques, refuges et autres implantations touristiques en haute montagne. L'écroulement de 600 m^3 observé sur l'arête des Cosmiques en 1998 (massif du Mont Blanc, France) a par exemple menacé le refuge qui y est implanté, dont une partie s'est retrouvée sans support (Ravel *et al.*, 2013). Deuxièmement, les masses rocheuses déstabilisées constituent un risque pour les personnes et infrastructures sur leur passage (fig. 1.14).

Enfin, les effets en cascade potentiels (sect. 1.3.2.1.) constituent un risque pour les infrastructures et populations situées dans les vallées. Peu de catastrophes ont été rapportées à ce jour au vu du nombre d'évènements enregistré, mais leur augmentation apparente (discutée dans le prochain chapitre) concomitante avec celle de la vulnérabilité, impose de mieux comprendre le rôle du permafrost dans ces aléas.



Figure 1.14. Refuge du Mont Cook dans les Alpes de Nouvelle Zélande partiellement enseveli par les débris d'un écoulement en juillet 2014. Source : www.alpineclub.org.nz

Conclusion du Chapitre 1

Ce chapitre avait pour objet d'expliquer ce que nous entendons par « permafrost » et les différentes conditions qui expliquent sa répartition spatiale et son évolution dans le temps. Le permafrost est un état thermique qui caractérise la lithosphère. Malgré son invisibilité, il soulève des enjeux majeurs en matière de connaissance fondamentale et d'intérêts socio-économiques. En montagne, sa distribution est généralement discontinue car il dépend principalement du contrôle topoclimatique dont la variabilité augmente avec la déclivité, et des conditions locales de la surface. De ce fait, différents types de permafrost se côtoient sur un même versant. Le permafrost de paroi, généralement situé dans l'étage supra-glaciaire, est en contact direct avec l'atmosphère du fait de la quasi-absence de couverture nivale et détritique. Il se caractérise alors par son extrême sensibilité aux variables topoclimatiques. Son étude a été initiée récemment dans les Alpes alors qu'une augmentation des écoulements rocheux au cours de périodes chaudes a été constatée. Le lien entre dégradation du permafrost et instabilité des versants, reste difficile à confirmer sur le terrain en partie du fait de la méconnaissance des processus thermiques. Notre étude porte sur les caractéristiques et la distribution du permafrost, pour aider à mieux comprendre son rôle dans les écoulements rocheux d'un massif emblématique de la haute montagne alpine: le massif du Mont Blanc.

Summary of Chapter 2

Rock wall permafrost: Current research questions and application on the Mont Blanc massif

Permafrost in steep alpine rock walls is limited by the few data available due to the remoteness and toughness of the field. This chapter presents our research hypotheses, their related research questions, our research field, and our objectives and methods.

Permafrost research in Alpine rock walls has been initiated by the increase in rock fall activities noticed during warm periods, and especially during the hot wave in summer 2003. Observations of water running (fig. 2.1) and ice in rock fall scars suggested that permafrost degradation was a triggering factor. Different mechanisms of permafrost degradation may be involved (fig. 2.2): active layer thickening, permafrost warming at depth, heat advection by water circulation in fractures. Thus, investigations of rock wall permafrost are based on the geomorphological hypothesis that its degradation can trigger rock falls. Active layer thickening has been modelled in 1D (fig. 2.3), permafrost warming has been modelled in 3D (fig. 2.5), whereas heat advection has been studied in laboratory. But the understanding of the link between permafrost and rock wall destabilisations still requires a more precise understanding of the thermal processes.

We approach three research axes to gain understanding of permafrost characteristics and processes at spatial and temporal scales consistent with the scales of geomorphological processes (rock face and summit scales). First, we address rock wall thermal regime in various conditions to test the hypothesis of variable effects of snow and fractures in steep alpine rock walls. Indeed, snow and fracture effects have only been globally estimated, but specific effects are assumed to be more variable at the local scale, depending on bedrock characteristics. The associated research questions are developed in Publication 1. Then, we focus on regional modelling of permafrost distribution and the interest of high resolution DEM (metric scales) to gain a realistic permafrost mapping at the local scale. Indeed, alpine rock walls are mainly controlled by incoming solar radiation which is highly variable in such rugged terrain, that only high resolution DEMs can represent (fig. 2.5). We assume that high resolution modelling may not only be important for realistic mapping but also for model validation as field data are usually not comparable to pluri-decametric pixels of distributed models. However, it has to be considered that high resolution modelling may only be relevant with high resolution input data (fig. 2.6). Related research questions are developed in Publication 2. Finally, we address possibilities in 2D characterisation of steep rock wall permafrost and validation

of distributed model. We hypothesize that ERT is applicable in near-vertical rock walls for 2D characterisation and model validation, and allow for overcoming limits of 1D data such as borehole temperature. Related research questions on ERT potentials are developed in Publication 3.

These three hypotheses are tested in the Mont Blanc massif (MBM) that is located in the north-western Alps and occupies 550 km² over France, Switzerland and Italy (fig. 2.7). It is a crystalline massif: its Variscan metamorphic basement (453 ± 3 Ma) is mainly composed of gneiss in which a granitic batholith (granite du Mont Blanc: 303 ± 3 Ma) is intruded (fig. 2.8). At the massif scale, faults and shear-zones of various directions are structuring the main peaks, couloirs and ridges with a fan-like arrangement (fig. 2.9). Topography and climatic conditions are highly asymmetrical: the steepest Italian side is warmer and drier than the French side (1/3 less precipitation and +3°C MAAT during 1980-2009 in Courmayeur than in Chamonix). In Chamonix, the MAAT has increased by 1.2°C between 1961-1990 and 1993-2012 (fig. 2.10). At the end of the 1960s, glaciers were covering about ¼ of the MBM surface area. Currently, they cover 102 km² with 63 glaciers (on the french side of the MBM only), and their equilibrium-line altitude is at ca. 2981 ± 120 m a.s.l. on the NW side, with a mean retreat of 5.6 m per year. Permafrost possibly occurs in gentle surfaces from 2100 and 2400 m a.s.l. on N and S sides respectively, and from 2200 and 2700 m a.s.l. respectively in steep rock walls. Supra- and peri-glacial morphodynamics are remarkably active. Several historical rock avalanches identified, with some dramatic consequences in some cases such as the Brenva rock avalanche in 1997 that killed two persons by triggering a snow avalanche. Rock fall activity has been considerably intensified these past two decades, especially during the 2003 summer hot wave with 182 rock fall inventoried. In 2005, the famous climbing route on the Pilier Bonatti of Les Drus has collapsed (fig. 2.11). The rock fall intensification is concomitant to air temperature rising (fig. 2.12). On top of that, the MBM shows an increase in vulnerabilities: the Chamonix valley hosts 14 000 inhabitants (2011 INSEE survey) and offers rooms for 82 000 tourists. The Aiguille du Midi (AdM) cable-car transports ca. 800 000 persons per year, and several infrastructures may be endangered by permafrost degradation.

Our study bears three objectives for which three methods have been applied. To test the 1st hypothesis on the snow and fractures effects, we aim at characterising rock wall permafrost of the MBM by analysing specific effects of these factors and their combination with the topographical control. We use rock temperature monitoring at the near surface and in 10-m-deep boreholes at the AdM site (3842 m a.s.l.; fig. 2.13). To test the 2nd hypothesis on the interest of high resolution DEM for mapping rock wall permafrost distribution we implement the first model calibrated at the Alpine scale on a 4-m-resolution DEM with local air temperature input data and compare this model to the same model at 30-m-resolution. Finally, to test the 3rd hypothesis on the potential of ERT for 2D characterisation and model validation we apply this method on six different rock faces (fig. 2.13) where contrasts in permafrost and non-permafrost were expected on the basis of the 4-m-resolution model outputs. These three methods allow for investigation at three time and space scales and in the three permafrost dimensions (fig. 2.14). The results can be used for testing the geomorphological hypothesis about the link between inventoried rockfalls and permafrost degradation.

Chapitre 2

Le permafrost de paroi : Problématiques actuelles et application sur le massif du Mont Blanc

La recherche sur le permafrost des parois alpines a débuté en Suisse depuis un peu plus d'une décennie afin de mieux comprendre le rôle de sa dégradation dans la morphodynamique des parois. L'une des grandes difficultés de cette recherche est liée au manque de données. Les séries temporelles sont encore trop peu nombreuses pour déterminer la distribution et l'évolution du permafrost de paroi à des échelles fines (évolution saisonnière à annuelle d'une face rocheuse ou d'un sommet), et pour la compréhension quantitative des processus thermomécaniques complexes. Ce chapitre fait d'abord l'état de l'art des axes de recherche que nous abordons en posant les hypothèses sur lesquelles se fonde notre travail, et les questions auxquelles nous tentons de répondre. Notre recherche a été menée dans le massif du Mont Blanc, présenté en deuxième section, et qui concentre tous les enjeux liés à la dégradation du permafrost. Les trois méthodes principales qui permettent d'aborder le permafrost de paroi dans ses différentes dimensions sont développées dans la troisième section. Notre étude a pour objectif (i) d'estimer la distribution du permafrost de paroi dans le massif du Mont Blanc en (ii) définissant ses principales caractéristiques et son fonctionnement, et (iii) en proposant une méthode pour sa caractérisation 2D et pour la validation des modèles de sa distribution dans les hautes parois alpines.

2.1. État des connaissances, hypothèses et questions recherche

Depuis les premières mesures à la surface des parois alpines il y a un peu plus d'une dizaine d'années (Gruber *et al.*, 2003), la connaissance fondamentale du fonctionnement et de la distribution du permafrost dans un tel contexte a fait des avancées majeures. Néanmoins, la compréhension quantitative des processus complexes qui contrôlent le permafrost aux échelles spatio-temporelles fines est encore limitée par la rareté des mesures dans des conditions de paroi rocheuse variables. Cette méconnaissance de son fonctionnement et de sa distribution ne permet pas encore une compréhension systémique des processus actifs dans la morphodynamique des hautes parois alpines. Un état de l'art des principaux axes d'étude de notre recherche doctorale est ici présenté afin de définir les différentes hypothèses sur lesquelles nous avons orienté notre recherche.

2.1.1. Morphodynamique des parois alpines à permafrost

2.1.1.1. Observations : écroulements, permafrost et périodes chaudes

L'instabilité des versants observée ces trois dernières décennies dans de nombreux massifs de haute montagne est rapportée à la dégradation du permafrost (Deline, 2001 ; Gruber *et al.*, 2004a ; Fischer *et al.*, 2006 ; Allen *et al.*, 2009 ; Ravel *et al.*, 2010a). De nombreux événements de plus ou moins grande ampleur ont été observés en Colombie Britannique (Geerstema, 2006), Nouvelle Zélande (McSaveney *et al.*, 1992 ; McSaveney, 2002), dans le Caucase (Haeberli *et al.*, 2004), et en particulier dans les Alpes (Ravel et Deline, 2009 ; Rozman *et al.*, 2004 ; Fischer *et al.*, 2006, 2012). Pour nombre de ces aléas, le lien entre leur déclenchement et la dégradation du permafrost a été suggéré *via* les observations d'eau dans la roche (fig. 2.1 ; Ravel et Deline, 2011 ; Huggel, 2009) ou de glace dans la niche d'arrachement (PERMOS, 2007 ; Ravel *et al.*, 2010a).

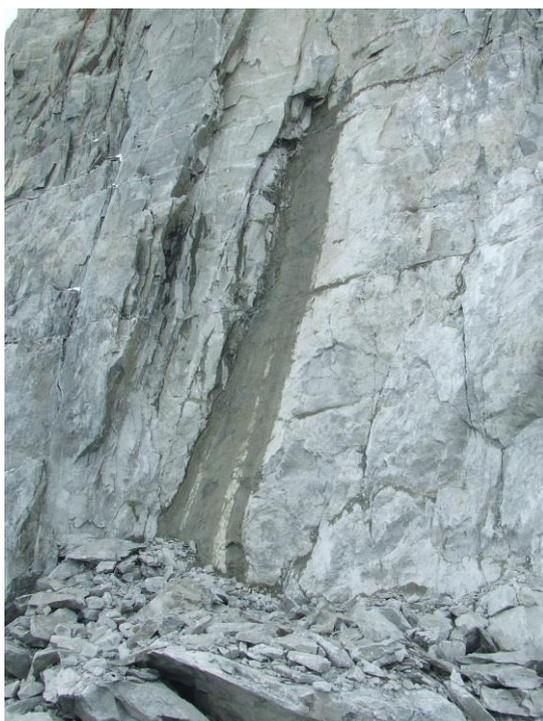


Figure. 2.1 Écoulement d'eau dans la niche d'arrachement d'un écroulement survenu aux Aiguilles Marbrées en 2005 (massif du Mont Blanc).
Photo : L. Ravel

Une corrélation de ces évènements avec les périodes exceptionnellement chaudes a également été observée (Gruber *et al.*, 2004a; Ravanel, 2010 ; Allen et Huggel, 2013). L'exemple de la remarquable fréquence des évènements observés pendant la canicule de 2003 (Keller, 2003 ; Schiermeier, 2003), renforce l'hypothèse d'un lien entre dégradation du permafrost et instabilité des parois.

Depuis 1980, le réchauffement planétaire s'accroît. Les 10 années les plus chaudes depuis le début du XX^{ème} ont été enregistrées entre 1997 et 2012 (IPCC, 2013). L'année 2014 fut la plus chaude enregistrée à l'échelle planétaire depuis 1900 avec une température annuelle moyenne de $+ 0.57 \pm 0.10$ °C par rapport à la période 1961-1990 d'après l'OMM (www.wmo.in). En France, elle fut de $+1,2$ °C par rapport à la période 1981-2010 (<http://www.meteofrance.fr>). Dans les Alpes, le réchauffement a été deux fois plus prononcé que sur l'ensemble de l'hémisphère nord depuis le début du XX^{ème} siècle (Gobiet *et al.*, 2014), avec une augmentation de 2°C (Auer, 2007).

Une dégradation du permafrost ($+0.3$ à $+1$ °C) a été enregistrée en Europe au cours de ces deux dernières décennies (Harris *et al.*, 2009), mais les séries temporelles en haute montagne sont encore trop courtes pour quantifier l'effet du réchauffement climatique sur le permafrost de paroi. Le lien entre dégradation du permafrost et écroulements reste de ce fait difficile à valider de manière empirique. Cependant les modèles développés pour simuler les processus à l'origine de ces instabilités soutiennent cette hypothèse.

2.1.1.2. Théorie et hypothèse générale

Les processus thermomécaniques qui seraient à l'origine du détachement de volumes rocheux sont détaillés dans l'encart 1.2. Gruber et Haeberli (2007) identifient deux principaux processus de dégradation du permafrost pouvant mener à la déstabilisation d'une paroi : par conduction ou par advection (fig. 2.2). La première correspond à la propagation progressive du signal climatique qui peut approfondir la couche active (réponse immédiate) et réchauffer le permafrost en profondeur (réponse retardée). L'approfondissement des couches actives dans les forages suisses pendant la canicule de 2003 – elle est passée de 4,5 à 8,6 m de profondeur entre 2002 et 2003 au Schilthorn (2909 m ; PERMOS, 2007) - et sa corrélation avec la fréquence des évènements enregistrés soutiennent l'hypothèse d'une réponse rapide (Gruber et Haeberli, 2007). Les évidences empiriques du réchauffement du permafrost (réponse retardée) comme facteur de déclenchement sont plus difficiles à identifier : les mesures *in situ* au niveau de parois instables sont rares, tandis que les écroulements sont conditionnés par d'autres facteurs comme la structure ou la topographie (Fischer *et al.*, 2012). La modélisation numérique permet toutefois d'appréhender la conduction 1D dans la couche active (fig. 2.3 ; Gruber *et al.*, 2004a) et 3D dans un sommet alpin (fig. 2.4 ; Noetzli et Gruber, 2009 ; Deline *et al.*, 2011).

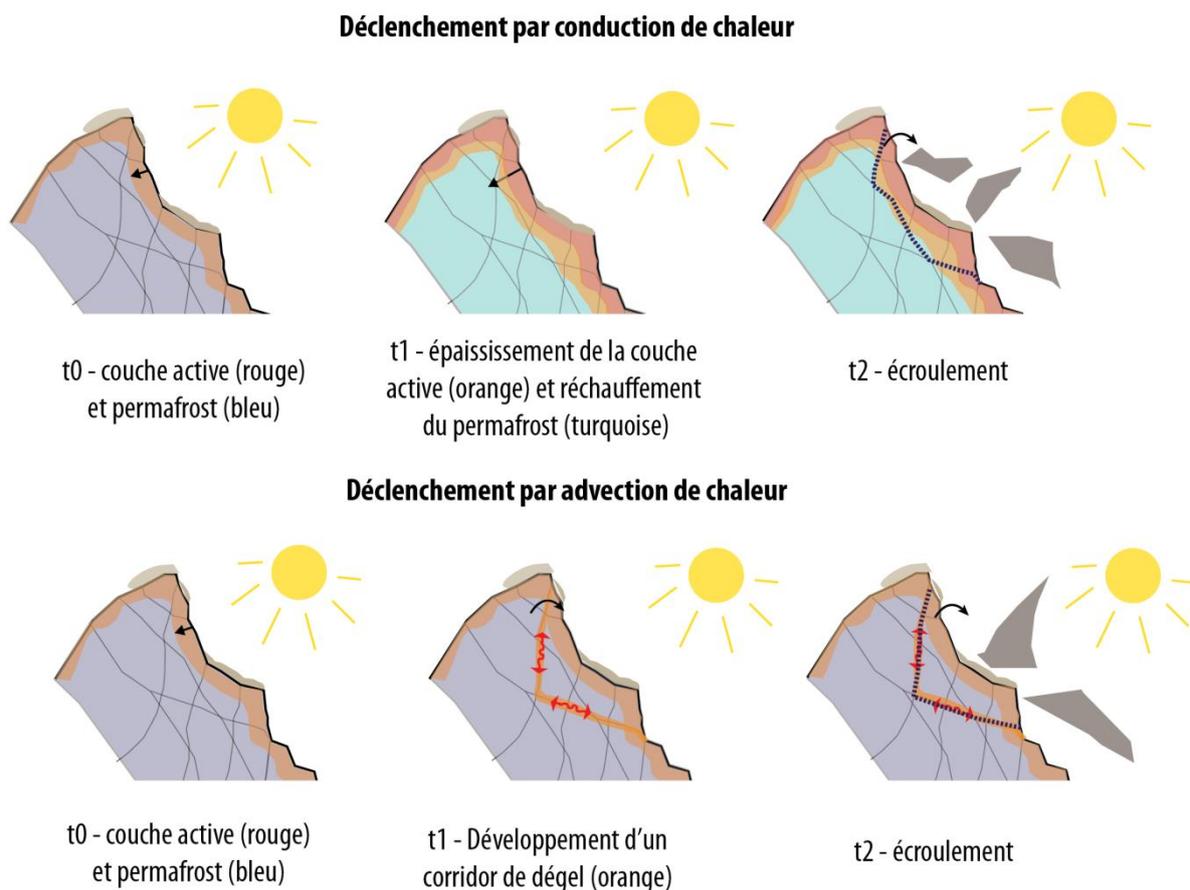


Figure 2.2. Schématisation des deux principaux types de dégradation du permafrost pouvant provoquer des écoulements.

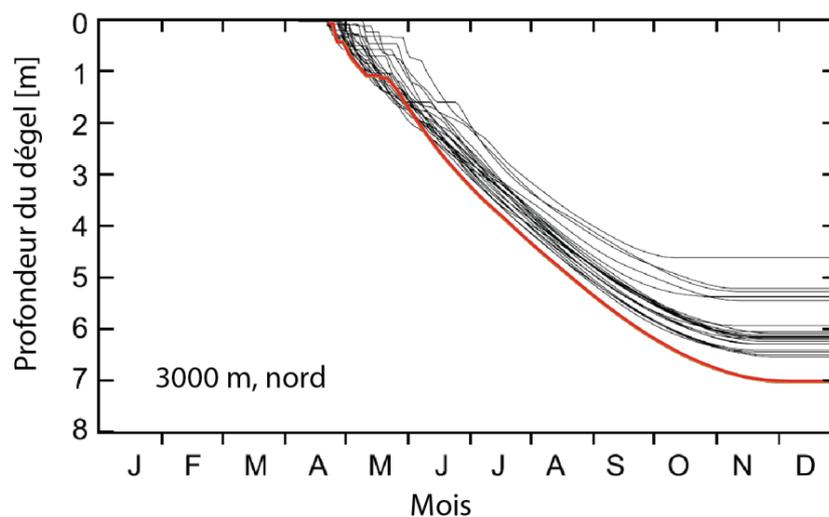


Figure 2.3. Modèle de formation de la couche active pour chaque année au cours de la période 1982-2002 (noir) et en 2003 (rouge). Gruber et al., (2004a), modifié.

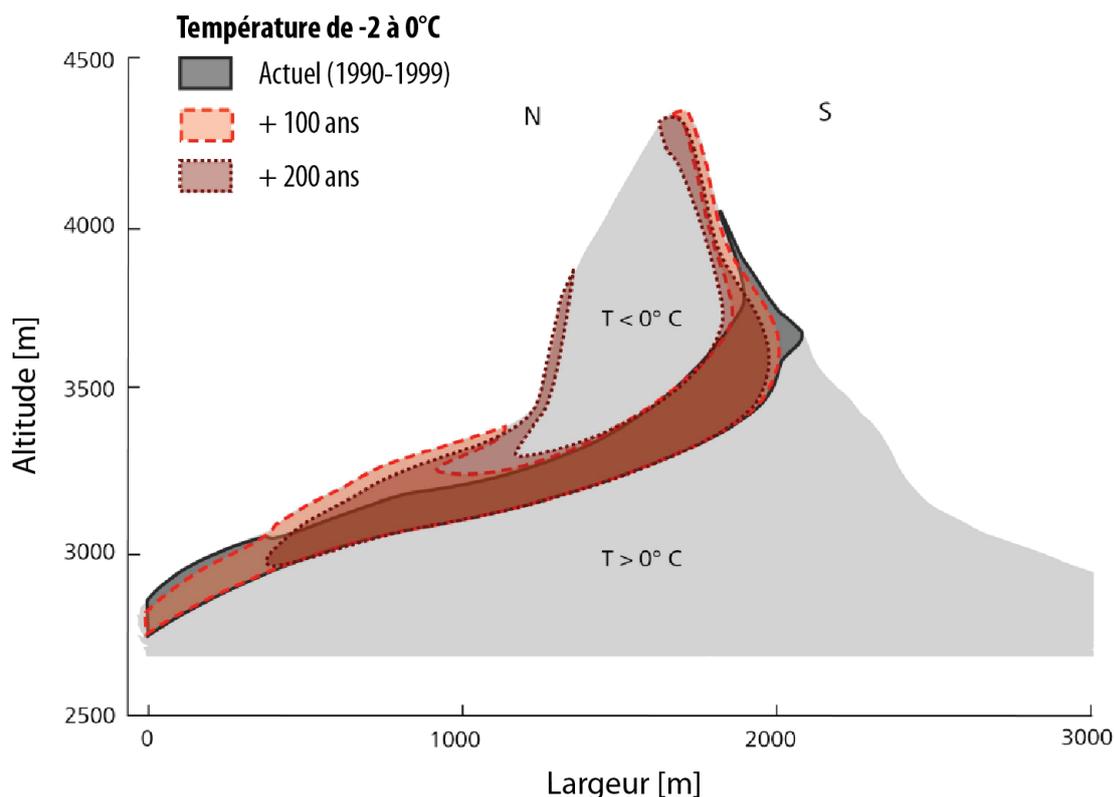


Figure 2.4. Coupe N-S d'un modèle 3D de la distribution de la classe de température -2°C à 0°C (permafrost chaud) au Cervin pour la période 1990-1999, dans 100 ans et dans 200 ans (Noetzli et Gruber 2009, modifié).

En revanche, les processus d'advection de chaleur restent très peu explorés en paroi rocheuse. Des corridors de dégel identifiés par des approches géophysiques ont été imputés à la percolation d'eau le long des fractures, dégelant la glace qu'elles contiennent (Krautblatter et Hauck, 2007). Hasler *et al.* (2011b) ont proposé un modèle conceptuel et des expériences en laboratoire pour identifier les processus d'échange thermique au sein des fractures d'une masse rocheuse. L'advection de chaleur par la percolation d'eau le long des fractures peut en effet réchauffer localement le permafrost et fragiliser le ciment de glace entre les volumes rocheux ; elle rend possible les écroulements en contexte de permafrost froid.

La combinaison des observations de terrain, des modélisations numériques et des expériences en laboratoire conduit à la formulation de cette hypothèse générale:

Hypothèse géomorphologique

L'augmentation des écroulements rocheux en haute montagne observée ces trois dernières décennies résulterait de la dégradation du permafrost sous l'effet du réchauffement climatique.

Le développement récent de modèles et l'augmentation des observations confirment peu à peu cette hypothèse générale, mais l'anticipation des aléas gravitaires requiert une compréhension plus précise des processus aux échelles spatiales et temporelles fines. Le recueil de données pour le développement de modèles à la résolution des processus thermomécaniques est l'une des premières étapes à franchir (Krautblatter *et al.*, 2012). Dans cette recherche doctorale nous

développons trois axes d'étude du permafrost des parois alpines : ses caractéristiques à l'échelle locale (sommet, versant), sa distribution de l'échelle régionale (massif) à locale, et la validation des modèles existants à partir de données 2D. Le but est d'acquérir des données utiles à la compréhension du fonctionnement du permafrost à l'échelle des processus morphodynamiques.

2.1.2. Trois axes de recherche sur le permafrost de paroi

2.1.2.1. Quantifier le régime thermique des parois dans différentes conditions

Le permafrost des parois de haute montagne est hautement sensible aux conditions topographiques, ce qui le rend très variable spatialement. Les premières mesures ont été réalisées en surface de parois lisses et compactes (Gruber *et al.*, 2003). Elles ont permis de développer de premiers modèles de distribution du permafrost en paroi (Gruber *et al.*, 2004a ; Noetzi *et al.*, 2007) dans des conditions idéalisées (topographie simplifiée, milieu compact et isotrope). Le permafrost a donc d'abord été appréhendé comme un système simplifié, gouverné par des échanges directs avec l'atmosphère et par la conduction thermique (voir sect. 4.1. et Pub. 2 pour un état de l'art plus détaillé de la modélisation du permafrost de paroi). Néanmoins, Hasler *et al.* (2011a) ont expliqué que les effets de la neige et de la fracturation induisent des conditions globalement plus froides que celles proposées par ces modèles (de -1°C dans les faces ombragées à -3°C dans les faces ensoleillées). La neige et la fracturation modifient aussi très certainement la distribution et l'évolution du permafrost de paroi à l'échelle locale.

Les parois alpines ont une couverture nivale hétérogène et intermittente qui, du fait de la pente, dépasse rarement le seuil de 60-80 cm d'épaisseur à partir duquel elle isole le terrain des conditions atmosphériques (Keller et Gubler, 1993 ; Hanson et Hoelzle, 2004 ; Luetschg *et al.*, 2008). La neige sur les parois est donc généralement considérée comme un facteur de refroidissement car (i) son albédo est plus élevé que celui de la roche (Zhang *et al.*, 2005), (ii) les accumulations <60-80 cm d'épaisseur conduisent le froid de l'air à la surface de la paroi (Luetschg *et al.*, 2008 ; Pogliotti, 2011), (iii) son accumulation peut perdurer pendant les saisons à fort rayonnement comme au printemps (Hasler *et al.*, 2011a), et (iv) elle peut tomber même en été (Gruber et Haeberli, 2007 ; Pogliotti, 2011). Une épaisseur de neige >60-80 cm reste possible en paroi, dans des secteurs localement favorables (microreliefs concaves par exemple), mais elle n'est pas considérée par les études récentes bien que ses effets puissent différer de l'effet globalement refroidissant de la neige en paroi considéré jusqu'à maintenant.

La circulation d'eau dans une fracture réchauffe pour sa part localement le permafrost tandis qu'une fracture remplie de glace amortit le signal climatique. La ventilation d'air dans une fracture ouverte a un effet globalement refroidissant (Hasler *et al.*, 2011a ; 2001b). Les effets de la neige et de la fracturation varient donc en fonction des conditions locales de la paroi ; et restent difficiles à appréhender aux différentes échelles spatio-temporelles du fait du manque de mesures. À partir des dernières avancées décrites *supra*, nous partons de l'hypothèse que :

Hypothèse 1

La neige et la fracturation ont des effets additionnels au contrôle topographique sur la couche active et le permafrost des parois alpines, qui seraient variables selon les conditions locales.

Une série de questions de recherche est formulée pour tester cette hypothèse :

Questions 1 :

- **Quelle est la variabilité de la température en surface des parois induite par la neige ?**
- **Quels sont les effets de la neige et de la fracturation sur la couche active et le permafrost d'une paroi?**

Les mesures de température sont une étape essentielle dans la compréhension des processus qui contrôlent la couche active et le permafrost. Elles permettent d'initialiser et de valider les modèles nécessaires pour estimer sa distribution locale à régionale, et son évolution.

2.1.2.2. Modéliser la distribution du permafrost à l'échelle locale

La distribution du permafrost peut être appréhendée de manière simplifiée avec la seule considération du contrôle topographique (sect. 1.2.2) et l'importante variabilité de la température qu'il engendre sur de faibles distances horizontales (Gruber *et al.*, 2004b). Les parois de haute montagne sont un terrain particulièrement accidenté où le permafrost est soumis à la variabilité de l'ensoleillement induite par les microreliefs (de l'ordre du centimètre au décimètre). Or, les modèles distribués du permafrost de paroi à l'échelle d'un massif sont basés sur une résolution d'un minimum de 30 m (modèle numérique d'altitude ASTER-GDEM ; Allen *et al.*, 2009 ; Boeckli *et al.*, 2012a ; 2012b) avec des données d'entrée de l'ordre du km, tandis que ceux à l'échelle d'un sommet utilisent une résolution de 20 m (Noetzli *et al.*, 2007). Ces résolutions pluri-décamétriques (fig. 2.5) ne considèrent pas la microtopographie, ce qui ne permet donc pas de rendre compte de son importance dans la distribution locale du permafrost.

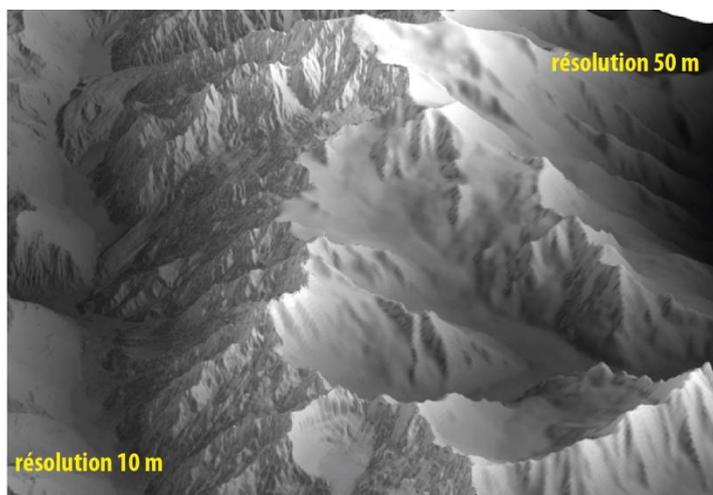


Figure 2.5. Différence de représentation de la topographie d'un MNA à 50 m de résolution et à 10 m de résolution. Ravel (2010), modifié.

Une haute résolution spatiale n'a toutefois guère de sens si les données d'entrée ne peuvent rendre compte de leur variabilité (exemple de la température de l'air et de sa variabilité altitudinale) à une résolution pertinente. Le ré-échantillonnage des modèles climatiques pour contraindre les modèles de distribution ou d'évolution du permafrost en montagne est un défi de taille (fig. 2.6). Des développements ont récemment été proposés pour pallier cette difficulté (Fiddes et Gruber, 2012 ; 2014).

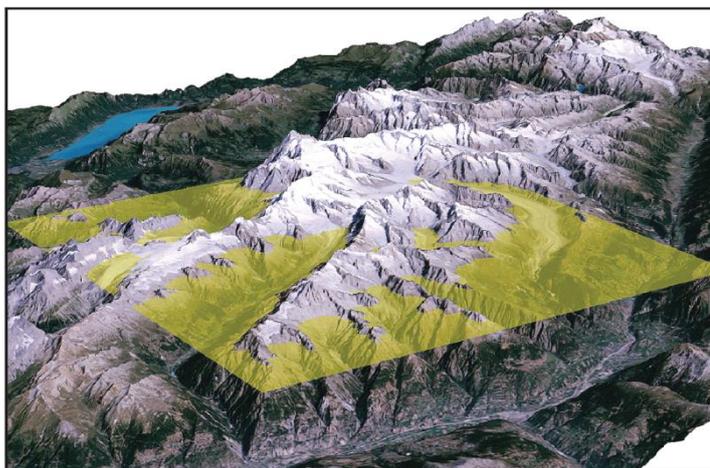


Figure 2.6. Décalage d'échelle entre une grille climatique (résolution 1 km), et la réalité topographique (Gruber, 2012).

Les limites à la compréhension du fonctionnement local du permafrost ne résident pas uniquement dans le manque de représentativité des sorties des modèles de résolution grossière. Si ces modèles peuvent offrir une estimation satisfaisante à l'échelle d'un massif ou d'un sommet, leur validation reste limitée par le manque de données directement comparables à leurs sorties. En effet, les séries temporelles de température des parois ont une représentativité spatiale limitée à celle du point de mesure, non comparable avec le pixel pluridécimétrique d'un modèle. L'utilisation de MNAs et de données d'entrée de haute résolution spatiale (métrique), pour appréhender le contrôle du microrelief sur la distribution du permafrost de paroi pourrait permettre à la fois une prédiction précise à l'échelle locale et la validation du modèle avec des données de terrain. Nous formulons alors l'hypothèse suivante :

Hypothèse 2

Un modèle à résolution métrique pourrait permettre d'estimer la distribution du permafrost à l'échelle locale et pourrait être directement confronté à des données de terrain pour sa validation.

Pour tester cette hypothèse, il est nécessaire de s'interroger sur :

Question 2 :

- **Quel est l'intérêt de la haute résolution spatiale pour l'estimation locale de la distribution du permafrost de paroi ?**

Cette question 2 n'aborde qu'en partie l'Hypothèse 2. L'aspect de la validation de modèles doit ouvrir le troisième axe de recherche.

2.1.2.3. Caractériser et valider la distribution 2D du permafrost de paroi

La connaissance empirique du permafrost des parois alpines se fonde principalement sur des mesures de température en surface et dans des forages. L'essentiel de ces données concernent des secteurs où cette présence est certaine et continue, alors que les secteurs où la présence de permafrost est moins certaine et plus discontinue restent très peu étudiés. L'instrumentation de tels secteurs est délicate. Par ailleurs, les mesures de température sont une représentation 1D qui ne rend pas compte de la variabilité spatiale du permafrost à une échelle

fine. En effet, si une collection de différentes séries temporelles réparties dans un massif donne une représentation de la variabilité du permafrost à l'échelle régionale, elle ne rend pas compte de sa variabilité autour des points de mesure. Cette faiblesse limite l'intérêt des modélisations de distribution du permafrost à haute résolution puisqu'elles ne peuvent être validées. La difficulté de la validation de modèles de permafrost est donc double: le manque de données représentatives de la variabilité (pluri-)décamétrique du permafrost, et la résolution grossière des modèles qui ne représente pas la variabilité naturelle du terrain.

La tomographie de résistivité électrique (ERT) offre une image 2D du terrain mesuré et offre donc la possibilité de s'affranchir des limites des mesures 1D. Son utilité pour la validation de modèle distribués en combinaison avec des mesures directes a déjà été mise en évidence (Noetzli *et al.*, 2008). Son application en paroi alpine a été approuvée pour le suivi de la couche active (Krautblatter et Hauck, 2007). Cette méthode apparaît donc adaptée à la validation de modèles distribués en paroi rocheuse, dans la mesure où leur résolution spatiale est pertinente, mais cette application n'a pas encore été mise en place du fait des difficultés techniques qu'elle représente. L'acquisition de telles données constitue une opportunité unique de caractérisation 2D du permafrost de paroi. En se basant sur les dernières avancées de l'ERT, nous faisons l'hypothèse suivante :

Hypothèse 3

L'ERT est applicable en paroi alpine pour caractériser le permafrost en 2D et pourrait servir à valider des modèles de distribution.

Plusieurs questions sont soulevées par cette troisième hypothèse :

Questions 3 :

- **Est-ce que l'ERT permet de visualiser la distribution du permafrost et les changements interannuels le long d'une paroi subverticale?**
- **Confirme-t-elle la connaissance actuelle sur le permafrost de paroi : contrôle topoclimatique, effets de la neige et de la fracturation ?**
- **Est-ce que l'ERT fourni des données pertinentes pour la validation de modèles distribués du permafrost de paroi ?**

Notre travail a pour objet d'apporter des éléments de compréhension des caractéristiques et de la distribution du permafrost à l'échelle d'un versant ou d'un sommet, utiles à la compréhension de la morphodynamique des parois alpines. À partir des trois hypothèses et des questions qui y sont rattachées, notre travail interroge les effets de la neige et de la fracturation sur la distribution du permafrost et les intérêts de sa modélisation à haute résolution spatiale. Nous posons la question de la validation à la fois des modèles de distribution régionale du permafrost ou 3D d'un sommet, en proposant une méthode pour y répondre. Les hypothèses et questions de recherche sont traitées dans un massif emblématique de la haute montagne alpine : le massif du Mont Blanc.

d'une pente moyenne de 40° domine Courmayeur, alors que les 3700 m de dénivellation qui séparent Chamonix de cette ligne de crête frontalière ont une pente moyenne de 15° et s'étendent sur de larges vallées et bassins glaciaires qui entrecoupent les aiguilles granitiques abruptes surplombant la vallée de l'Arve. Le massif du Mont Blanc compte deux unités lithologiques principales (fig. 2.8) : un ensemble métamorphique (schistes, gneiss) le long de sa bordure occidentale qui daterait de 453 ± 3 Ma, et une unité granitique intrusive tardihercynienne datée de 303 ± 3 Ma (Bussy et von Raumer, 1994). L'essentiel du granite du Mont Blanc est un granite porphyrique (cristaux de grande taille), à faciès à grains fins dans le quart NE du massif (Baggio, 1958 ; Bussy, 1990).

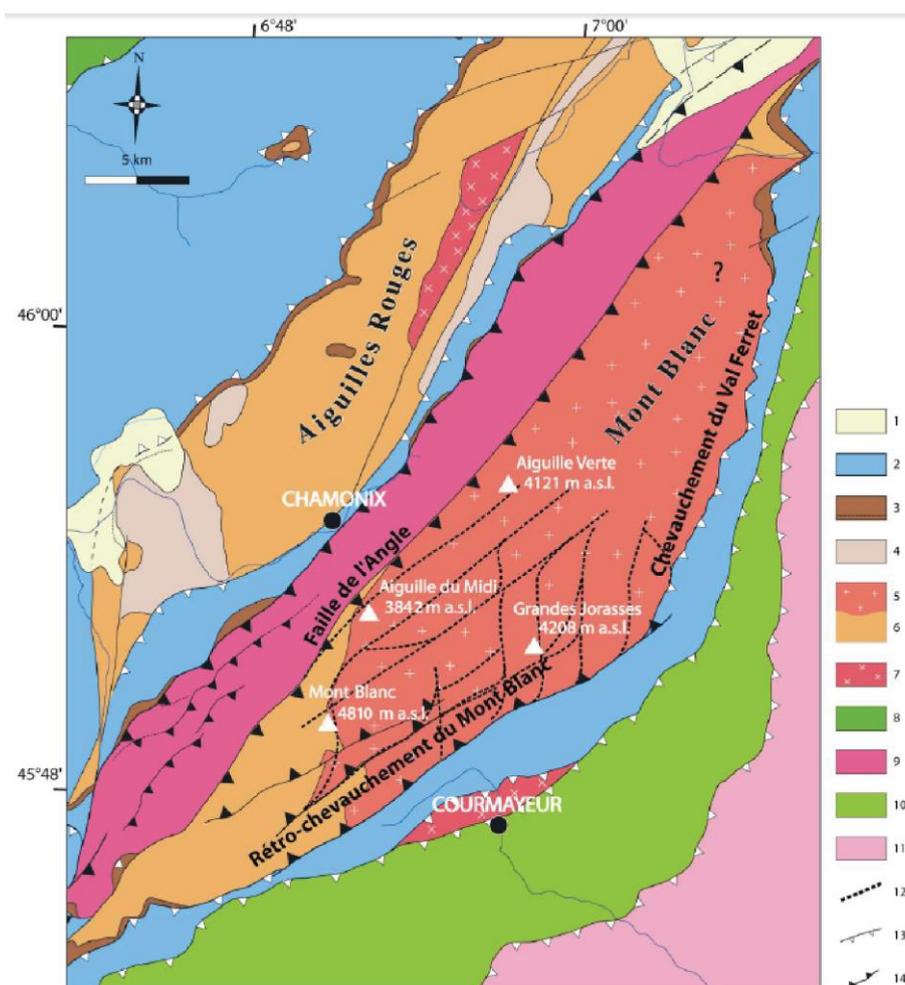


Figure 2.8. Carte géologique simplifiée de la région du Mont Blanc. 1 : Quaternaire, 2 : sédiments mésozoïques dauphinois et helvétiques, 3 : Trias, 4 : Carbonifère, 5 : granite du Mont Blanc, 6 : roches métamorphiques varisques (gneiss), 7 : granites indifférenciés, 8 : klippe pennique, 9 : zone de cisaillement du Mont Blanc (gneiss), 10 : Versoyen + Valais, 11 : zones internes, 12 : réseau de zones de cisaillement cartographié, 13 : chevauchement, 14 : faille inverse. (Leloup et al., 2005, modifié par Ravel, 2010).

Cette structure et ces roches témoignent d'une histoire polyphasée. Les interprétations structurales du massif divergent selon les différents points de vue sur les comportements mécaniques de la croûte continentale au cours de l'orogénèse (Leloup et al., 2005).

À petite échelle, des failles et zones de cisaillement de directions diverses accidentent le massif : les structures hercyniennes le découpent selon une direction N-S à N 25°E, auxquelles se surimposent les failles alpines d'orientation N 45°E. Leur largeur varie de quelques décimètres à plusieurs décimètres, et peuvent atteindre plusieurs dizaines de kilomètres de longueur avec une densité très variable (Rossi, 2005). Ces zones de cisaillement, fortement verticalisées, délimitent les principaux éperons, arêtes, cols et couloirs. Elles comportent deux familles de failles inverses qui recoupent l'ensemble du massif : l'une d'orientation N40-N60 à composante dextre pour l'essentiel et l'autre orientée N-S à composante senestre principalement.

De grandes zones de mylonitisation (broyage tectonique réduisant la roche en grains fins) caractérisent ces déformations (Antoine *et al.*, 1978), composées de roches écrasées, poreuses et constituant des zones de fragilité au regard du développement des instabilités. La déformation progressive de ces zones de cisaillement produit une structure en éventail (fig. 2.9) résultant du régime de compression horizontale alpine, avec un pendage SE au NW du massif et NW sur sa bordure SE, les structures les plus verticales et les moins altérées se trouvant au centre du massif (Bertini *et al.*, 1985).

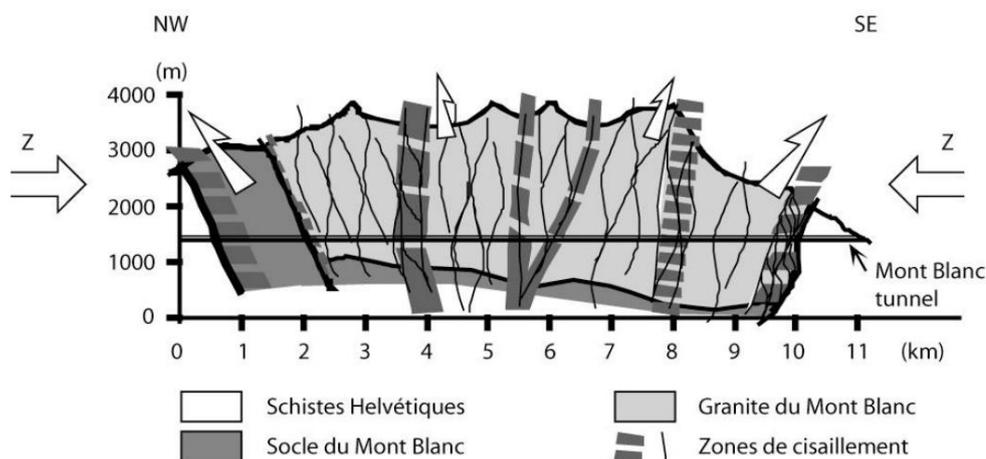


Figure 2.9. Schéma interprétatif de l'orientation des zones de cisaillement résultant de la compression alpine (flèches z) dans le massif du Mont Blanc. Le réseau orienté N40-N60 forme une structure en éventail (Rossi, 2005).

À grande échelle, plusieurs familles de diaclases interviennent également dans le modelé du massif (Bozonnet, 1981), dont la variété de densité, d'orientations et d'inclinaison présente un intérêt pour l'analyse des écroulements rocheux (Ravanel, 2010).

2.2.1.2. Climat et et géomorphologie de la haute montagne du massif

a. Conditions climatiques

Les conditions climatiques du massif sont à l'image de la topographie, très dissymétriques avec une influence à la fois des régimes d'ouest avec des précipitations qui s'abattent sur le versant français et un effet de foehn sur le versant italien, ou avec un régime de sud-est arrosant le versant italien avec un foehn sur le versant français. Le versant français est plus froid et plus humide que le versant italien. Sur la période 1980-2009, la TAMA à Courmayeur était environ 3°C plus élevée que celle de Chamonix (données de Météo France et

Meteo Italia) pourtant situé 200 m plus bas. Courmayeur reçoit 1/3 de moins de précipitations que Chamonix. Le gradient adiabatique est variable d'un versant à l'autre du massif, avec une valeur comprise entre 0,33 et 0,74°C.100 m⁻¹ du côté français pour les températures minimale et maximale respectivement, alors qu'il est compris entre 0,46 et 0,91°C.100 m⁻¹ du côté italien (Harbrot, 2008).

Au cours de la période 1961-1990, la TAMA calculée à partir des moyennes journalières obtenues à partir des températures minimale et maximale quotidiennes (TNTXM) était de 6,5°C à Chamonix ; elle a augmenté de 1,2°C entre cette période et 1993-2012. Depuis 1988, l'anomalie de température par rapport à la moyenne 1961-1990 a toujours été positive (fig. 2.10). Les précipitations étaient d'en moyenne 1242 mm pendant 1961-1990 et restent du même ordre au cours de la période récente.

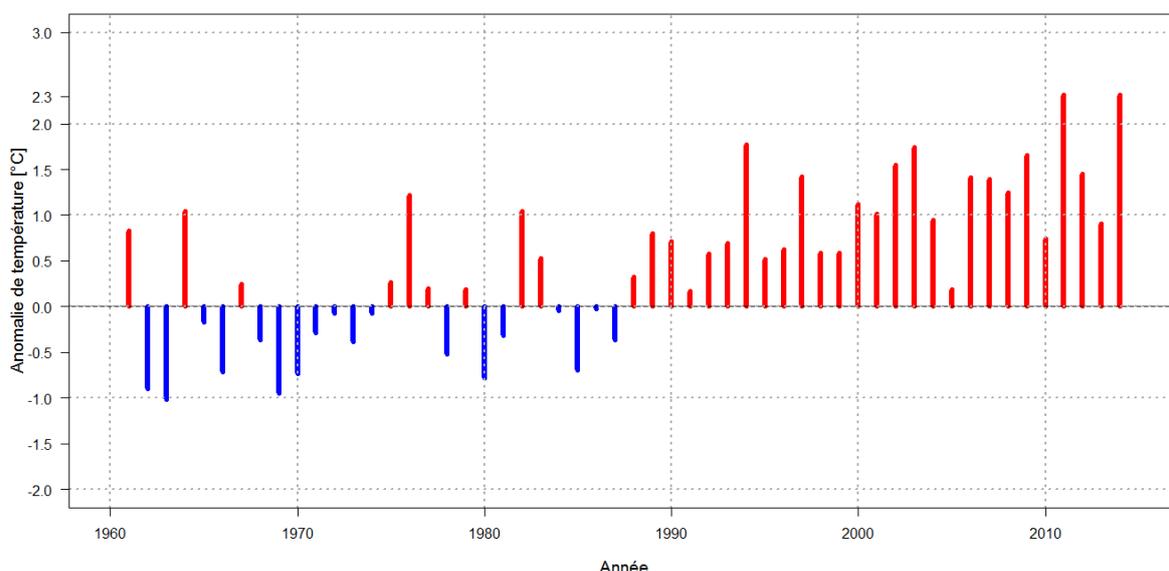


Figure 2.10. Évolution de l'anomalie de la température annuelle moyenne de l'air par rapport à la moyenne 1961-1990 à Chamonix (données Météo France).

b. Englacement

Près d'un quart de la superficie du massif du Mont Blanc était couverte par des glaciers dans les années 1960 avec environ 170 km² (Vivian, 1975). Gardent *et al.* (2014) comptent 102 km² de surface glaciaire sur le versant français, répartie en 63 glaciers et calcule une rétraction d'en moyenne 0,26% par an jusqu'à la période récente. La ligne d'équilibre glaciaire se situait en moyenne autour 2981 ± 120 m sur le versant NW du massif au cours de la période 1984-2010, et est remontée d'en moyenne 5,6 m par an (Rabatel *et al.*, 2013). Le glacier des Bossons, dont le front est l'un des plus bas de l'arc alpin, descend actuellement jusqu'à 1430 m d'altitude tandis que la Mer de Glace et le glacier d'Argentière atteignent respectivement 1530 et 1590 m. En 1994, la température de la micro-calotte du Dôme du Goûter (4300 m) était de -8,5°C à 20 m de profondeur et -11°C à partir de 60 m de profondeur (Vincent *et al.*, 2007). Une comparaison diachronique entre 1905 (Vallot *et al.*, 1948) et 2005 montre que l'épaisseur de glace a très peu varié au cours du dernier siècle à cette altitude, tendance confirmée par la reconstitution des bilans de masse (Vincent *et al.*, 2007).

c. Géomorphologie péri- et supra-glaciaire

D'après la carte d'indice de permafrost de Boeckli *et al.* (2012b), le permafrost descend jusqu'à 2100 et 2400 m d'altitude en versants nord et sud, respectivement, dans les formations superficielles, et 2200 et 2700 m d'altitude dans les parois rocheuses. Les domaines péri- et supra-glaciaires du massif sont caractérisés par une morphodynamique très active. De grands écroulements historiques ont marqué le massif. Le dépôt qui occupe le haut Val Ferret en aval du glacier de Triolet, longtemps considéré comme un complexe morainique (Sacco, 1918, Aeschlimann, 1983), résulte d'un grand écroulement rocheux survenu en 1717 (Porter et Orombelli, 1980 ; Akçar *et al.*, 2012). Le secteur de la Brenva a lui aussi été le lieu de plusieurs écroulements. Celui détaché du Grand Pilier d'Angle (4243 m) en 1920 (Brocherel, 1920) a remodelé tant les hautes parois (abaissement du col de Peuterey d'une trentaine de mètres) que le glacier et le Val Veny. L'essentiel du glacier inférieur de la Brenva et plus d'1 km du flanc externe de sa moraine latérale droite ont été recouverts par le dépôt (Deline, 2001). Un second écroulement majeur d'un volume d'environ 2×10^6 m³ s'est détaché en 1997 de l'éperon de la Brenva (Barla *et al.*, 2000). Il a parcouru une distance de 5750 m pour une dénivellation de 2325 m (Deline, 2002). Cet événement a eu des conséquences dramatiques : l'avalanche engendrée par l'écroulement rocheux a tué deux skieurs sur le versant opposé (Deline, 2001).

2.2.2. Une intensification des écroulements rocheux

2.2.2.1. Les écroulements enregistrés depuis 2003

Comme les massifs suisses, le massif du Mont Blanc a été marqué par une fréquence remarquable des écroulements rocheux au cours de l'été caniculaire de 2003. Ravanel (2010) en a recensé 182 pour ce seul été, puis 139 entre 2007 et 2009, d'un volume de 100 à 50 000 m³. De la glace a été observée dans les niches d'arrachement de 22 d'entre eux. En 2005, le pilier Bonatti (pilier SW du Petit Dru), célèbre auprès des alpinistes, s'est écroulé (fig. 2.11). Cet écroulement de 265 000 m³ a mis un point final à la disparition progressive de ce pilier emblématique de l'alpinisme, après 7 autres écroulements entre 1905 et 2005.



Figure 2.11. Écroulement précédant l'écroulement majeur du Pilier Bonatti dans la face ouest des Drus en juin 2005 (photo : collection personnelle L. Ravanel).

L'analyse de ces événements a montré leur lien avec les périodes chaudes à différentes échelles temporelles. Les huit écroulements recensés dans la face ouest des Drus coïncident avec une température de l'air élevée à l'échelle du siècle. Près de $\frac{3}{4}$ des 42 écroulements recensés sur le versant nord des Aiguilles de Chamonix depuis la fin du Petit Âge Glaciaire ont eu lieu au cours des deux dernières décennies de réchauffement (fig. 2.12). D'après un modèle de température annuelle moyenne à la surface des parois (TAMSP ; S. Gruber en 2006), 313/321 écroulements recensés par Ravanel (2010) en 2003 et entre 2007 et 2009 se sont produits en contexte de permafrost possible ou probable ; 96% de ces écroulements ont eu lieu en été.

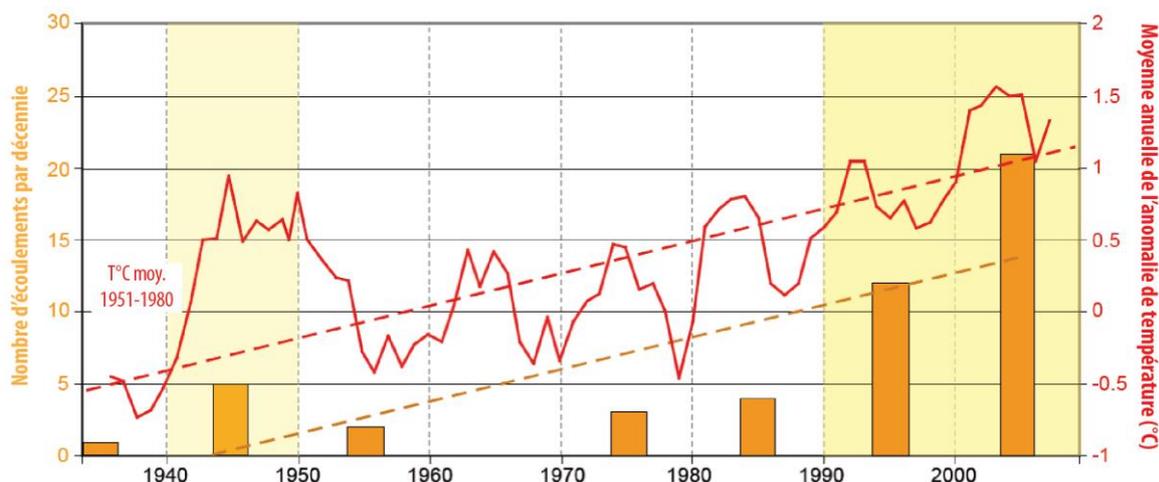


Figure 2.12. Relation entre la température de l'air et les écroulements regroupés par décennie au cours de la seconde moitié du XX^{ème} siècle (Ravanel et Deline., 2015).

2.2.2.2. Un massif qui concentre les vulnérabilités

La vallée de Chamonix est densément peuplée. En 2011, l'INSEE y recense près de 14 000 habitants. À cette population permanente s'ajoute la population touristique avec plus de 82 000 lits disponibles selon la Communauté de communes (<http://www.cc-valleedechamonixmontblanc.fr>). Plus de 4,5 millions de nuitées y ont été enregistrées en 2011. Le tourisme de la vallée de Chamonix est en grande partie orienté vers la contemplation et la pratique estivale et hivernale de la haute montagne, une activité touristique bénéficiant de nombreuses remontées mécaniques et infrastructures. Le téléphérique de l'Aiguille du Midi (1030 – 3842 m) et le train du Montenvers (1030 – 1915 m) sont les infrastructures les plus fréquentées de la Haute Savoie avec environ 800 000 passages enregistrés par remontée pour de l'année 2012. Une partie des touristes, grimpeurs, alpinistes ou randonneurs fréquentent les itinéraires qui parcourent le massif du fond des vallées aux sommets les plus abruptes. Les refuges permettant le séjour des alpinistes sont présents sur la plupart des itinéraires de haute montagne.

Duvillard (2015) recense 65 infrastructures (pylône de remontée mécanique, refuge ou gazex) dans le massif. Elles sont classées en fonction d'un indice de risque calculé à partir de leur vulnérabilité, des aléas potentiels en partie déterminés par la carte d'indice de permafrost des Alpes (Boeckli *et al.*, 2012b), et des enjeux associés. Cinquante d'entre elles sont situées dans un secteur à risque limité à marqué, pouvant subir des dommages limités ou des déstabilisations

partielles. Le refuge des Cosmiques, déstabilisé en 1986 (Ravanel *et al.*, 2013), est par exemple caractérisé par un risque marqué d'après cette étude. La fréquentation importante du massif accroît la vulnérabilité face aux aléas gravitaires et aux différents types de risques qui y sont associés. La forte énergie de relief induit de possibles effets en cascade dont la magnitude pourrait être remarquable. Une large partie de l'économie de la vallée repose sur la pérennisation des installations et activités de haute montagne. La compréhension des processus et de la distribution du permafrost à l'échelle humaine (infrastructure, itinéraire) est un enjeu crucial pour ces infrastructures et activités.

Le massif du Mont Blanc, le plus élevé de l'arc alpin, est aussi l'un des plus densément occupés. Le réchauffement planétaire des trois dernières décennies y a été particulièrement marqué, et le recul glaciaire évident. La morphodynamique des parois péri- et supra-glaciaires s'est manifestement intensifiée comme en témoigne le nombre d'écroulements remarquable, notamment au cours des étés caniculaires. Il constitue donc un cadre idéal pour tester les hypothèses de notre étude. Pour répondre aux questions de recherche issues de celles-ci, trois méthodes ont été appliquées avec des objectifs spécifiques.

2.3. Objectifs, méthodes et organisation de la recherche

Pour répondre aux trois hypothèses avancées et aux questions de recherche associées, trois méthodes d'investigation différentes ont été appliquées aux parois du massif du Mont Blanc. Chacune d'entre elles permet d'aborder les caractéristiques et/ou la distribution du permafrost à des échelles différentes. L'Hypothèse géomorphologique (sect. 2.1.1) est testée suite à la synthèse des résultats issus des différentes méthodes, et permet d'aborder ensuite les perspectives de recherche. Nous présentons ci-dessous nos trois méthodes d'investigation et leurs objectifs respectifs, puis la manière dont leurs résultats peuvent être mobilisés pour aborder les questions d'ordre géomorphologique.

2.3.1. Objectifs et méthodes

2.3.1.1. Le monitoring à l'Aiguille du Midi

Si notre premier axe d'étude porte sur la quantification des processus qui contrôlent le fonctionnement du permafrost, ceux-ci doivent d'abord être identifiés de manière qualitative. Pour répondre aux Questions 1 (section 2.1.2.1), des mesures continues de la température en surface, dans la couche active et au sein du permafrost sont nécessaires. Elles doivent couvrir différentes conditions de surface, avec des modalités d'enneigement et de fracturation variables. Des relevés météorologiques sont nécessaires pour confronter la dynamique thermique des parois à celle de l'atmosphère et faire la part entre les contrôles climatique, topographique, de la neige et de la fracturation.

Pour réaliser ce suivi de la température, nous avons choisi un site d'étude facilitant la collecte des données et la maintenance des instruments tout en présentant les caractéristiques morphologiques adéquates pour répondre aux questions de recherche : l'Aiguille du Midi, équipée depuis 2005 (fig. 2.13). Pour notre étude, nous utilisons les enregistrements de température de neuf capteurs de surface, de trois forages de 10 m de profondeur équipés de 15

capteurs chacun, et d'une station de Météo France implantée au sommet du site. Notre analyse a les objectifs suivants:

Objectifs 1 :

- Définir les caractéristiques du permafrost de l'Aiguille du Midi au regard des sites de paroi existants et de l'état des connaissances.
- Analyser la variabilité des effets de la neige et de la fracturation sur la température de surface, sur la couche active et sur le permafrost.

La discussion des résultats s'appuie également sur des photographies du manteau neigeux de deux faces du site et des relevés de précipitations à Chamonix.

Les mesures de température de surface servent à l'évaluation du modèle de distribution du permafrost utilisé pour répondre à la Question 2.

2.3.1.2. La modélisation statistique de la distribution du permafrost

Un modèle est une représentation abstraite et simplifiée de la réalité (Wainwright et Mulligan, 2004) qui permet de mieux comprendre la complexité des systèmes environnementaux. Différents modèles existent, basés sur des fonctions mathématiques, des équations physiques ou des reconstructions matérielles de l'environnement. Les modèles empiriques ajustent des fonctions mathématiques entre des observations et des variables explicatives, tandis que les modèles à base physique simulent directement les processus pour tenter de reproduire les variables observées (voir sect. 4.1 pour une revue des approches de modélisation développées pour le permafrost alpin et de paroi).

Un premier modèle statistico-empirique du permafrost de paroi ajusté à des mesures de TAMSP réparties sur l'arc alpin (Boeckli *et al.*, 2012a) a permis une estimation de sa distribution dans le massif du Mont Blanc. La résolution à 30 m de ce modèle ne permet toutefois pas d'estimation à l'échelle d'une paroi. La résolution du MNA utilisé est ainsi souvent plus grossière que l'échelle de variabilité naturelle des paramètres environnementaux (Etzelmuller, 2013). La qualité du calcul de radiation solaire (enc. 1.1) est par exemple particulièrement dépendante de cette résolution spatiale. La résolution détermine alors les applications possibles du modèle, les résolutions >100 m ne pouvant prétendre qu'à une modélisation continentale, sur la base de la température de l'air notamment, et sans indication sur les particularités locales de distribution (Heggem *et al.*, 2001).

De plus, elle est trop grossière pour être comparable à des données de terrain. Pour répondre aux Questions 2 et 3, nous implémentons ce modèle avec des données d'entrée locales, sur un MNA à 4 m qui couvre la partie française et les hauts sommets frontaliers du massif (fig. 2.13). La procédure de modélisation cartographie d'abord la TAMSP, puis la TAMP (température sous la couche active), et enfin un indice de permafrost qui permet d'estimer sa présence possible en fonction des conditions locales (fracturation, enneigement). Les sorties du modèle de TAMSP et de TAMP seront évaluées avec les données collectées à l'Aiguille du Midi. Cette modélisation a pour objectifs:

Objectifs 2 :

- Cartographier la distribution du permafrost dans les parois du massif du Mont Blanc.
- Analyser l'intérêt de la haute résolution spatiale pour cette cartographie.

Pour remplir ces objectifs, il est nécessaire de confronter les sorties du modèle à des données de terrain. Cette recherche doctorale s'est de ce fait concentrée sur l'acquisition de données géophysiques, une première pour les parois subverticales de haute montagne.

2.3.1.3. La tomographie de résistivité électrique et le concept de validation

Pour valider la carte de distribution du permafrost il a été nécessaire de vérifier sa cohérence avec des données de terrain. Mais le concept de validation est très souvent employé de manière trompeuse (Oreskes *et al.*, 1994). La validation d'un modèle consiste à démontrer qu'il possède un niveau de justesse adapté aux intentions pour lequel il a été formulé dans son domaine d'applicabilité (Curry *et al.*, 1989). Le processus de validation requiert d'abord de spécifier le but du modèle, de définir ses critères de performance, et de préciser le contexte dans lequel il doit être utilisé (Rykiel, 1996). Notre modèle vise à offrir une représentation quantitative réaliste de la TAMSP et de la TAMP, et qualitative de la distribution du permafrost à l'échelle locale (versant, sommet) : identification de son absence ou de sa présence et de ses caractéristiques (chaud, froid, continu ou discontinu). À défaut d'un protocole de validation adéquat, nous userons du terme « évaluation » pour désigner les analyses de justesse et de sources d'erreur du modèle, le terme « validation » sera principalement employé pour désigner les potentialités d'usage des données utilisées pour évaluer le modèle.

Pour évaluer notre modèle de distribution, nous avons choisi la tomographie (ou imagerie) de résistivité électrique (ERT), qui offre une représentation 2D des terrains gelés et non gelés sur le principe d'une augmentation significative de la résistivité au point de gel (principes détaillés dans la section 5.1). L'ERT est adaptée pour une validation qualitative des modèles de permafrost (Noetzli *et al.*, 2008) et permet donc de tester directement les critères de performance de la carte d'indice de permafrost. Nous avons appliqué l'ERT sur six sites (fig. 2.13) dont deux ont été mesurés deux fois à un an d'intervalle. De longs profils verticaux (160 m) permettent de saisir de possibles changements de résistivité qui témoignent d'une transition entre conditions froides et chaudes ou présence et absence de permafrost entre le sommet et le bas du profil. Outre les mesures de terrain, une calibration des valeurs de température et de résistivité a été réalisée en laboratoire sur un échantillon de granite du Mont Blanc prélevé sur l'un des sites pour une approche semi-quantitative des résultats de terrain (identification des valeurs de gel, de permafrost chaud et de la roche non gelée).

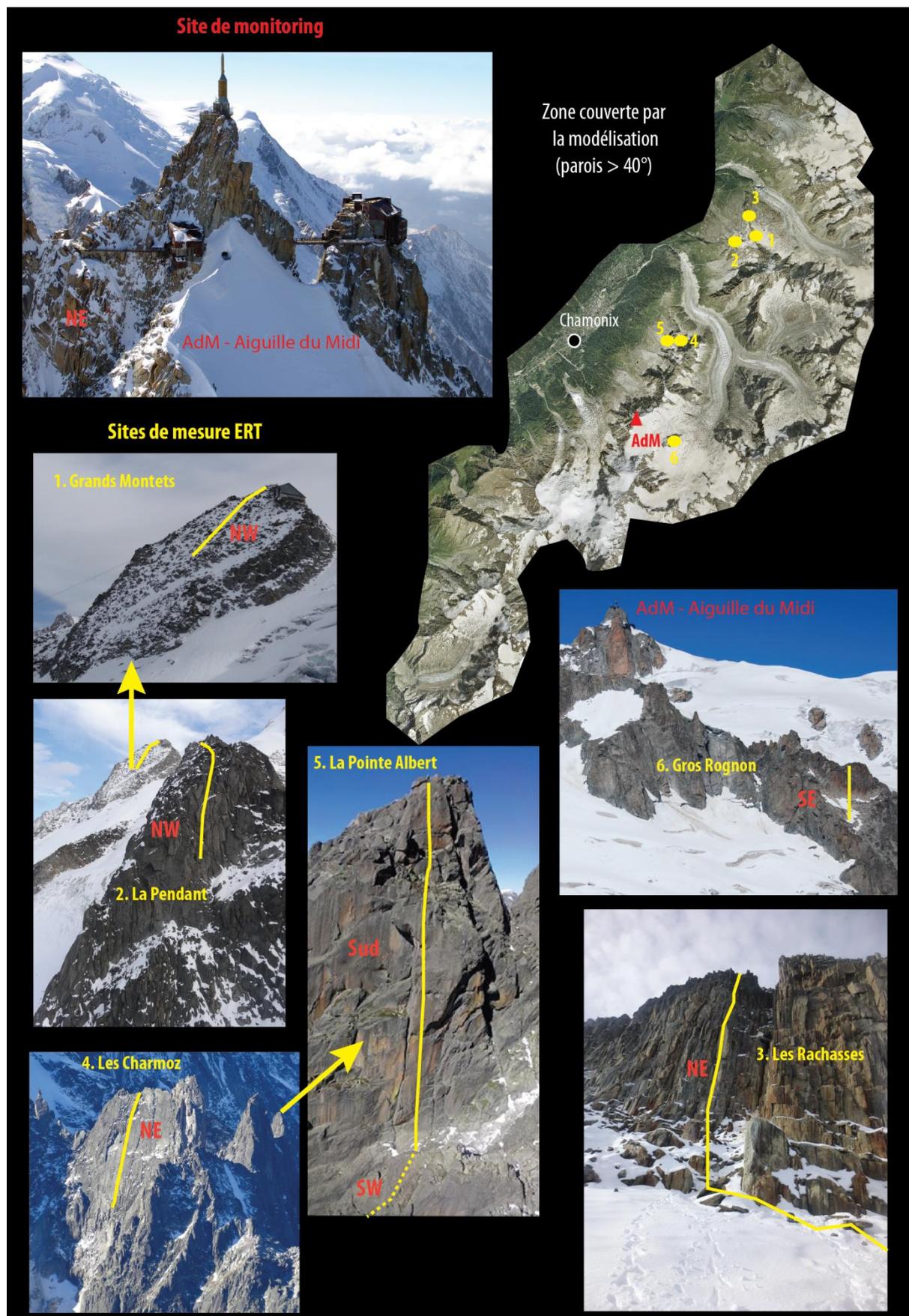


Figure 2.13. Sites de monitoring, d'ERT et emprise spatiale du modèle de distribution du permafrost.

L'acquisition de ces données 2D offre une possibilité unique en matière de caractérisation du permafrost. Outre l'évaluation du modèle de distribution, les données acquises permettent d'appréhender l'évaluation des modèles de conduction thermique 3D (sec. 1.2.2.2 ; Noetzli *et al.*, 2007). Les objectifs de l'ERT dans notre étude sont donc les suivants:

Objectifs 3 :

- Tester le potentiel de validation des modèles de distribution du permafrost des parois du massif du Mont Blanc.
- Confronter la connaissance sur les effets 3D du contrôle topographique, de la neige et de la fracturation à des images 2D du permafrost.

2.3.2. Organisation du travail

2.3.2.1. Trois échelles spatio-temporelles d'investigation du permafrost

Les trois méthodes d'investigation permettent d'appréhender les caractéristiques et la distribution du permafrost à différentes échelles spatio-temporelles (fig. 2.14). Le monitoring, seule mesure directe du permafrost, permet de quantifier son régime thermique à une échelle extrêmement fine : celle du point de mesure, à la surface, dans la couche active et dans le permafrost. La continuité des mesures offre une vision sur son évolution pluriannuelle. La modélisation de la distribution du permafrost est quant à elle une représentation stationnaire et simplifiée. Elle correspond à un état d'équilibre de la température de surface et du permafrost sous des conditions climatiques moyennes d'une période de 30 ans (1961-1990), et selon les variables injectées dans le modèle. Enfin, les mesures d'ERT offrent une image 2D de la distribution du permafrost le long d'un profil à un instant donné. Elles mettent en évidence l'importance du contrôle topoclimatique et la part des facteurs additionnels dans la distribution du permafrost à l'échelle d'une paroi rocheuse. Les mesures répétées (sur deux sites) permettent d'analyser les changements interannuels du permafrost.

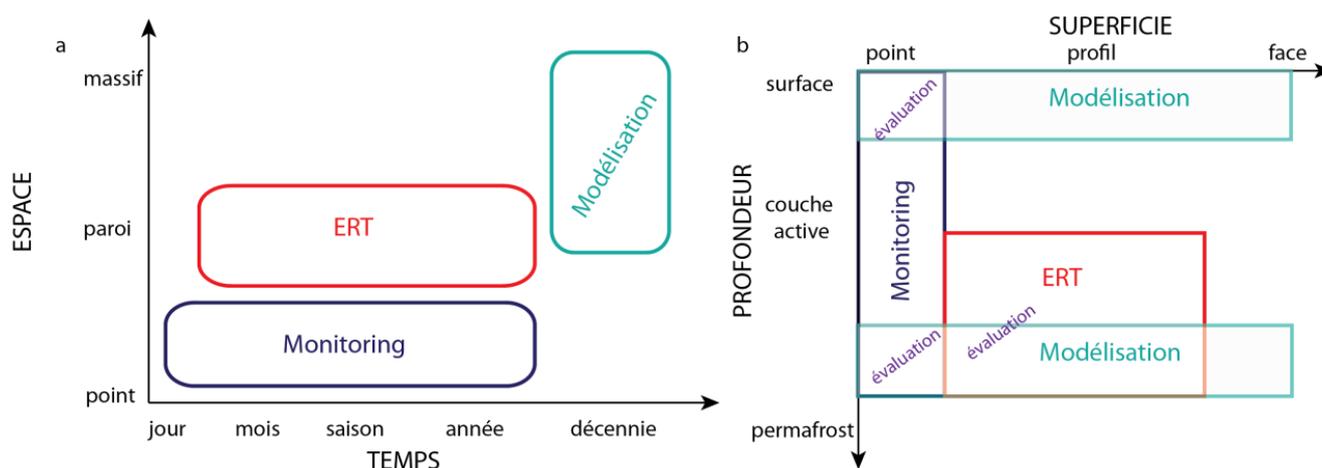


Figure 2.14. a. Échelles spatio-temporelles des méthodes utilisées dans cette étude. **b.** Dimensions spatiales du permafrost analysées et imbrication des méthodes.

Chacune de ces méthodes permet de répondre à des questions propres à leurs échelles-spatio-temporelles d'investigation. Leur confrontation est limitée puisqu'elles ne se recoupent que sur

des dimensions très restreintes (fig. 2.14.b). Mais le monitoring et l'ERT peuvent toutefois servir à l'évaluation du modèle de distribution de la température de surface (monitoring) et du permafrost (monitoring + ERT).

2.3.2.2. Applications géomorphologiques

Plus de 500 écroulements rocheux ont été recensés dans le massif du Mont Blanc en 2003 et de 2007 à 2014. Ceux-ci ont été géoréférencés, et il est alors possible d'estimer les conditions thermiques des parois à l'emplacement des niches d'arrachement avec la carte de distribution du permafrost. Ces données permettent d'analyser la distribution des écroulements en fonction de celle du permafrost. Les résultats du monitoring peuvent également servir à l'analyse de ces écroulements. Ils sont par ailleurs utiles pour l'analyse des sources d'erreur et d'incertitude du modèle. Le monitoring met en évidence les variations saisonnières et annuelles du permafrost qui peuvent jouer un rôle dans le déclenchement des écroulements (sect. 2.1.1) et que ne représente pas le modèle. L'observation de ces évolutions du permafrost comparée à la fréquence des écroulements complète l'étude réalisée à partir de la cartographie. De la même manière, les mesures répétées d'ERT qui montrent l'évolution du permafrost complètent cette analyse.

Cette étude a pour objectif de mettre en évidence la variabilité spatiale de la température des parois à l'échelle locale (sommet), d'estimer la distribution du permafrost des parois du massif du Mont Blanc, et de proposer une méthode de validation de modèles de distribution en paroi alpine qui soit également utile à la caractérisation 2D du permafrost. Pour cela trois méthodes sont déployées : le monitoring de la température en surface et en profondeur des parois, la modélisation statistique du permafrost et la tomographie de résistivité électrique. Les résultats spécifiques à chacune de ces méthodes contribuent à l'analyse du lien entre permafrost et écroulements rocheux dans le massif du Mont Blanc.

Conclusion du Chapitre 2

Cette recherche doctorale s'intéresse à la distribution et aux caractéristiques du permafrost de l'échelle locale à celle régionale. Nous partons de l'Hypothèse géomorphologique du lien entre permafrost et écroulements qui motive l'ensemble du champ de recherche, et nous développons trois axes d'étude sur le permafrost de paroi avec leurs hypothèses et questions de recherche respectives. Notre étude a pour but d'améliorer la connaissance de la dynamique thermique des parois à l'échelle des processus géomorphologiques (écroulements). Elle utilise alors trois méthodes de recherche qui permettent une analyse du permafrost à différentes échelles spatio-temporelles. Les mesures de terrain permettent d'évaluer un modèle de distribution du permafrost, et les résultats spécifiques à chacune des méthodes sont ensuite utilisés pour tester l'Hypothèse géomorphologique sur les parois du massif du Mont Blanc. Par l'étendue de ses parois supra-glaciaires, leur dynamique particulièrement active, et ses fortes fréquentations et densités d'occupation, ce massif présente un cadre pertinent pour mener notre étude.

Conclusion de la Partie I

Le permafrost est un phénomène thermique principalement contrôlé par le climat qui occupe une large proportion des terrains circumpolaires et alpins. Il est par définition invisible, ce qui complique son investigation et sa cartographie. Un certain nombre de concepts ont été définis pour le caractériser à partir de son profil thermique (température en fonction de la profondeur), mais ne sont pas tous adaptés au permafrost de montagne. Ces concepts, tels *l'offset* de surface ou *l'offset* thermique, sont utiles à sa modélisation, laquelle est nécessaire pour sa cartographie. Si la distribution du permafrost peut en première approximation être estimée à partir de la température de l'air, la composition des terrains qu'il occupe joue également un rôle d'importance dans le bilan d'énergie (échanges atmosphère-terrain à sa surface) et la diffusion thermique (transfert de chaleur en profondeur), modifiant régionalement ou localement sa distribution. En montagne, le permafrost est étagé et très discontinu puisqu'il dépend à la fois du climat, de la topographie, et des conditions locales du terrain. Plus la topographie est escarpée et accidentée, plus sa distribution est susceptible de varier dans l'espace avec l'effet de la microtopographie. Toutefois, le permafrost de paroi étant en contact quasi-direct avec l'atmosphère, l'inclinaison de la pente ne permettant pas l'accumulation de débris ou de neige saisonnière, sa distribution peut être modélisée de manière relativement simple, avec la seule considération des facteurs atmosphériques, topographiques et de transfert de chaleur par conduction. Mais les effets de facteurs additionnels modifiant localement sa distribution restent encore très mal connus.

L'objectif de cette recherche doctorale est d'apporter des éléments de compréhension sur les caractéristiques et la distribution du permafrost des parois alpines à l'échelle locale. Elle est menée dans le massif Mont Blanc qui concentre tous les enjeux liés à l'étude du permafrost alpin : sensibilité au changement climatique, morphodynamique particulièrement active, vulnérabilités croissantes.

Trois axes d'étude sont abordés dans cette recherche, accompagnés de trois séries de questions formulées sur la base de trois hypothèses. Il s'agit de mesurer directement la température des parois pour saisir la variabilité du permafrost dans différentes conditions, de modéliser sa distribution dans les parois du massif du Mont Blanc à haute résolution spatiale pour la rendre pertinente à l'échelle locale, et de tester le potentiel de la tomographie de résistivité électrique pour sa caractérisation 2D et pour la validation du modèle de distribution. Enfin, une application géomorphologique des résultats de ces trois axes de recherche vise à tester l'hypothèse du lien entre la dégradation du permafrost de paroi et les écroulements.

Partie II

Caractéristiques et distribution du permafrost de paroi : de l'Aiguille du Midi à l'échelle du massif

Cette partie présente les trois approches méthodologiques de cette étude, leurs résultats et discussions respectifs. Le système de monitoring de l'Aiguille du Midi et l'analyse des caractéristiques thermiques du site pour répondre aux questions et objectifs 1 (chap. 2) sont présentés dans le Chapitre 3. Le Chapitre 4 explique notre modélisation statistique de la distribution du permafrost pour répondre aux questions et objectifs 2, et utilise une partie des résultats du Chapitre 3 pour son évaluation. Les mesures de tomographie de résistivité électrique (ERT) et leur utilité pour évaluer la carte de distribution du permafrost réalisée dans le Chapitre 4 sont présentées dans le Chapitre 5 afin de répondre aux questions et objectifs 3.

Summary of Chapter 3

Characterisation of rock wall permafrost at the Aiguille du Midi

This chapter tests our 1st hypothesis on the variable effects of snow and fracture in bedrock thermal regime at the Aiguille du Midi (AdM) pilot-site (fig. 3.1). This site, located on the western margin of the Mont Blanc massif (MBM) in the granitic area (fig. 3.2) has been chosen for its representativeness of common steep rock walls and its accessibility all the year long by cable car and with terraces and galleries. Its characteristics are developed in the Publication 1. The 2007-2012 MAAT recorded at the top of the Piton Central (PC) of the AdM by Météo France (MF) is -8°C with highly variable monthly mean in winter from one year to another (fig. 3.3).

The PC bears most of the monitoring system (fig. 3.4) that has been steadily installed since 2005 thanks to two EU-funded research programs: PERMAdataRoc (France-Italy, 2006-2008) and PermaNET (14 partners of the Alpine Range, 2008-2011). Monitoring equipment started with the installation of 4 surface sensors at 10 cm depth by the University of Zurich (S. Gruber) in N, S, E and W faces (N1, S1, E1, W1) in November 2005, that register temperature with an hourly time-step. A team of the ARPA Valle d'Aosta (U. Morra di Cella, P. Pogliotti, E. Cremonese) has installed 5 other surface sensor chains near the first ones (N2, S2, E2, W2, S3) in December 2006 (W2 in April 2007), recording temperature at 3, 30 and 55 cm depth. The topographical characteristics of the sensor locations are detailed in tab. 1 of the Publication 1. The ARPA team also installed 2 AWS (fig. 3.5) with 3 air temperature (AT) sensors on the S face, wind speed and direction sensors, radiometer registering long and short incoming and outgoing solar radiations, as well as relative humidity sensor. One AT sensor was also installed on the N face, but was quickly damaged. Available data are shown in tab. 3.1. Since February 2007, MF registers AT at the top (3845 m a.s.l.) of the PC. To fill missing data of this station, the one in Chamonix (1042 m a.s.l.) can be used; it also registers precipitations. In September 2009, three 10-m-deep boreholes (BH_S, BH_N and BH_E) have been drilled (fig. 3.7) by a team of EDYTEM (L. Ravel, V. Coviello, P. Deline) and equipped with 15-thermistors chains in December 2009 (BH_E in April 2010). They record rock temperature every 3 hours from 0.3 to 10-m-deep. In January 2012, two cameras were installed to observe snow cover evolution on S and NE faces (fig. 3.9) by taking 5 pictures a day. Snow probes to help in calculating snow height were also installed, one of them on each face being equipped with iButtons (small temperature sensors; fig. 3.8), but were rapidly destroyed. In July 2012, 6 crack-meters (fig. 3.10) were installed (L. Ravel) and equipped with a wireless system by the Swiss PermaSense team (J. Beutel, S. Weber, ETH Zurich). In Jan. 2013, 8 iButtons were installed in the galleries (fig. 3.11) to help in understanding the anthropogenic disturbance. Other measurements were performed: the

external and internal surface of the AdM were surveyed with a terrestrial LIDAR to build up a high-resolution (cm) DEM of the site, ground-penetrating radar was performed on the NW and NE faces over boreholes to obtain images of the fractures, and fracture measurements were also performed. The results of air and rock temperature measurements (surface + boreholes) are presented and discussed in Publication 1 to highlight the main characteristics of the permafrost at the AdM and to pinpoint topography, snow and fractures controls. Data processing encompasses daily aggregation of hourly records and gap filling. Three gap filling methods were used according to gap lengths: linear interpolation for 1 to 5 days, replacement of missing data by the mean of the 30 days before and after the gap and linear regression with closest sensor. After that, data were aggregated in seasonal and annual means.

First surface temperature characteristics are analysed based on seasonal and annual surface offsets (surface temperature at 0.3 m deep minus air temperature; fig. 4, Pub. 1) and daily temperature recorded for the 4 surface sensors affected by snow (BH_S, BH_N, BH_E, S3; fig. 5). Snow covered sensors on S faces are colder than snow free sensors, those on N faces are colder below thin snow and warmer below >0.6-thick snow. On a seasonal basis, the sensor below thin snow cover (BH_E) does not show any specific effect of snow whereas the three other sensors below thick snow cover have lower temperature in summer due to the remaining snow that prevent bedrock from high solar radiation, and higher winter temperature because of the thermo-insulating effect of snow during the coldest period. At the daily time-step, these last 3 sensors show signal dampening due to snow insulation in winter, followed by a zero-curtain effect some years, not always repeated (fig. 5). BH_E shows particularly cold conditions in winter, likely due to the effect of thin snow cover conducting the cold to ground surface. Active layer thicknesses recorded in boreholes varies from ca. 2 m to nearly 6 m (fig. 6, tab. 3, Pub. 1). Warm permafrost in BH_S and cold permafrost in BH_N coexists at a small distance. BH_N mean annual temperature gradients increase with depth whereas they decrease in BH_S, resulting from the lateral heat fluxes from the warm to the cold face (fig. 7). BH_N intersects an open fracture at 2.5 m depth recognized during the drilling, that induces a cold inflexion in the temperature-depth profiles, attributed to air ventilation. Temperature gradient is different above and below the fracture (fig. 8), suggesting a heat sink effect of the fracture. Further analyses suggests that thick snow accumulations in winter reduces (i) active layer freezing such as in gentle slopes with seasonal cover and (ii) active layer thawing in summer due to late snow melting. Summer snow falls also possibly reduces active layer thickening (fig. 3.15 and 3.16). Finally, effects of latent heat consumption are identified in BH_S through zero-curtain effects. Air ventilation effects are regarded throughout daily temperature records (fig. 3.18) and calculated daily heat fluxes (fig. 3.19) that also highlight snow insulation effects.

Thus the AdM dataset confirms previous studies on permafrost characteristics in such a context, but also reveal additional controls such as a thermo-insulating effect of snow, the local disturbance induces by air ventilation, and the summer snow fall effects on active layer. These observations pinpoint the processes that will have to be quantified to improve our understanding of thermo-mechanical processes in steep alpine rock walls.

Chapitre 3

Caractérisation du permafrost des parois de l'Aiguille du Midi

Ce chapitre présente le dispositif de monitoring à l'Aiguille du Midi et ses objectifs depuis le début des travaux en 2005 jusqu'aux récentes installations. La température de surface enregistrée par 9 chaînes de capteurs pendant 8 ans, et la température de subsurface enregistrée dans 3 forages jusqu'à 10 m de profondeur pendant 5 ans, dans des conditions topographiques et structurales variables, sont analysées. Les principales caractéristiques thermiques de l'Aiguille du Midi sont définies à partir de la variabilité de la température de surface, de la couche active et du permafrost. L'importance des facteurs topographiques, niveaux et structuraux (fracturation) est discutée : 4 capteurs de surface sont affectés par la présence de neige avec des modalités d'accumulation variables. Un forage enregistre la température autour d'une fracture ouverte. Une première section présente l'ensemble du dispositif de mesure. L'analyse spécifique développée dans cette étude est présentée en deuxième section dans l'article : « *Thermal characteristics of permafrost in the steep alpine rock walls of the Aiguille du Midi (Mont Blanc Massif, 3842 m a.s.l)* » publié en janvier 2015 dans *The Cryosphere* (Publication 1). Il est précédé de son résumé en français et d'une fiche synoptique. La troisième section approfondie l'analyse de l'article à partir des dernières données de température collectées et de traitements supplémentaires.

3.1. L'Aiguille du Midi : un site pilote

Depuis 2005, le site de l'Aiguille du Midi a été progressivement équipé d'un système de monitoring et a fait l'objet de mesures ponctuelles afin de collecter des informations sur les différents paramètres du système thermique, sur ses contrôles climatiques, et sur la stabilité des fractures. Il est le site pilote de l'étude du permafrost de paroi engagée dans le massif du Mont Blanc, et est le seul site instrumenté dans les Alpes qui présente une telle morphologie et un équipement aussi diversifié. Cette section présente le site, le dispositif de monitoring et le contexte dans lequel il a été choisi et progressivement instrumenté en étendant les sections 2 et 3 de la Publication 1.

3.1.1. Caractéristiques et choix d'un site supra-glaciaire

3.1.1.1. Localisation et morphologie de l'Aiguille du Midi

L'Aiguille du Midi est un complexe de trois pitons granitiques formant l'extrémité occidentale des Aiguilles de Chamonix (fig. 3.1 et 1 de la Pub. 1). Leur versant nord, excédant globalement 50° de pente, est largement couvert de glaciers suspendus, témoins de la présence de permafrost (Gruber et Haeberli, 2007). Les faces nord et ouest de l'Aiguille du Midi, les plus raides, avec des secteurs >70°, dominent de plus de 1000 et 1350 m les glaciers des Pèlerins et des Bossons. Le Piton Central qui culmine à 3842 m s'étire au sud par l'arête des Cosmiques jusqu'au col du Midi (3522 m). Les faces est et sud de l'Aiguille du Midi, avec des pentes de 50° à 70°, commandent d'au plus quelques centaines de mètres le glacier du Géant qui forme le bassin occidental de la Mer de Glace. La partie sommitale du Piton Central, qui concentre la majeure partie du dispositif de mesure, est quasi-verticale dans toutes les expositions.



Figure 3.1. Aiguille du Midi. Extrait de la feuille Mont Blanc n°1 Nord à 1 :10000. IGN (1952).

L'Aiguille du Midi est localisée dans une zone riche en enclaves de l'unité granitique du Mont Blanc, anciennement appelée « protogine » (fig. 3.2). Le contact avec l'unité métamorphique ne s'observe qu'environ 1400 m en aval et forme uniquement la partie basale des parois ouest de l'Aiguille du Midi.

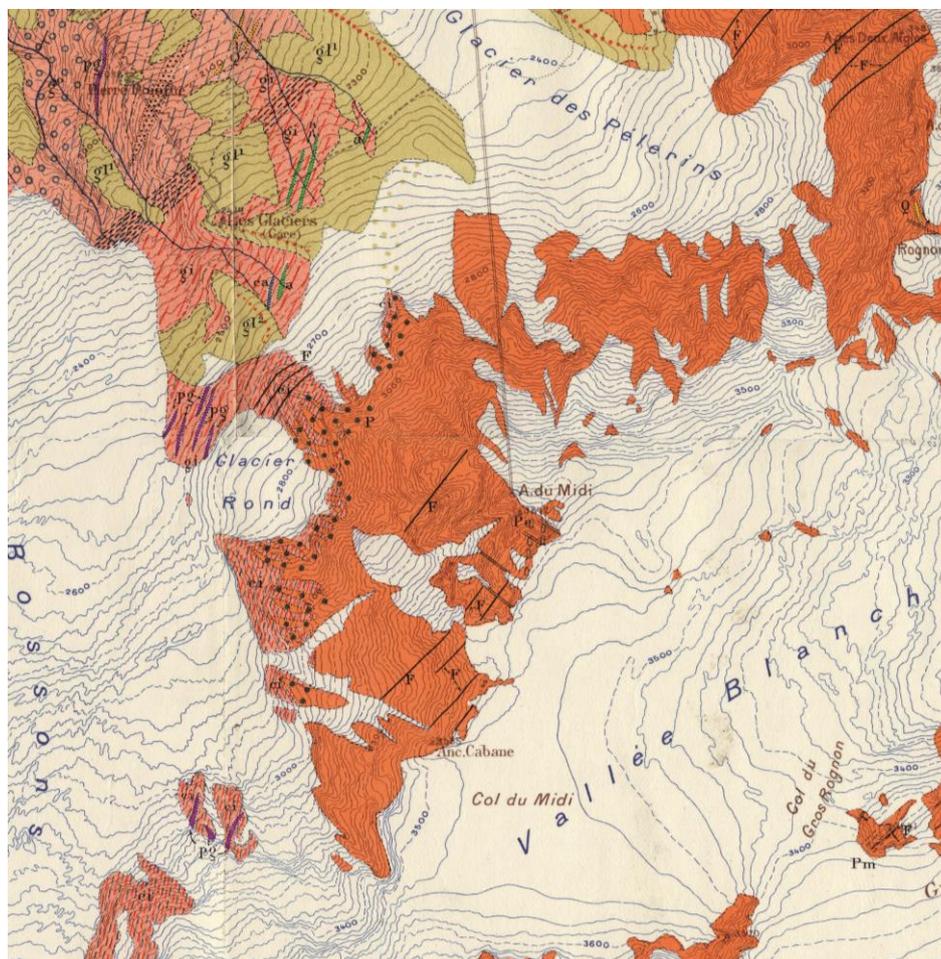


Figure 3.2. Géologie du groupe de l'Aiguille du Midi (Corbin et Oulianoff, 1956). Légende des auteurs : A : amphibolites ; ca : calcaires anciens ; ci : cornéennes injectées ; gi : gneiss, micaschistes et amphibolites injectés ; gl² : glaciaire actuel ; F : faille ; P : granite du Mont Blanc ("protogine") ; Pe : zone riche en enclave ; Pg : pegmatite ; pointillé noir : zone bordière du granite (zone de contact) où l'on trouve localement, à côté du granite, les roches de faciès dioritique et syénitique (équidistance des isohypses: 20 m).

3.1.1.2. Un climat de haute montagne

La température annuelle moyenne de l'air (TAMA) enregistrée par Météo France au sommet du Piton Central (3845 m) entre 2007 et 2012 varie de -6,7°C (2011) à -9°C (2010) avec une moyenne de -8°C (les moyennes annuelles de 2013 et 2014 ne peuvent être calculées). En décembre et janvier, la température mensuelle moyenne est <-14°C. Les mois de juillet et d'août sont les plus chauds avec une température moyenne mensuelle d'environ -0,6°C (fig. 3.3). C'est au cours de la saison froide que les moyennes mensuelles sont les plus variables d'une année sur l'autre, avec des différences $\geq 5^{\circ}\text{C}$ pour un même mois entre novembre et avril (6,7°C entre

novembre 2010 et novembre 2011 par exemple), alors qu'elles ne dépassent pas 4°C pour les autres mois de l'année, et atteint un minimum <2°C pour les mois d'octobre.

Aucun relevé de précipitations n'est effectué directement sur le site, mais la gamme de température observé (négatif même en été) assure le caractère neigeux des précipitations quelle que soit la saison.

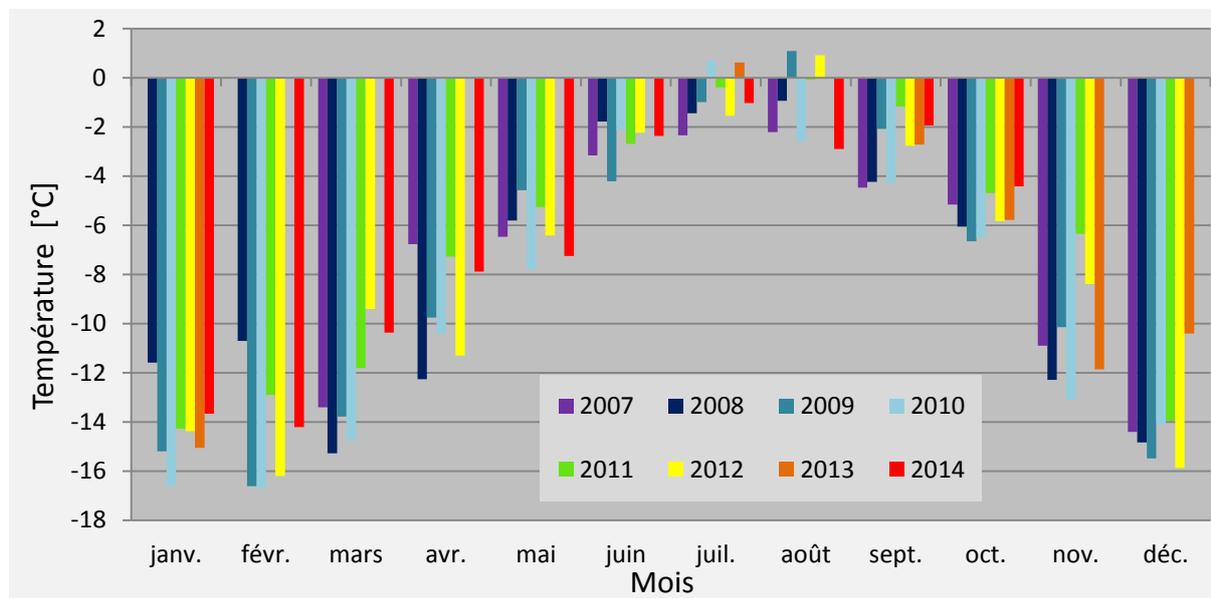


Figure 3.3. Température moyenne mensuelle de l'air relevée par Météo France à l'Aiguille du Midi (3845 m).

3.1.1.3. Un site représentatif et accessible

Depuis 1955, le Piton Nord est relié à Chamonix par un téléphérique qui transporte environ 700 000 touristes et alpinistes par an. De nombreuses galeries et terrasses permettent de circuler sur et à l'intérieur des pitons rocheux. Le Piton Nord compte un restaurant et un magasin tandis que le Piton Central est traversé d'un ascenseur qui dessert la terrasse sommitale offrant une vue à 360°.

Le site de l'Aiguille du Midi a été choisi pour plusieurs raisons : (i) son accessibilité facilitée tout au long de l'année par la présence du téléphérique, les nombreuses passerelles, terrasses et galeries permettent l'accès quasi-permanent aux équipements de mesure ; (ii) son altitude et la présence de glaciers suspendus sur sa face nord qui indiquent la présence de permafrost ; et (iii) sa morphologie représentative des parois du massif, tout en offrant des conditions de pente, d'exposition et de surface variées.

3.1.2. Instrumentation des parois

3.1.1.2. Contexte des recherches

L'installation progressive d'un système de monitoring a été réalisée grâce à deux projets financés par l'Union Européenne. Le projet franco-italien *PERMAdataRoc* (http://www.fondazionemontagnasicura.org/multimedia/permadataroc/start_fra.htm) de 2006 à 2008, dans le cadre du programme Interreg Alcotra France-Italie, était destiné à poser les fondements méthodologiques de l'étude de la relation entre dégradation du permafrost et

instabilité des parois dans les secteurs du Cervin et du massif du Mont Blanc. Les objectifs de ce projet étaient (i) d'inventorier et d'analyser les écroulements rocheux affectant le massif du Mont Blanc, (ii) de relever les écroulements sur onze parois types dont l'Aiguille du Midi (Ravel, 2010), et (iii) de mettre en place une instrumentation de suivi de la température (Deline *et al.*, 2009).

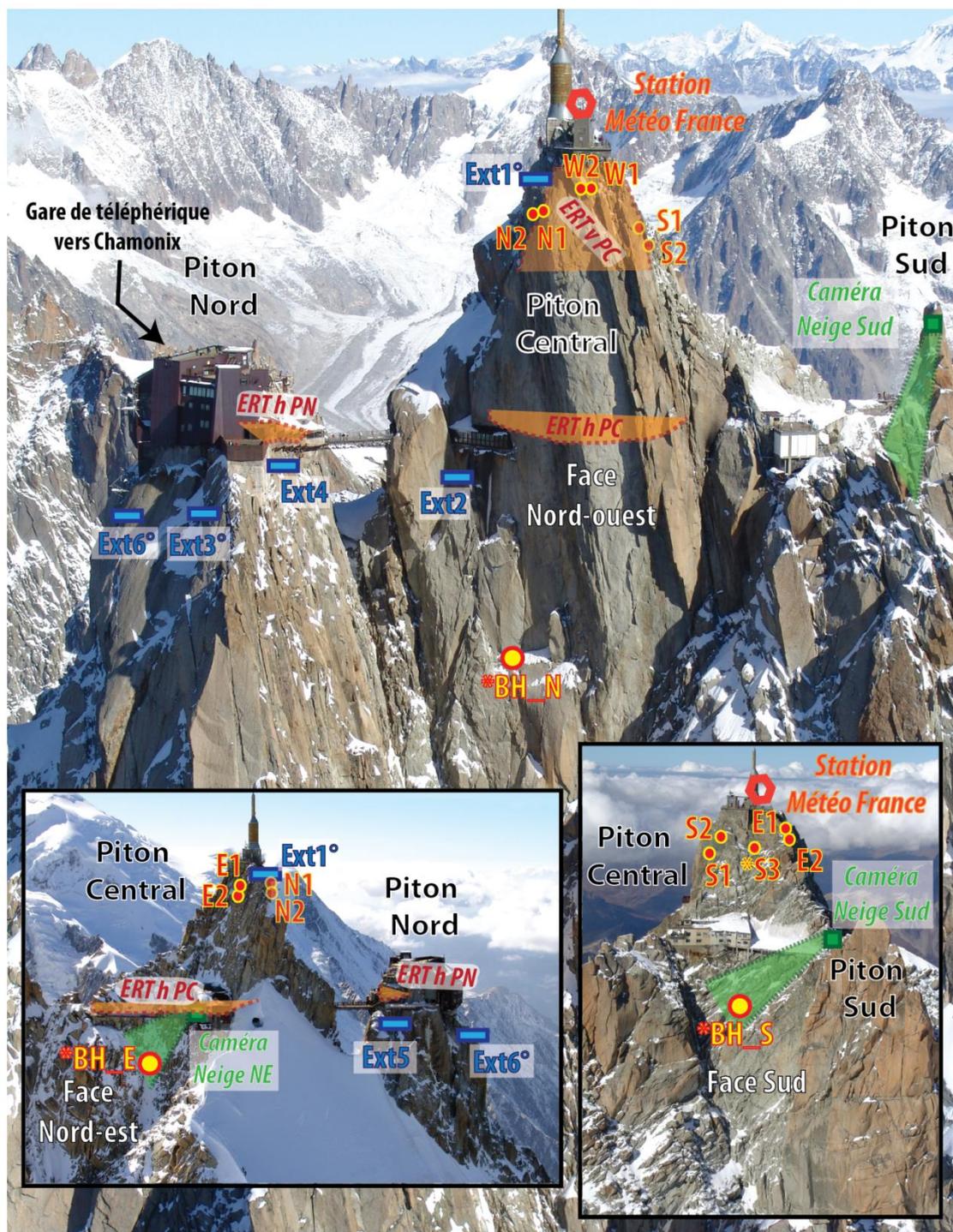
Un second projet, *PermaNET* (*Permafrost long-term monitoring network*, www.permanet-alpinespace.eu, 2008-2011), développé dans le cadre du programme de *Coopération Territoriale Européenne/Espace Alpin*, a permis de continuer les travaux. Ce projet, dont la conférence finale s'est tenue en juin 2011 à Chamonix, associait quatorze partenaires de l'arc alpin en Autriche, Allemagne, Suisse, Italie et France, dont le laboratoire EDYTEM. Il a fait de l'Aiguille du Midi un site pilote pour l'étude du permafrost dans les parois des Alpes. Ses objectifs étaient (i) d'améliorer la connaissance de la distribution et de l'évolution du permafrost à partir des données existantes (Boeckli *et al.*, 2012a), (ii) de mettre en place un réseau d'observation de long terme, (iii) d'évaluer l'impact de l'évolution du permafrost sur la ressource en eau et (iv) de sensibiliser les décideurs aux problématiques associées au permafrost.

Le site de l'Aiguille du Midi s'insère dans un réseau de sites alpins instrumentés, à la fois, pour surveiller directement l'évolution du permafrost et pour acquérir des données utiles à l'initialisation et à la validation de modèles (enc. 4.1.)

3.1.2.2. Le système de monitoring

a. Mesure de la température de surface et du microclimat des parois

Les opérations ont débuté avec la mise en place en novembre 2005 de quatre capteurs en surface des parois du sommet du Piton central par S. Gruber (Université de Zurich, alors en post-doc à EDYTEM), en exposition nord, sud, est et ouest (N1, S1, E1 et W1 ; fig. 3.4 et 2 de la Pub. 1), et relevant la température à un pas de temps horaire à 10 cm de profondeur. Puis une équipe de l'ARPA de la région *Valle d'Aosta* (*Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente*, U. Morra di cella, P. Pogliotti, E. Cremonese) a installé cinq chaînes de capteurs à proximité des premiers (N2, S2, E2, W2) dont une au-dessus d'un replat favorisant l'accumulation de neige en face sud (S3). Elles enregistrent à un pas de temps horaire la température à 3, 30 et 55 cm de profondeur depuis décembre 2006, sauf à W2 installé en avril 2007. Les caractéristiques topographiques à l'emplacement de ces capteurs sont résumées dans le tableau 1 de la Publication 1 associée à ce chapitre.



N1, N2, S1, S2, S3, ..E1...W2 : Capteurs de température de surface (prof. 3 à 55 cm, tps. 1h); * influence possible de la neige
 BH_E, BH_S, BH_N: Forages thermiques (15 capteurs, prof. 0,3 à 10 m, tps. 3h)
 Ext1, Ext2, ...Ext6: Extensomètres (6 fractures, tps. 2 min), ° complété d'un capteur de température de surface
 Caméras: Appareil photos (faces Sud et NE, 5 photos/jour)
 ERT h PC, ERT v PC, ERT v PN: Tomographie de résistivité électrique horizontale (h) et verticale (v) des Pitons Central (PC) et Nord (PN)

Figure 3.4. Le site de l'Aiguille du Midi (3842 m) et son système de monitoring.

À l'occasion de l'installation de ces derniers capteurs de surface, trois capteurs de température de l'air ont été placés sous abri à proximité de S2 par les membres de l'ARPA, dont deux sur une station météo enregistrant la vitesse et la direction du vent, l'humidité relative de l'air, les radiations de courtes et grandes longueurs d'ondes, incidentes et réfléchies (fig. 3.5). Un capteur de température de l'air a également été installé à proximité de N2. L'hygromètre et le thermomètre 1 ont été rapidement endommagés (ils n'étaient plus en place en juin 2008), sans doute emportés par des chutes de blocs. Les autres mesures micro-climatologiques ont cessé en juin 2011, et le thermomètre au nord en octobre 2010, du fait de la difficulté de maintenir ces installations soumises aux conditions climatiques rudes (givre fréquent) et aux chutes de blocs. De nombreuses interruptions affectent les séries temporelles collectées, et une vérification rigoureuse des données doit être effectuée avant leur utilisation car le dépôt de givre a biaisé les mesures à plusieurs reprises (enc. 3.2 ; Cremonese *et al.*, 2007).



Figure 3.5. Dispositif de mesures des paramètres climatiques en face sud de l'Aiguille du Midi.
Photo : U. Morra di Cella.

Encart 3.1 - Le réseau Alpin de surveillance du permafrost

L'Aiguille du Midi est le seul site de paroi instrumenté en France, et complète le réseau français de sites de mesure de la température des terrains détritiques, PermaFRANCE (Schoeneich *et al.*, 2010). Ce réseau recense principalement les enregistrements de température de surface depuis 2003, le déplacement des glaciers rocheux depuis 1985 et les écroulements rocheux depuis 2005. Le réseau suisse de suivi du permafrost, PERMOS, recense dans son dernier rapport (PERMOS, 2013) trois sites de paroi: Tsaté (Valais), instrumenté depuis 2004, le Cervin (Matterhorn, Valais) depuis 2005, et le Gemsstock (Alpes uranaises) depuis 2006. Des mesures en surface des parois et dans des forages sont réalisées sur chacun de ces sites (un forage par site), et une surveillance géoélectrique est réalisée au Gemsstock. Aucun de ces sites ne présente une morphologie comparable à celle de l'Aiguille du Midi. Le Gemsstock est un forage horizontal de 37 m de profondeur implanté en exposition NW, à 2940 m, dans une crête qu'il traverse et ne présente pas de conditions de permafrost. Le forage de Tsaté relève la température jusqu'à 20 m de profondeur dans une face ouest à 3040 m. Le forage du Cervin est implanté sur une crête orientée NE, et relève la température jusqu'à 30 m de profondeur à une altitude de 3295 m. L'équipe italienne de l'ARPA de la *Valle d'Aosta* a également équipé deux forages au Cervin, à 3800 m en face SW depuis 2012 et à 3765 m en face est depuis 2014. Avant ces forages, 7 capteurs de surface avaient été installés entre 2005 et 2011, entre 2990 et 4450 m d'altitude sur des expositions sud à nord. Deux autres forages ont récemment été réalisés en 2014 à 3735 et 3665 m d'altitude dans des faces NW mais n'ont pas encore été instrumentés.

Depuis février 2007, Météo France enregistre de manière continue les paramètres de température de l'air et de vent (direction, vitesse) au sommet du Piton Central. La station a été mise en place en 1993 et relevait aussi des paramètres d'humidité jusqu'en 2003 (tab. 3.1, enc. 3.2) mais les longues interruptions entre 1993 et 2007 rendent les données collectées difficilement exploitables. Depuis 2007, quelques interruptions marquent la série temporelle de température de l'air, dont une interruption de quatre mois entre avril et juin 2014, qui affecte la série temporelle présentée dans la figure 3.3. Pour combler les interruptions, la station de Chamonix (1042 m) peut être utilisée en appliquant un gradient adiabatique. Le recours à cette approche nécessite toutefois une analyse de l'erreur potentiellement induite par la complétion des données, et de définir si cette erreur est acceptable pour répondre aux objectifs pour lesquels la température de l'air est utilisée. La station de Chamonix relève aussi les précipitations mais, il reste délicat d'estimer les cumuls en haute altitude à partir de cette seule station puisque la topographie contribue grandement à la variabilité des précipitations à l'échelle locale (Johnson and Hanson, 1995).

Encart 3.2 - Mesure de la micro-météorologie

Les enregistrements de radiation sont affectés par des interruptions conséquentes et 2007 est la seule année d'enregistrement complet (tab. 3.1). La moyenne annuelle est de 251 W.m² pour les grandes radiations incidentes et de 313 W.m² pour celles réfléchies, de 245 W.m² pour les radiations courtes incidentes et 41 W.m² pour celles réfléchies, avec des variations mensuelles largement dépendantes du type de radiation. C'est au printemps que la face sud reçoit la plus grande quantité de radiations de courtes longueurs d'ondes (> 300 W.m²), avec un second pic à l'automne (fig. 3.6), alors que les radiations de grande longueur d'ondes connaissent leur maximum en été. Ces données sont toutefois à prendre avec précautions car le givre qui se formait fréquemment sur la station météo a très probablement affecté les valeurs mesurées (Cremonese *et al.*, 2007).

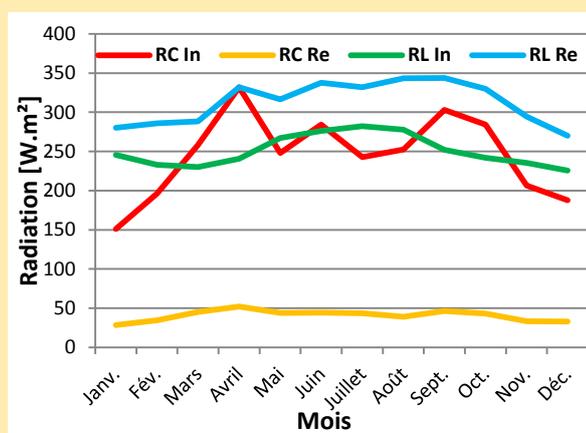


Figure 3.6. Evolution des radiations moyennes mensuelles de courtes et grandes longueurs d'onde (RC et RL), incidentes et réfléchies (In et Re) sur la face sud du Piton Central en 2007.

Ces séries temporelles ont été acquises dans l'intention d'initialiser ou d'évaluer un modèle de distribution du permafrost (simulation de bilan d'énergie), mais elles restent trop courtes et trop discontinues (tab. 3.1). Seule la température de l'air relevée par Météo France (TA MF) offre une série continue utile à l'analyse de la réponse du permafrost au signal climatique.

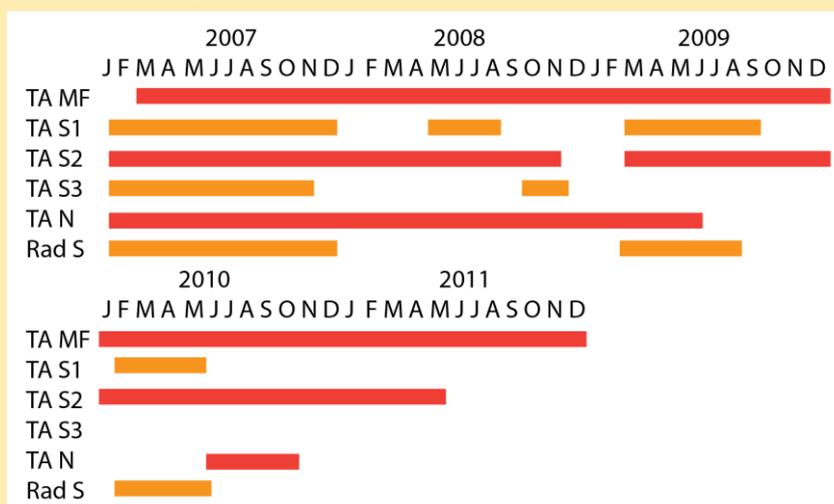


Tableau 3.1. Disponibilité des données de température de l'air de la station Météo France (TA MF) et des stations au nord (TA N) et au sud (TA S1, TA S2, TA S3), et de radiations (Rad S, tous types confondus).

b. Mesure de la température en subsurface

En septembre 2009, trois forages de 10 m de profondeur ont été réalisés par une équipe du laboratoire EDYTEM (V. Coviello, P. Deline, L. Ravelin) et des guides de haute montagne dans les parois sud (BH_S), nord-est (BH_E) et nord-ouest (BH_N) du Piton Central (fig. 3.4 et 3.7, fig. 2 et tab. 1 de la Pub. 1), plusieurs dizaines de mètres en contrebas de son niveau anthropique. Des chaînes de 15 thermistors, alimentées par un panneau solaire et une batterie 12V, ont été placées dans ces forages en décembre 2009 (BH_E en avril 2010). Elles relèvent la température entre 30 cm et 10 m de profondeur toutes les 3h. Depuis leur installation, les relevés sont continus, sauf pour BH_S marqué par deux interruptions de 4 et 3 mois à l'automne 2012 et 2013, débranché par précaution du fait de travaux de génie civil (explosions et déblaiement) au-dessus du forage. Les détails du matériel et des opérations techniques de ces forages sont précisés dans la section 3.1 et la figure 3 de la Publication 1.



Figure 3.7. Gauche : opération de forage en face sud en septembre 2009 (photo : P. Deline). Droite : boîtier du datalogger avec son panneau solaire et tête de forage en face sud.

c. Mesures de la neige

En janvier 2012, deux appareils photos (Canon rebel/XS/EOS 1000D : 10.10 Mega pixel, objectif 18-55 mm), alimentés par panneaux solaires, ont été installés afin de suivre l'évolution de l'enneigement sur les faces sud et nord-est (enc. 3.3). Six tiges graduées ont été implantées sur ces faces pour marquer les hauteurs de neige et aider à la lecture des photos. Des *iButtons* (petits capteurs de température autonomes de durée de vie de 2 à 5 ans, précision $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$) ont été placés au pied des tiges. Deux d'entre elles, en bois (les autres sont en acier), ont été équipées de plusieurs *iButtons* répartis sur leur hauteur (fig. 3.8) et ont été implantées sur chacune des faces à proximité des têtes de forage.

Les quatre premiers mois de données ont été traités et analysés en détail (Davesne, 2012), mais les tiges furent par la suite rapidement endommagées par des chutes de bloc et par le fluage de la neige. Les principales difficultés de ces mesures résident dans le maintien des installations

dans un tel milieu —les tiges visibles sur les photos du maximum d'enneigement (fig. 3.9) ne le sont plus sur les photos du minimum), mais aussi dans l'automatisation du traitement des données qui nécessite de nombreuses corrections manuelles (tri et orthorectification des photos, calcul de la hauteur de neige, etc.). Cette dernière difficulté est discutée dans la section 7.1.2.

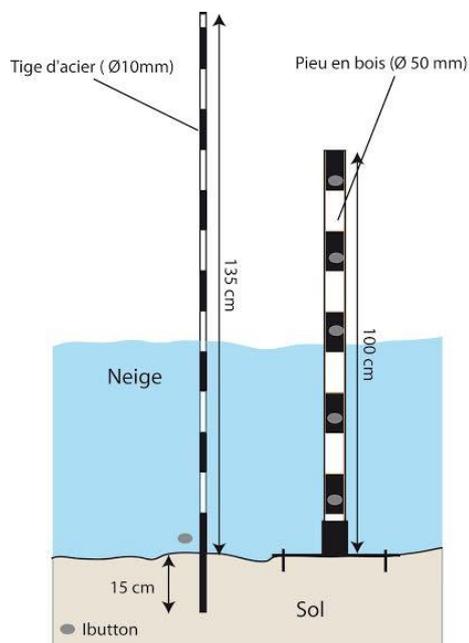


Figure 3.8. Dispositif de tiges en acier et en bois, équipées de iButtons pour suivre l'évolution du manteau de neige (Davesne, 2012).

d. Mesures de résistivité électrique

À partir de 2008, quatre campagnes de résistivité électrique ont été réalisées par une collaboration des équipes des Universités de Bonn et de Munich (A. Kemna et M. Krautblatter). Ces mesures permettent de collecter des images 2D de la distribution de la résistivité au sein des parois. La résistivité d'un milieu dépend en premier lieu de sa composition minérale, mais elle est hautement sensible à la quantité et à l'état de l'eau qu'il contient (sect. 5.1.1). Trois profils (fig. 3.4) ont été équipés d'électrodes en acier inoxydable : deux horizontaux le long des galeries du Piton Central (ERT_hPC) et du Piton Nord (ERT_hPN), et un vertical nord-sud passant par le sommet du Piton Central (ERT_vPC). Les électrodes sont espacées de 3 m, et les mesures sont réalisées avec un protocole Wenner, le plus adapté aux milieux rocheux de haute montagne (Krautblatter et Hauck, 2007 ; sect. 5.1.2.). Les résultats et projets de recherche associés à ces mesures sont discutés dans la section 7.3.2.

Encart 3.3 - Mesure des modalités d'enneigement

L'analyse préliminaire des modalités d'enneigement des faces de l'Aiguille du Midi à partir des quatre premiers mois d'enregistrement photographique (Davezne, 2012) définit une épaisseur moyenne d'accumulation de 9 à 15 cm sur la face NE, le maximum n'excédant pas 50 cm, et une extension sur 65% de la face (fig. 3.9). Ces valeurs sont extrêmement variables dans le temps. Les périodes d'accumulation sont aussitôt suivies par des périodes d'ablation éolienne ou gravitaire. En face sud, la couverture nivale peut atteindre 95% de la superficie, et l'épaisseur moyenne du manteau varie de 22 à 95 cm avec un maximum de 130 cm. La variabilité y est aussi importante et une large partie de l'ablation s'opère par fusion.

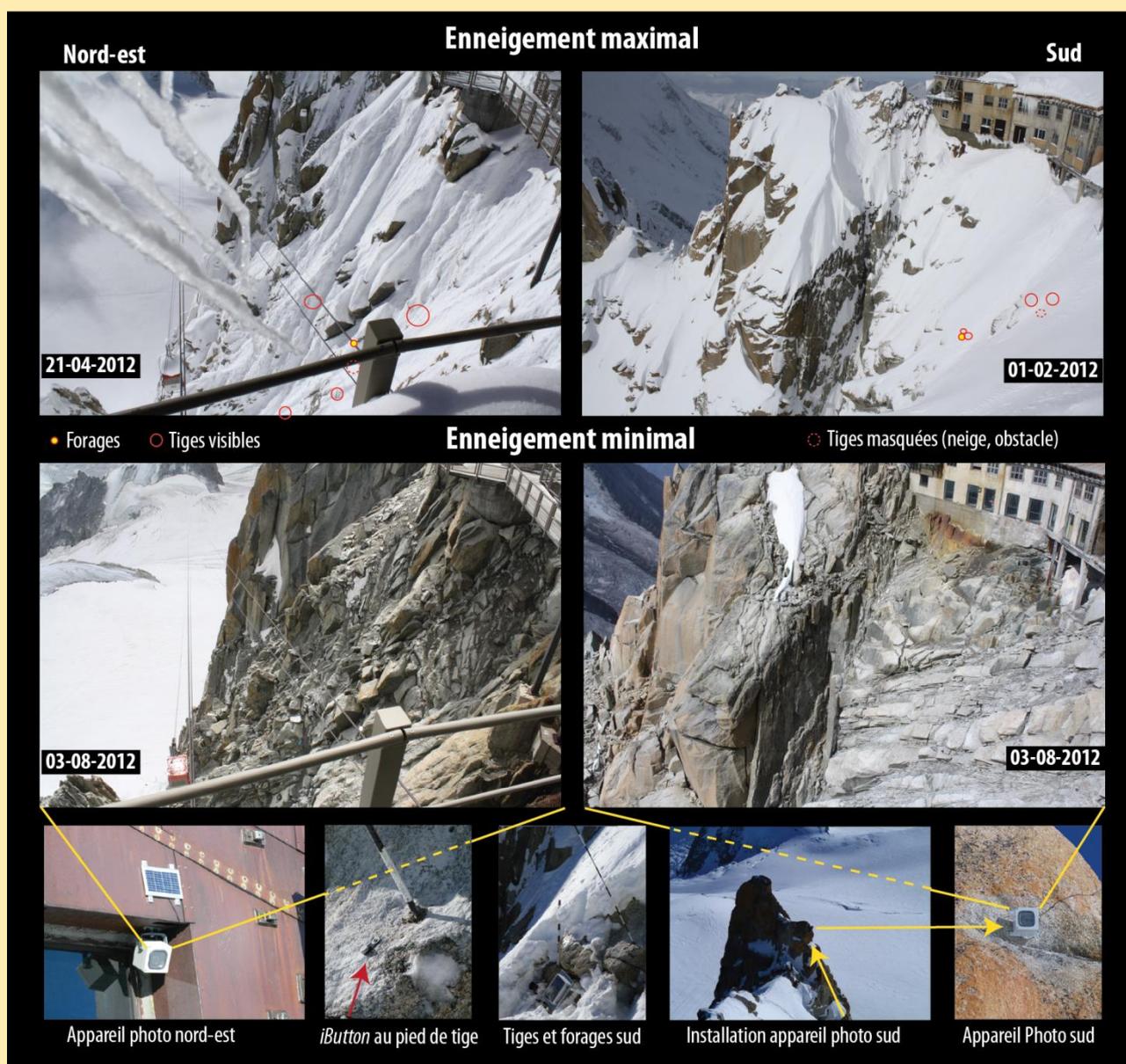


Figure 3.9. Dispositif de suivi de l'enneigement sur les faces NE et sud de l'Aiguille du Midi, avec leur minimum et maximum d'enneigement observé en 2012.

e. Mesures de la cinématique et télétransmission de données

En juillet 2012, six extensomètres (ForaPot de Stump, précision >0,01 mm) ont été implantés sur six fractures des Pitons Nord et Central (Ext1 à Ext6 ; fig. 3.4 et 3.10) par une équipe de l'École Polytechnique de Zurich (J. Beutel, S. Weber) avec la collaboration d'EDYTEM. Ils mesurent leur ouverture horizontale toutes les 2 minutes. Trois d'entre eux ont été équipés de capteurs de température de surface (0,5 à 2 cm de profondeur) des parois (Ext1, Ext3 et Ext6 ; fig. 3.4). La longueur visible des fractures, de 3,7 m (Ext 5) à 91 m (Ext1), a été mesurée par télémétrie, sauf pour Ext3 et Ext6. A l'occasion de cette installation, un système de télétransmission des données WSN (Wireless System Network ; Hasler *et al.*, 2008) développé par le groupement de chercheurs et ingénieurs suisses en sciences de l'environnement *PermaSense* (<http://www.permasense.ch>), a été mis en place sur les extensomètres et forages. *PermaSense* développe des méthodes et outils d'investigation de la cryosphère, du climat et de la morphodynamique en haute montagne, en s'appuyant sur leur activité centrale concentrée sur les systèmes de télétransmission de données adaptés aux conditions de la haute montagne. Les trois forages (sect. 4.1.2.2.a) ont également été équipés à cette occasion et leurs données sont visibles en ligne (<http://data.permasense.ch/science.html#science>).

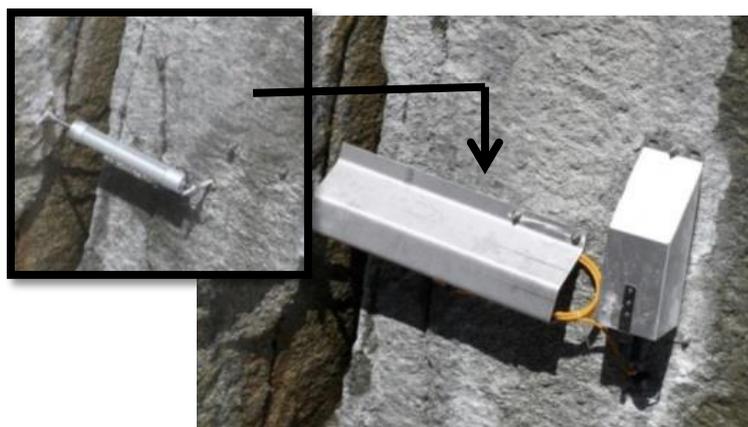


Figure 3.10. Extensomètre (gauche) placé sous une protection et relié au système de télétransmission (boîtier de droite).

f. Mesure de la température dans les galeries de l'Aiguille du Midi

En janvier 2013, huit *iButtons* ont été placés dans les galeries, six dans le Piton Central et deux dans le Piton Nord (fig. 3.11). Ils relèvent la température à la surface des parois à un pas de temps horaire afin d'obtenir des données utiles à la compréhension de la perturbation anthropique du milieu. L'analyse préliminaire des résultats est détaillée dans la section 7.4.1.

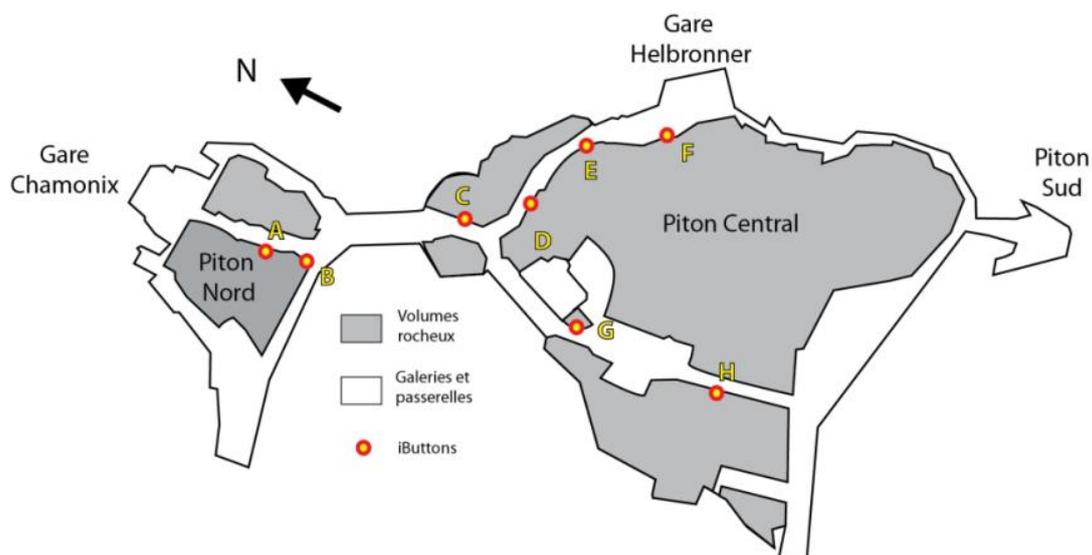


Figure 3.11. Localisation des huit iButtons relevant la température à la surface des parois des galeries des Pitons Central et Nord de l'Aiguille du Midi.

g. Mesures complémentaires

Des relevés topographiques au laserscan terrestre longue portée à l'extérieur des parois et de courte portée à l'intérieur des galeries ont été réalisés entre 2006 et 2009 afin de construire un MNT de haute résolution de l'Aiguille du Midi (Deline *et al.*, 2009).

En 2007, un essai de mesure de thermographie a été réalisé sur les faces sud et nord du Piton Central et a donné des résultats encourageants (température relevée proche de celle mesurée par les capteurs de température, représentativité de la variabilité spatiale de la température).

En 2013, deux profils géoradar ont été réalisés en face NW, l'un vertical de 50 m et l'autre horizontal de 8 m (sect. 7.4.2). Les radargrammes permettent d'atteindre une profondeur d'environ 7 m. Ces mesures ont été reconduites pendant l'hiver 2014 sur un profil d'environ 50 m de long sur la face NE et le radargramme atteint une profondeur de 2 m. Cette face étant plus fracturée, les ondes radar ont été atténuées, ce qui explique cette moindre profondeur d'investigation. Enfin, des relevés de la fracturation ont été effectués en 2014 afin d'identifier les principales familles de fractures à l'Aiguille du Midi.

L'Aiguille du Midi abrite un système de monitoring parmi les plus complets des Alpes. Les deux programmes de recherche qui ont permis d'initier ces installations sont terminés mais l'équipement ne cesse de s'élargir et les collaborations se pérennisent. Les premiers résultats s'avèrent concluants. Les données multi-annuelles de température des parois permettent de caractériser l'état du permafrost et son évolution au fil des saisons d'enregistrement. L'étude qui suit présente les années de relevé de la température en analysant les caractéristiques de la température de surface, de la couche active, et du permafrost de l'Aiguille du Midi au regard de la connaissance actuelle.

3.2. Caractéristiques thermiques de l'Aiguille du Midi

Cette section résume l'article publié dans *The Cryosphere* (Pub. 1), inséré à la suite de ce résumé. La compréhension des processus thermomécaniques possiblement impliqués dans le déclenchement des écroulements rocheux est aujourd'hui restreinte par le manque de données disponibles. Les études pionnières ont décrit les caractéristiques du permafrost de paroi dans des conditions simplifiées (lisses et compactes; Gruber *et al.* 2004b), afin de pouvoir simuler la distribution pluridimensionnelle du permafrost sur des géométries simplifiées (Noetzli *et al.* 2007). Ces modèles appréhendent le permafrost dans son état stationnaire et transitoire à des échelles séculaires, mais la compréhension des processus qui contrôlent les couches superficielles des parois sur le court terme, probablement impliqués dans bon nombre d'écroulements (sec. 2.1.1) est encore bien limitée. La première étude se concentrant sur l'effet thermique de la neige et de la fracturation a conclu que ces modélisations pourraient globalement dévier de 1 à 3°C en fonction de l'exposition. D'autres études se sont directement penchées sur l'effet de la neige dans les parois alpines, et mettent en évidence l'extrême variabilité de son contrôle (Pogliotti, 2011).

Le dispositif de mesure de l'Aiguille du Midi permet d'aborder les questions de recherche suivantes (Questions 1, sec. 2.1.2.1) :

- **quelle est la variabilité de la température de surface induite par la topographie et la neige à l'échelle du sommet ?**
- **quelle est la variabilité de la couche active induite par la topographie ?**
- **quels sont les effets thermiques de la neige et de la fracturation sur la température de subsurface à l'échelle des parois ?**

Pour répondre à ces questions, les modalités saisonnières et annuelles de la température de surface, de la couche active et du permafrost sont analysées sur la base de douze séries temporelles pour la surface des parois et des relevés dans trois forages de 10 m de profondeur couvrant une période de 4 à 8 ans. Les résultats sont discutés à la lumière de la connaissance actuelle, tout en mettant en évidence les effets encore peu connus de la neige et des fractures.

3.2.1. Traitement des données

Cette section résume la section 4 de la Publication 1. L'emplacement des capteurs utilisés pour cette étude, présentés dans la section 3.1.2.2 est illustré dans la figure 2 et leur contexte topographique ainsi que leur enneigement général déterminé à partir des appareils photos pour la face sud et NE (sect. 3.1.2.2.c) sont résumés dans le tableau 1 de la Publication 1.

Les séries temporelles de température en surface et en profondeur des parois, et de la température de l'air ont d'abord été agrégées à résolution journalière avant d'être complétées. Trois méthodes de complétion ont été appliquées en fonction de la longueur des interruptions : l'interpolation linéaire entre les deux données encadrant l'intervalle de données manquantes pour les interruptions <5 jours, le remplacement des données manquantes par la moyenne des 30 jours avant et après l'interruption (Hasler *et al.*, 2011a) pour les interruptions <1,5 mois, et la régression linéaire avec les capteurs les plus proches (utilisation d'un capteur au sud pour compléter l'autre par exemple) pour compléter une interruption de décembre 2007 à février 2008 pour N1, S1, E1 et W1. Les capteurs sous la neige ne sont pas adaptés pour cette opération. La figure 3.12 illustre la relation entre les températures journalières de S2 et S1, et de

S1 et S3, et montre l'effet de la neige sur S3 : les températures les plus basses excèdent à peine -5°C du fait de la thermo-isolation de la neige.

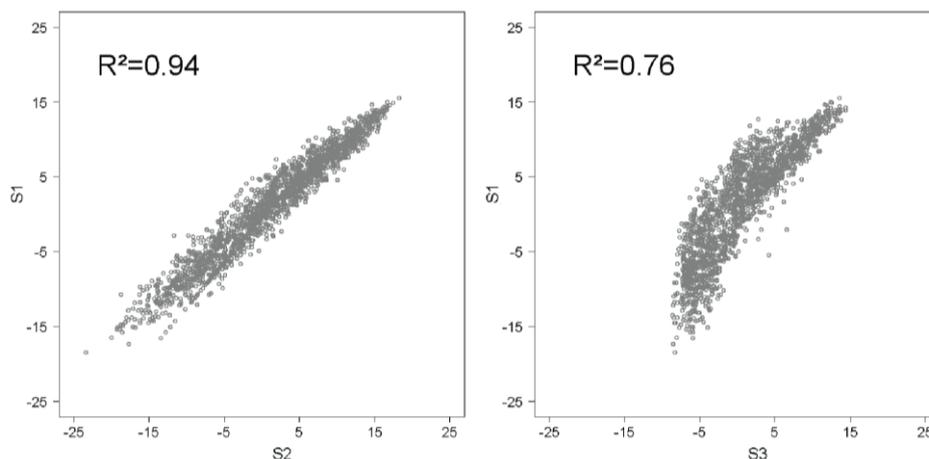


Figure 3.12.
Relation entre les températures journalières des différents capteurs de surface en face sud.

Le coefficient de corrélation entre S1 et S3 est de ce fait moindre qu'en considérant des conditions sans neige. Dans le cas de S1, c'est donc S2 qui a été utilisé pour formuler la régression linéaire et compléter l'interruption. Ces méthodes de complétion peuvent induire une erreur de 0,10 à 0,15°C sur une moyenne annuelle. Les interruptions >1.5 mois continu sur une même année n'ont pas été complétées. Après complétion des séries, les données ont été agrégées en moyennes saisonnières (hiver : décembre, janvier, février ; printemps : mars, avril, mai ; été : juin, juillet, août ; automne : septembre, octobre, novembre) et annuelles. Les moyennes saisonnières ont été uniquement calculées dans le cas où la totalité des données de la saison étaient disponibles, ou que seules quelques interruptions de courte durée pouvaient être complétées par la méthode d'interpolation linéaire. Les périodes d'enregistrement disponibles pour chaque capteur suite à cette complétion sont affichées dans le tableau 2 de la Publication 1.

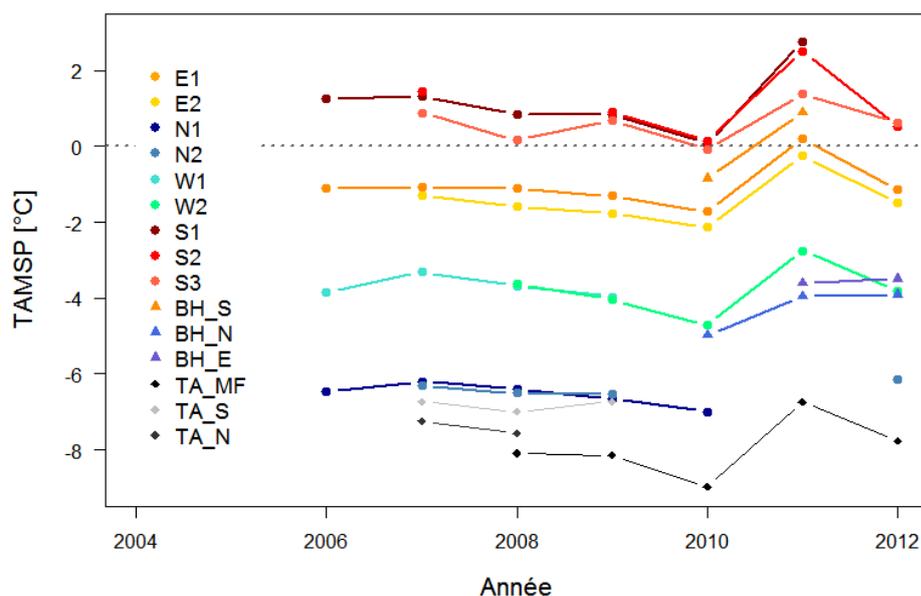
3.2.2. Principales observations et interprétations

Cette section résume les sections 5 et 6 de la Publication 1. Le régime de surface est décrit en utilisant les neuf capteurs de surface à 10 et 30 cm de profondeur et ceux des trois forages situés à 30 cm. L'*offset* de surface (sect. 1.1.1.3.a) est calculé pour chaque capteur afin d'analyser les effets de la neige sur la température de surface (fig. 4 de la Pub. 1). En complément, la température journalière des capteurs affectés par la neige (BH_E, BH_S, BH_N et S3) est comparée à celle de l'air (fig. 5 de la Pub. 1). Les couches actives sont analysées sur la base des relevés journaliers dans les forages (fig. 6, Pub. 1). Les profils T(z) (température en fonction de la profondeur) annuels moyens, minima et maxima sont employés pour décrire les caractéristiques du permafrost (fig. 7 et 8, Pub. 1).

3.2.2.1. La température de surface et le contrôle nival

L'*offset* de surface (température à la surface des parois – température de l'air) est calculé à partir de moyennes saisonnières (*offset* de surface saisonnier : SSO) et annuelles (*offset* de surface annuel : ASO) et représenté graphiquement en fonction de l'exposition dans la figure 4 (Pub. 1). Un gradient adiabatique de $0,006^{\circ}\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$ a été appliqué à chacun des capteurs afin de prendre en compte leur différence d'altitude et de les rendre directement comparables. Les températures annuelles moyennes relevées à chacun des capteurs de surface (sans application

du gradient thermique) sont visibles dans la figure 3.13 qui montre que la TAMSP est toujours supérieure à la TAMA, avec une gamme d'ASOs de <2 à 9°C (fig. 4a, Pub. 1), qui dépend de l'exposition aux radiations solaires. Ainsi, l'*offset* de surface dans les parois dépend principalement de la quantité de rayonnement direct à leur surface (Gruber et al, 2004b). L'effet de ce rayonnement est également visible par les différences de TAMA entre les capteurs situés à proximité de la face sud (TA_S) et de la face nord (TA_N ; sect. 3.1.2.2, fig. 3.5), qui sont plus élevées que la TAMA calculée à partir des relevés de Météo France (TA_MF). Ces différences justifient l'utilisation des relevés de Météo France puisque les TAMAs relevées à proximité des parois sont biaisées par le rayonnement réfléchi (Huwald *et al.*, 2009).



S3 est généralement plus froid, avec un *offset* de surface inférieur à ceux de S2 et S1, bien que ces trois capteurs présentent la même exposition (fig. 4a de la Pub. 1). La neige sur S3 réfléchit le rayonnement solaire. Elle est donc un paramètre de haute importance dans le bilan d'énergie sur cette face sud et explique cet abaissement de température. Inversement, BH_N est plus chaud, avec un *offset* de surface plus élevé que ceux de N2 et N1, ce qui suggère ici que la neige réchauffe la surface des parois dans cette face ombragée où l'effet du rayonnement solaire est moindre, mais celui de la température de l'air plus important. Ces interprétations sont renforcées par les SSOs (fig. 4b et 4c, Pub. 1) : ils sont particulièrement élevés en hiver pour S3, BH_S et BH_N, car l'effet thermo-isolant de la neige protège du froid hivernal (Hanson et Hoelzle, 2004 ; Luetschg *et al.*, 2008). En été les SSOs sont plus faibles que pour les capteurs sans neige du fait de la fusion tardive de la neige qui protège alors la surface des parois lors du fort rayonnement solaire en cette saison (Hasler *et al.*, 2011a). La figure 3.6 de l'encart 3.2 confirme par ailleurs l'importance du rayonnement solaire direct de courte longueur d'onde à cette saison. La fusion tardive de la neige est visible dans les relevés journaliers de BH_S, BH_N et S3 (fig. 5, Pub. 1) qui montrent parfois (2011 pour BH_N par exemple), une période de température constante à 0°C. Cette stagnation marque un *zero-curtain effect*, résultat de la consommation de chaleur latente par la fusion nivale (Hanson et Hoelzle, 2004). Par ailleurs, les trois capteurs présentant une épaisseur de neige >0,5 m (BH_N, BH_S et S3) ne suivent pas les oscillations

journalières de la température de l'air de l'automne au printemps, ce qui illustre l'effet isolant de la neige. En revanche BH_E dont l'épaisseur de neige est <0,5 m ne montre pas d'influence spécifique de la neige car une épaisseur de neige <0,6-0,8 m n'isole pas le substratum des conditions atmosphériques (Luetschg *et al.*, 2008; Pogliotti, 2011). Sous ce seuil, la neige tend plutôt à refroidir la roche en conduisant le froid jusqu'à sa surface et en réfléchissant le rayonnement solaire (Hasler *et al.* 2011a ; Pogliotti, 2011).

Sur le plan temporel, les capteurs affectés par la neige ont des changements interannuels plus marqués que ceux sans neige (fig. 4a ; Pub. 1), similairement aux formations superficielles (PERMOS, 2013). Leur évolution peut alors s'opposer à celle des capteurs sans neige : l'ASO des capteurs sans neige s'abaisse en réponse à la réduction de l'ensoleillement tandis qu'il peut augmenter pour les capteurs sous la neige, isolés de l'air froid. Enfin, les changements interannuels des capteurs sans neige sont aussi variables en fonction de l'exposition, possiblement en réponse à la micro-météorologie (changements dans la nébulosité convective notamment).

3.2.2.2. Température dans les forages : contrôles de la neige et des fractures

Les profondeurs et périodes des couches actives enregistrées entre 2010 et 2013 sont typiques des parois alpines : maxima d'environ 2 m pour BH_N à quasiment 6 m pour BH_S, atteints entre août et octobre (fig. 6 et tab. 3 de la Pub. 1). Cependant, ces couches actives ne varient pas de la même manière d'une année sur l'autre : elle fut moins profonde en 2011 qu'en 2010 à BH_E, alors qu'elle s'est accrue pour les deux autres forages. La température de l'air n'est donc pas toujours le principal facteur de contrôle et les données météorologiques pour l'été 2011 soutiennent l'hypothèse d'un effet de chutes de neige estivales pour expliquer ce cas spécifique (sect. 3.3.1.2.a). Le début de la saison de dégel peut être assez tardif, notamment à BH_N (en août), là où la fusion nivale est elle aussi très tardive (*zero-curtain effect* d'août 2011, fig. 5 de la Pub. 1)

Le régime thermique dépend directement de l'exposition, avec un permafrost de type chaud à BH_S (> -2°C) et de type froid aux deux autres forages à 10 m de profondeur (fig. 7, Pub. 1). Les amplitudes entre le minimum et le maximum annuels les plus importantes relevées à la surface et en profondeur, sont observées à BH_E. La moindre amplitude à la surface des deux autres forages est sans doute le résultat de la thermo-isolation nivale qui protège la paroi des températures les plus basses. Similairement aux températures de surface, BH_E est plus froid que BH_N jusqu'à 1,4 m de profondeur, sans doute du fait de l'influence de la neige.

En 2011, BH_S indique une température positive jusqu'à 1 m de profondeur, nettement plus élevée que l'année précédente, alors qu'entre 6 et 10 m elle est plus basse. Les profils de BH_N marquent une inflexion à 2,5 m de profondeur qui correspond à la présence d'une fracture notée pendant les opérations de forage. Ces inflexions sont attribuées à un effet refroidissant résultant de la ventilation d'air dans la fracture (Hasler *et al.*, 2011a). La température à 2,5 m de profondeur est plus basse qu'à la surface, et le gradient thermique calculé au-dessus de l'inflexion diffère de celui calculé en-dessous de celle-ci, notamment au cours de la saison hivernale où il est bien plus élevé sous la fracture (fig. 8, Pub. 1). La fracture agit alors comme un raccourci thermique refroidissant entre l'atmosphère et la subsurface. La masse rocheuse au-dessus de la fracture semble plutôt affectée par la neige avec une température minimale plus élevée qu'à BH_E (fig. 7b de la Pub. 1) et un gradient relativement faible. La quasi-linéarité des

profils de BH_E indique une domination de la conduction thermique (Williams et Smith, 1989). Les profils de BH_S, dont l'inclinaison diffère d'une année sur l'autre avec un profil 2011 plus incliné par exemple, suggèrent une consommation de chaleur latente (discutée dans la sect. 3.3.2.1.). Les observations réalisées pendant les opérations de forage soutiennent cette hypothèse : elles ont mis en évidence la présence d'eau dans le matériel détritique remplissant les fractures.

Enfin, on constate un gradient de température positif pour BH_N alors qu'il est négatif pour BH_S (fig. 7a de la Pub. 1), ce qui est attribué aux effets des transferts latéraux de chaleur de la face la plus chaude vers la plus froide. Ces gradients thermiques confirment pour la première fois de manière empirique les simulations de conduction thermique 3D (Noetzli *et al.*, 2007).

3.2.3. Conclusions et perspectives

Les caractéristiques thermiques de l'Aiguille du Midi confirment les études précédentes (Gruber *et al.*, 2004b ; Noetzli *et al.*, 2007 ; Hasler *et al.*, 2011):

- Les caractéristiques générales du régime de surface, de la couche active et du permafrost dépendent de la topographie.
- Un permafrost de type chaud et un permafrost type froid coexistent dans un même piton rocheux, ce qui conduit à des flux latéraux de chaleur de la face ensoleillée vers la face ombragée jusqu'alors observés qu'à partir de simulations numériques.
- La température de surface est contrôlée par la micro-météorologie dans des conditions sans neige. L'évolution des capteurs sous la neige est différente de celles des capteurs sans neige.
- Les accumulations de neige <0,6 m refroidissent la paroi.

Cette étude étend la connaissance actuelle:

- Les capteurs avec une accumulation de neige épaisse montrent l'effet isolant de la neige, similaire à celui des formations superficielles, avec une réduction du gel hivernal et un retard dans le dégel estival.
- Les accumulations épaisses de neige réchauffent la surface des parois à l'ombre du fait de leur propriété thermo-isolante mais ne suffisent pas à contrebalancer l'effet refroidissant induit par l'albédo élevé de la neige sur la moyenne annuelle des parois ensoleillées.
- L'effet refroidissant d'une fracture est directement visible dans les relevés de température, marqué par une inflexion significative. Cette fracture agit comme un raccourci thermique entre l'atmosphère et la subsurface. Les relevés saisonniers indiquent que c'est principalement au cours de la saison froide que la fracture refroidit significativement les 3-4 m de masse rocheuse qui lui sont sous-jacents.

Les données recueillies sur le manteau nival (sec. 3.1.2.2.c) pourront être analysées en détail pour mieux comprendre son rôle dans la formation et l'évolution de la couche active et tenter de le quantifier (sect. 7.1.2). Les effets de la chaleur latente et de la fracturation devront également faire l'objet d'investigations plus spécifiques, notamment au travers de modèles à base physique et à l'aide de mesures complémentaires (géoradar ou extensomètres par exemple, sect. 7.4).

Fiche Synoptique

Publication 1

Thermal characteristics of permafrost in the steep alpine rock walls of the Aiguille du Midi (AdM, Mont Blanc Massif, 3842 m a.s.l.)

The Cryosphere - 2015

F. Magnin, P. Deline, L. Ravel, J. Noetzli, P. Pogliotti

Objectifs de l'article

- Présenter le système de monitoring de l'AdM.
- Définir les caractéristiques thermiques du site.
- Mettre en évidence les effets de la neige et de la fracturation sur la température de surface, la couche active et le permafrost.

Questions de recherche

- Quelle est la variabilité de la température de surface induite par la topographie?
- Quelle est la variabilité de la couche active et du permafrost induite par la topographie?
- Quels sont les effets thermiques de la neige et de la fracturation sur la température de subsurface?

Principaux résultats

- La variabilité de la température de surface (8°C), de la couche active (profondeur de 1,8 à 5,9 m) et du permafrost (froid et chaud) est en grande partie contrôlée par la topographie.
- La température en profondeur est en partie contrôlée par la latéralité des flux de chaleur.
- La neige >0,6 m refroidit les faces ensoleillées et réchauffe les faces à l'ombre, la neige <0,6 m refroidit les parois.
- La neige >0,6 m atténue le gel hivernal et retarde le dégel estival de la couche active.
- Une fracture ouverte engendre une inflexion froide du profil thermique qui agit comme un raccourci thermique refroidissant la masse rocheuse sous-jacente.

Implications dans la connaissance de la morphodynamique des parois

- La formation et la profondeur de la couche active n'est pas une simple réponse à la température de l'air, elle dépend également de l'enneigement.
- La température du permafrost d'un piton rocheux est hautement dépendante des flux latéraux de chaleur, mais les fractures ouvertes peuvent avoir un effet refroidissant significatif.

Perspectives et développements attendus

- Analyse des données acquises sur la neige pour une analyse spécifique de son contrôle.
- Acquisition et utilisation des données pour contraindre ou évaluer des modèles physiques de diffusion thermique tenant compte de la fracturation.
- Utilisation des températures de surface mesurées pour calibrer localement un modèle statistique de distribution du permafrost.

The Cryosphere, 9, 109–121, 2015
www.the-cryosphere.net/9/109/2015/
doi:10.5194/tc-9-109-2015
© Author(s) 2015. CC Attribution 3.0 License.



Thermal characteristics of permafrost in the steep alpine rock walls of the Aiguille du Midi (Mont Blanc Massif, 3842 m a.s.l.)

F. Magnin¹, P. Deline¹, L. Ravelin¹, J. Noetzli², and P. Pogliotti³

¹EDYTEM Lab, Université de Savoie, CNRS, Le Bourget-du-Lac, France

²Glaciology and Geomorphodynamics Group, Department of Geography, University of Zurich, Zurich, Switzerland

³ARPA Valle d'Aosta, Saint-Christophe, Italy

Correspondence to: F. Magnin (florence.magnin@univ-savoie.fr)

Received: 11 March 2014 – Published in The Cryosphere Discuss.: 4 June 2014

Revised: 21 December 2014 – Accepted: 22 December 2014 – Published: 16 January 2015

Abstract. Permafrost and related thermo-hydro-mechanical processes are thought to influence high alpine rock wall stability, but a lack of field measurements means that the characteristics and processes of rock wall permafrost are poorly understood. To help remedy this situation, in 2005 work began to install a monitoring system at the Aiguille du Midi (3842 m a.s.l.). This paper presents temperature records from nine surface sensors (eight years of records) and three 10 m deep boreholes (4 years of records), installed at locations with different surface and bedrock characteristics. In line with previous studies, our temperature data analyses showed that: micro-meteorology controls the surface temperature, active layer thicknesses are directly related to aspect and ranged from < 2 m to nearly 6 m, and that thin accumulations of snow and open fractures are cooling factors. Thermal profiles empirically demonstrated the coexistence within a single rock peak of warm and cold permafrost (about -1.5 to -4.5 °C at 10 m depth) and the resulting lateral heat fluxes. Our results also extended current knowledge of the effect of snow, in that we found similar thermo-insulation effects as reported for gentle mountain areas. Thick snow warms shaded areas, and may reduce active layer refreezing in winter and delay its thawing in summer. However, thick snow thermo-insulation has little effect compared to the high albedo of snow which leads to cooler conditions at the rock surface in areas exposed to the sun. A consistent inflection in the thermal profiles reflected the cooling effect of an open fracture in the bedrock, which appeared to act as a thermal cutoff in the sub-surface thermal regime. Our field data are the first to be obtained from an Alpine permafrost site where borehole temperatures are below -4 °C, and represent

a first step towards the development of strategies to investigate poorly known aspects in steep bedrock permafrost such as the effects of snow cover and fractures.

1 Introduction

The last few decades have seen an increase in rockfall activity from steep, high-altitude rock walls in the Mont Blanc Massif (Western European Alps) (Ravelin and Deline, 2010; Deline et al., 2012). Several studies of recent rock avalanches and rockfalls in mid-latitude alpine ranges have ascribed such increases to climate-related permafrost degradation (Deline, 2001; Gruber et al., 2004a; Huggel et al., 2005, 2008; Fischer et al., 2006; Allen et al., 2009; Ravelin et al., 2010, 2012; Deline et al., 2011). Rockfall magnitude and frequency are thought to be linked to the timing and depth of permafrost degradation, which can range from a seasonal deepening of the active layer to long-term, deep-seated warming in response to a climate signal (Gruber and Haerberli, 2007). Local warming of cold permafrost may be induced by advection and the related erosion of cleft ice (Hasler et al., 2011b), which can lead to unexpected bedrock failures. As Krautblatter et al. (2011) noted, before being able to predict permafrost-related hazards, it is necessary to develop a better understanding of the thermo-hydro-mechanical processes involved, which means collecting rock temperature measurements and developing modelling strategies.

Measurement strategies and numerical experiments have been used to investigate the thermal conditions and characteristics of near-vertical and virtually snow-free alpine rock

walls that are directly coupled with the atmosphere (Gruber et al., 2003, 2004b; Noetzi et al., 2007). These studies have shown the domination of topographical controls on steep bedrock permafrost distribution, with a typical surface temperature difference of 7–8 °C between south and north faces, the possible coexistence of warm and cold permafrost in a single rock mass, and lateral heat fluxes within the rock mass inducing near-vertical isotherms. Hasler et al. (2011a) suggested that both thin accumulations of snow on micro-reliefs and cleft ventilation may cause deviations of 1 °C (shady faces) to 3 °C (sunny faces) compared with the smooth, snow-free rock wall model test cases. The thermal influence of snow on steep rock faces has been addressed via numerical experiments (Pogliotti, 2011), which have shown that the effect of snow is highly variable and depends on topography, and the depth and timing of the accumulation. However, few empirical data are available to evaluate numerical experiments. Recent advances in the study of steep alpine rock walls have helped to build bridges between what is known about the general characteristics of permafrost and processes related to the microtopography and internal structure of rock masses, which may be significant in their short-term evolution and in permafrost distribution. However, a much larger corpus of field observations and monitoring data for a variety of bedrock conditions is needed to develop, calibrate and evaluate reliable models.

As part of our research into geomorphic activity in the Mont Blanc Massif, in 2005 we started a long-term permafrost-monitoring programme at the Aiguille du Midi (AdM), currently the highest instrumented bedrock permafrost site in the European Alps (3842 m a.s.l.). This monitoring program was designed to characterize and determine the thermal state of the permafrost and active layer, and to collect temperature data under variable snow-cover and structural conditions that could be used to calibrate and validate high-resolution numerical experiments on permafrost thermal processes.

In this paper we describe the monitoring programme at the AdM, and present temperature data from nine surface miniloggers and three 10 m deep boreholes. Due to the morphology of the AdM, the monitoring network is concentrated in a very small area; however, the data obtained allowed us to address the following questions:

- How much of the surface temperature variability over this small area is due to topography and snow cover?
- How much of the variability in the active layer is due to the topography of the steep rock walls?
- What are the thermal effects of snow and fractures on sub-surface temperatures at the AdM?

We used 8 years of surface records and 4 years of borehole to analyse seasonal and annual variations in temperature patterns, in the active layer, and in the permafrost thermal regime. We discuss our results in the light of previous

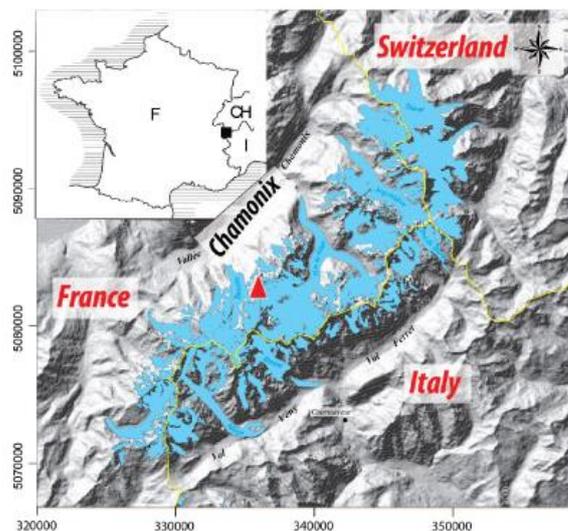


Figure 1. Location of the Mont Blanc Massif and the Aiguille du Midi (red triangle) (modified from Le Roy, 2012).

research and provide new empirical evidence for the effects of snow and fractures on permafrost in steep rock walls.

2 Study site

The AdM lies on the NW side of the Mont Blanc Massif (Fig. 1). Its summit (45.88° N, 6.89° E) consists of three granite peaks (Piton Nord, Piton Central, and Piton Sud) and culminates at 3842 m a.s.l. The steep and partly glaciated north and west faces of the AdM tower more than 1000 m above the Glacier des Pélerins and Glacier des Bossons, while its south face rises just 250 m above the Glacier du Géant (i.e. the accumulation zone of the Mer de Glace). This part of the Mont Blanc Massif is formed by an inclusion-rich, porphyritic granite and is bounded by a wide shear zone. A main, N 40° E fault network intersected by a secondary network determines the distribution of the main granite spurs and gullies (Leloup et al., 2005). The highest parts of the peak tend to be steep, contain few large fractures, and, in places, are characterized by vertical foliation bands and small fissures. The lower parts are less steep and more fractured. In the present paper we use the abbreviation AdM to refer only to the upper section of the Piton Central, between 3740 and 3842 m a.s.l. where most of the instruments are installed. A tourist cable car runs from Chamonix to the Piton Nord. Galleries and an elevator allow visitors to gain the viewing platform on top of the Piton Central, from where there is a 360° panorama of the Mont Blanc Massif.

We chose the AdM as a monitoring site for the following scientific and logistical reasons: (i) permafrost is extremely likely due to the AdM's high altitude and the presence of



Figure 2. The Aiguille du Midi with snow camera, air temperature, rock surface temperature and borehole logger locations. Pictures: S. Gruber (top left and right, bottom left); P. Deline (bottom right).

cold-based hanging glaciers on its north face; (ii) the morphology of the peak offers a range of aspects, slope angles and fracture densities that are representative of many other rock walls in the massif; (iii) the easy access by cable car from Chamonix and the availability of services (e.g. electricity) at the summit station. Monitoring equipment was installed as part of the PERMAdataROC (2006–2008) and PermaNET (2008–2011) projects, funded by the European Union and run jointly by EDYTEM Lab (France), ARPA VdA (Italy), and the Universities of Zurich (Switzerland), Bonn and Munich (Germany). As such, it complements other rock wall observation sites – for example, those within the Swiss Permafrost Monitoring Network (PERMOS).

Data from the monitoring equipment on the AdM were completed by data from ARPA VdA's weather stations, which measured air temperature and relative humidity, incoming and outgoing shortwave and longwave solar radiation, wind speed, and wind direction on the south and north faces between 2006 and 2010. Electrical Resistivity Tomography (ERT) and Induced Polarization (IP) have been measured since 2008 in conjunction with the universities of Bonn and Munich. High-resolution (cm scale) triangulated irregular networks (TIN) of rock walls and galleries of the AdM were obtained from terrestrial laser scanning. In July 2012, six crack-meters equipped with wireless sensors were installed in major fractures in the Piton Central and Piton Nord in order to complement existing studies of cleft dilatations and shearing movements in rock wall permafrost, to check the stability of the AdM and to test an early warning system. Finally, two GPR surveys were performed along vertical transects in 2013 and 2014. Not all of these data were used in the present study but they will contribute to future research.

3 Data collection methods

3.1 Rock temperature monitoring

The present study is based on rock surface temperatures taken at the top of the AdM (between 3815 and 3825 m a.s.l.; Fig. 2) since 2005 by a network of mini-loggers (GeoPrecision PT1000 sensors, accuracy ± 0.1 °C) installed by the University of Zurich and ARPA VdA. Two loggers were installed in snow-free locations on each face of the AdM (Table 1). The south face has an additional logger (S3) installed just above a small ledge on which snow accumulates in winter, covering the logger. The loggers record the temperature every hour at depths of 0.03, 0.30 and 0.55 m, in line with the method described by Gruber et al. (2003).

In September 2009, three boreholes were drilled in the lower section of the Piton Central, at between 3738 and 3753 m a.s.l.

In order to minimize possible thermal disturbances caused by air ventilation in the galleries and heating from staff rooms, the boreholes were drilled several tens of metres below the galleries running through the AdM. The criteria used to decide the exact location of each borehole were the aspect, fracturing, roughness and angle of the rock wall (Fig. 2). Each borehole was drilled perpendicular to the rock surface and to a depth of 11 m. Borehole depths were constrained by the drilling equipment and the funding available. The boreholes on the northeast (BH_E) and south (BH_S) faces were drilled in fractured rock walls that slope at 65 and 55°, respectively. Even on rock walls at these angles, snow can accumulate on the micro-reliefs in the face. The borehole on the northwest face (BH_N) was drilled in a vertical, unfractured wall. The only place that snow can accumulate on this wall is on small ledges such as the one above which BH_N was drilled.

The boreholes were drilled between 14 and 27 September 2009 by a team of five people (two mountain guides, plus three members of the EDYTEM Lab) who had to contend with very variable weather and challenging logistics. For each borehole it was necessary to: (i) install a safety line for the workers, (ii) set up a rope system to carry the equipment from the galleries to the drill site, (iii) install a work platform for the three drillers, (iv) anchor a base on which to fix a rack way, (v) drill the hole using a 380 V Weka Diamond-Core DK 22 electric drill, (vi) insert into the hole a polyethylene PE100 tube (outer diameter: 40 mm; inner diameter: 29 mm) sealed at its bottom, and (vii) remove the work platform. In addition to the difficult environment and harsh weather, the drilling work was complicated by the heterogeneity and hardness of the granite, which took a heavy toll on the equipment (11 diamond heads worn out or broken, a dozen steel tubes damaged, and a motor broken). At first we tried to drill 46 mm diameter boreholes but we had to increase the diameter to 66 mm so we could use a more robust pipe string. Cooling required 1 to 3 m³ of water per

Table 1. Instrument positions. BH: borehole thermistor chains, X1 and X2: rock surface temperature loggers, AT: air temperature. Estimated snow accumulation: from automatic cameras and probes for BH_S and BH_E (winter 2012 and 2013), from field observation for S3 and BH_N.

Site Code	Elevation [m a.s.l.]	Aspect [°]	Slope [°]	Sensor depths [m]	Estimated snow accumulation [m]
BH_S	3753	135	55	0.14, 0.34, 0.74, 1.04, 1.34, 1.64, 2.14, 2.64, 3.64, 4.64, 6.64, 8.64, 9.64	> 0.8
BH_N	3738	345	90	0.3, 0.5, 0.7, 0.9, 1.1, 1.4, 1.7, 2, 2.5, 3, 4, 5, 7, 9, 10	> 1.0
BH_E	3745	50	65	0.3, 0.5, 0.7, 0.9, 1.1, 1.4, 1.7, 2, 2.5, 3, 4, 5, 7, 9, 10	< 0.6
W1	3825	270	80	0.1	0
S1	3820	140	74	0.1	0
N1	3820	354	84	0.1	0
E1	3823	124	60	0.1	0
N2	3820	334	80	0.03, 0.1, 0.3, 0.55	0
E2	3820	118	60	0.03, 0.1, 0.3, 0.55	0
S2	3815	160	85	0.03, 0.1, 0.3, 0.55	0
W2	3825	270	85	0.03, 0.1, 0.3, 0.55	0
S3	3820	158	70	0.03, 0.1, 0.3, 0.55	0.5 to 1.0
AT	3845	0	0		0

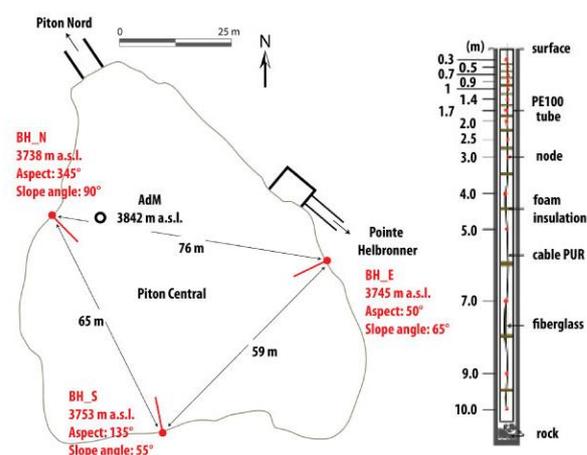


Figure 3. Borehole positions and components. Left: horizontal cross-section through the AdM's Piton Central. Borehole positions are marked in red. Right: 10 m length, 15-node thermistor chain installed in the boreholes.

day, which was carried up from Chamonix in 1 m³ tanks via the cable car. Space between the drill hole and the casing was not filled.

The three boreholes were fitted with 10 m length Stump thermistor chains, each with 15 nodes (YSI 44031 sensors, accuracy ±0.1 °C) arranged along a 6 mm fiberglass rod. Following calibration at 0 °C in an ice-water basin, the sensors were inserted in BH_S and BH_N in December 2009 and in BH_E in April 2010 (Fig. 3). In order to prevent heat convection, each sensor was separated from the others on the chain by insulating foam. The boreholes were closed at the

top, but the chains can be removed to check for thermistor drift. Rock temperatures at depths between 0.3 and 10 m are recorded every 3 hours (Table 1). Because BH_S is shallower than 10 m, the thermistor chain protrudes from the rock surface by 36 cm. Temperature comparisons between BH_S and BH_N/BH_E were carried out at the closest equivalent depths (e.g. temperatures at a depth of 2.64 m in BH_S were compared with temperatures at a depth of 2.5 m in BH_E and BH_N).

3.2 Air temperature and snow cover measurements

In order to aid interpretation of the rock temperature data, we collated air temperature data (AT, Table 1) collected by Météo France at a station 3 m above the top of the Piton Central (3845 m a.s.l.) since 2007. Data prior to 2007 (1989–2006) are very fragmented due to insufficient equipment maintenance and are not used in this study.

Two automatic cameras have taken six pictures a day of the south and northeast borehole sites since January 2012. In addition, five graduated stakes were placed around each borehole in order to evaluate the spatial variability of snow accumulation from the photographs. Visual analysis of the photos taken during the winters of 2012 and 2013 showed a thick spatially homogeneous snow cover (> 1 m), which lasted until late spring at BH_S, and a thin (< 0.5 m) spatially variable snow cover at the BH_E, where the rock face is much steeper and more complex (Table 1). Snow accumulations at BH_N and S3 were estimated from field observations. Accumulations of snow at BH_N were restricted to the relatively large ledge above which the borehole is drilled. This snow patch was over 1 m thick for most of the year. S3 is also frequently covered by > 0.5 m of snow, which accumu-

F. Magnin et al.: Thermal characteristics of permafrost

113

Table 2. Data availability after gap filling. Wi: December, January, February; Sp: March, April, May; Su: June, July, August; Fa: September, October, November. Red sections indicate where gaps < 1.5 month per year have been filled in order to calculate annual means (seasonal means not calculated for the concerned seasons). For time series that are interrupted (empty boxes) the annual mean is not computed for the concerned years.

Year	2006			2007			2008			2009			2010			2011			2012			2013		
Season	Wi	Sp	Su																					
N1																								
E1																								
S1																								
W1																								
N2																								
E2																								
S2																								
W2																								
S3																								
BH_S																								
BH_E																								
BH_N																								
AT																								

lates during winter and spring on the small ledge above the sensor. Snow depth is more variable at S3 than at BH_N because the intense solar radiation at S3 leads to more frequent melting.

4 Data set preparation

The borehole time series were all continuous except for short periods for BH_S, as this logger was removed from September 2012 to January 2013 and from October 2013 to January 2014 to prevent it being damaged by engineering work close to the borehole. Gaps in the 0.3 m temperature and AT time series were filled in so we could calculate seasonal and annual means (see Table 2). First, we calculated daily means from rock temperature time series for days with complete records. Then, we filled short gaps (< 5 days) by linear interpolation between the nearest available data points for the same depth. Longer gaps (up to 1.5 month) were filled by replacing missing data with the average value for the 30 days before and 30 days after the gap (see Hasler et al., 2011a). To fill the longest gaps for E1, N1, S1, and W1 (from 4 December 2007 to 7 February 2008) we used a third approach that involved applying a linear regression equation, fitted using data from each pair of loggers (e.g. E2 and E1) and records for the missing periods (i.e. December–February) from groups of years with complete records (2006–2007 and 2008–2009). Correlation coefficients for the equations ranged from 0.89 (S1 and S2) to 0.94 (E1 and E2). We tested this approach by simulating corresponding gap periods in the years with complete data and then filling these gaps using the regression equations. Differences between the annual means obtained using this method and the annual means calculated from the complete data set were in the range 0.01–0.15 °C and can be considered negligible. Our calculations of seasonal means did not include data obtained using the 30-day average or linear regression methods. The longest gap we filled in any 1 year was < 1.5 months, in line with standard

practice for the PERMOS network (personal communication, 2014).

5 Rock surface temperature

Smith and Riseborough (2002) defined Surface Offset (SO) as the difference between local air temperature and ground surface temperature. SO is a parameter in the TTOP model (Temperature at the Top of Permafrost, Smith and Riseborough, 1996), originally developed to define the functional relation between air and ground temperatures in polar lowlands and later applied to high-latitude mountainous terrain (Juliussen and Humlum, 2007). SO can be used to quantify the overall effect of ground cover and ground surface parameters on the surface energy balance.

We calculated annual SOs (ASO), using mean annual air temperature (MAAT) and mean annual ground surface temperature (MAGST), and seasonal SOs (SSO) from seasonal means for winter (December to February), spring (from March to May), summer (from June to August) and fall (from September to November), using time series measured at depths of 0.3 m (boreholes and E2, S2, W2, N2) and 0.1 m (E1, S1, W1, N1) – points we considered representative of surface conditions. We applied a standard lapse rate of 0.006 °C m^{-1} to air temperatures in order to balance the elevation difference between the Météo France station and the sensors. Figure 4 shows ASOs for all the complete years (Fig. 4a), SSOs for snow-free sensors for the available seasons (Fig. 4b), and SSOs for snow-covered sensors for the available seasons (Fig. 4c). We also analysed daily temperature records for the snow-covered sensors and air temperature trends as part of our investigation of the effect of snow cover on snow temperatures (Fig. 5).

5.1 Surface offset patterns

Maximum and minimum ASOs were 9.3 °C at S1 in 2011, and 1.3 °C at N1 in 2009 (Fig. 4a). These are typical values for the Alps (PERMOS, 2013). On the south face, the snow-covered sensors gave lower values than the snow-free sensors. For example, the ASOs for S3 were between 0.1 °C (2010) and 1.4 °C (2011) lower than the ASOs for S1. Conversely, on the north side, the snow-covered sensor gave higher ASOs than the snow-free sensors. On a seasonal timescale, the maximum SSOs occurred in summer for the snow-free sensors (Fig. 4b), except for the sensors on the south face (S1 and S2), where the maximum SSOs occurred in spring, with values $> 10\text{ °C}$. The lowest SSOs were recorded in winter, and ranged from approximately 8 °C on the south face to $< 1\text{ °C}$ on the north face (N1 and N2). SSO patterns for the snow-covered sensors (Fig. 4c) were opposite to those for the snow-free sensors, except for BH_E. At BH_N and BH_S, SSOs were largest in winter (4.1 and 9.5 °C , respectively) and lowest in summer. At S3, the largest

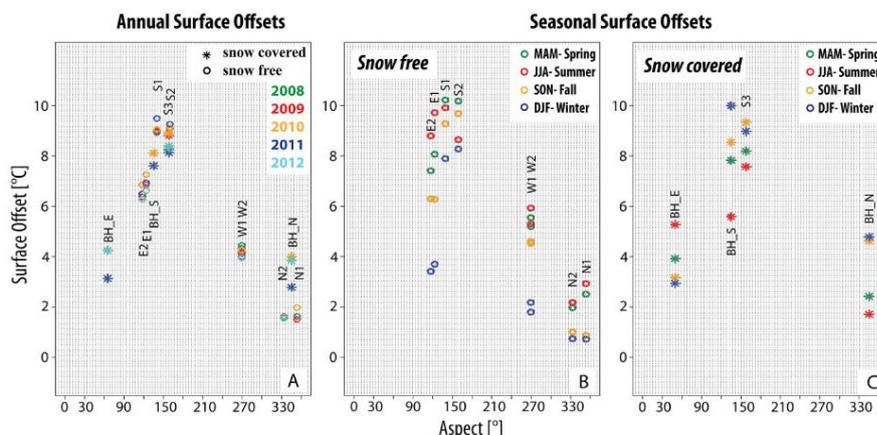


Figure 4. Annual and seasonal surface offsets calculated from sensors at 0.3 m depth. ASOs are shown for all the available years. SSOs are the mean values for the available seasons for each logger listed in Table 2.

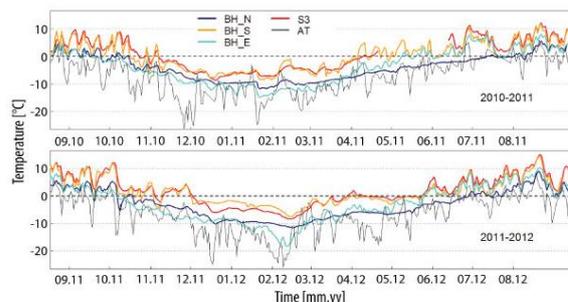


Figure 5. Daily temperature records at 0.3 m depth for snow-covered sensors for the 2010–2011 and 2011–2012 hydrological years.

SSO was in the fall. Fall SSOs were also relatively high at BH_N and BH_S. In contrast to SSOs at other snow-covered sensors, SSOs at BH_E followed a similar pattern to that recorded at the snow-free sensors, in that SSO values were directly related to insolation duration.

From 2011 to 2012, the changes in ASO at snow-covered and shady sensors such as BH_E and BH_N were greater (+1.1 °C) than they were at the snow-covered and south-facing sensors (only +0.3 °C at S3). Conversely to the snow-covered sensors, the ASO decreased at the snow-free sensors from 2011 to 2012, with, for example, values of −1 °C at S2 and −0.3 °C at E1. The maximum and minimum ASOs for the different snow-free sensors varied with aspect, with, for example, maximum ASOs in 2008 at W1 and W2, but in 2011 at S1 and S2.

5.2 Daily temperatures at snow-covered sensors

Daily temperature curves for the snow-covered sensors are smoothed compared to air temperature oscillation during cold periods (Fig. 5). The S3 and BH_S temperature curves were strongly smoothed from mid-November 2010 to January (BH_S) or April 2011 (gap for S3), and from early December 2011 to mid-May 2012. Both sensors recorded a period of almost constant 0 °C conditions from April to mid-May 2012. The temperature curve for BH_N was strongly smoothed until the summer, with a similar constant 0 °C period for three weeks in July 2011. Although the BH_E temperature curve from late September to February–March was mostly smoother than daily air temperature curve, the two curves were more closely coupled than they were at the other sensors, as the oscillations in temperatures at BH_E were in-synch with major changes in AT, such as the large drop in temperature in December 2012. From September 2010 to March 2011 and from November 2011 to February 2012, the temperatures recorded at BH_E were lower than those recorded at BH_N.

5.3 Snow cover and micro-meteorological influences

Normally on steep, snow-free bedrock in the high mountains, the MAGST is higher than MAAT, mainly because of direct solar radiation (Gruber et al., 2004b) but also due to a contribution from reflected solar radiation from large, bright glacier surfaces below measurement points (PERMOS, 2013). In the European Alps, the ASO can be up to 10 °C on south-facing rock walls, whereas the maximum ASO values recorded on steep rock walls in Norway are only 3 °C, as there is less direct solar radiation at higher latitudes (Hipp et al., 2014). In New Zealand, at similar latitude to the Alps, Allen et al. (2009) reported a maximum ASO value

of 6.7 °C. This lower value is probably the result of reduced direct solar radiation due to the influence of the oceanic climate and related frequent cloud cover. Most of the surface sensors used in the above studies were installed in snow-free conditions in order to test energy balance models (Gruber et al., 2004b) or for statistical fitting (Allen et al., 2009; Boeckli et al., 2012). At the AdM, the ASO patterns of snow-covered sensors at snow-covered sensors differed from those at snow-free sensors, mainly due to decoupling from atmospheric conditions during the winter season and the lower surface albedo of the snow-free sensors.

The differences in ASOs between snow-covered and snow-free sensors on similar aspects show that snow has a substantial effect on the annual energy balance. According to empirical and numerical studies (Hanson and Hoelzle, 2004; Luetesch et al., 2008), snow cover must be at least 0.6–0.8 m thick to insulate the rock surface from the air temperature, but snow cover on steep rock walls is usually thinner than this insulating threshold (Gruber and Haeberli, 2009). The differences between BH_N and BH_E in terms of ASOs and SSOs can probably be ascribed to variations in mean snow cover thickness (Table 1), and demonstrate that the insulating effect of snow can occur locally also in steep rock walls. On the north face, ASOs were higher at snow-covered sensors (BH_N) than at snow-free sensors (N1 and N2), showing that thermo-insulation by snow significantly increases the MAGST. On the south face, ASOs were lower at the snow-covered sensors (BH_S and S3) than at the snow-free sensors (S1 and S2), indicating that snow lowers the MAGST. This reduced warming effect could result from the combination of (i) thin snow cover with negligible thermo-insulation, (ii) a higher surface albedo, and (iii) melt energy consumption (Harris and Corte, 1992; Pogliotti, 2011). The latter two factors seem to be prevalent at the AdM because snow cover on the south face is often greater than 1 m thick during winter (Sect. 3.2) leading to a marked smoothing of daily temperature oscillations (Fig. 5). These results extend previous studies on thin snow accumulations (Hasler et al., 2011a). The importance of this reduced warming effect on sunny faces is probably reinforced by the fact that snow is present for much of the year at such altitudes, as suggested by (i) the high fall SSOs (early snow accumulation) for snow-covered sensors, (ii) their low summer SSOs, and (iii) by the nearly constant temperature close to 0 °C in late summer (Fig. 5). This constant 0 °C temperature may reflect the zero-curtain effect, which results in the snow melting and retards the thawing of the active layer, as has been described for snow-covered gentle mountain slopes (e.g. Hanson and Hoelzle, 2004; Gubler et al., 2011).

Different interannual changes were recorded at snow-covered and snow-free sensors. The PERMOS study (2013) has reported analogous differences in interannual variability between rock walls and gentle snow-covered terrain. Interannual changes at the snow-free sensors were mainly related to differences in insolation due to cloud cover. It may be

that differences in interannual changes from one aspect to another are also due to variations in cloud formation from year to year. Energy balance models have shown that convective cloud formation can cause differences in the spatial distribution of MAGST over a single rock peak (Noetzli et al., 2007). On shady faces, the effect of solar radiation control is greatly reduced and snow cover may be the most important factor affecting interannual changes. Consequently, the temperature at a snow-covered sensor can increase from one year to the next if snow insulation from the atmospheric temperature increases, while the temperature at a snow-free sensor may drop due to reduced insolation. In the case of sun-exposed and snow-covered sensors, such as S3, the balance between warming and cooling effects leads to smaller interannual ASO changes than at sensors in shadier locations, where temperature are mostly controlled by the warming effect of snow insulation. Thus, the influence of snow cover on the surface temperature of high-altitude rock walls is a due to a combination of topography, snow depth and micro-meteorology.

6 Borehole records

Four years of data from the three boreholes allowed us to describe daily temperature patterns (Fig. 6), mean annual temperature–depth ($T(z)$) profiles, and annual temperature envelopes (i.e. the maximum and minimum daily temperatures at each depth in 2011; Fig. 7). We focused on the active layer and the permafrost thermal regime, paying special attention to thermal effects related to snow cover and bedrock structure. We discuss their possible influence on the active layer and bedrock thermal regime.

6.1 Active layer

Active layer thickness (ALT) varied with aspect, with means of ca. 3 m at BH_E, 5.5 m at BH_S, and 2.2 m at BH_N (Fig. 6). Interannual variability during the monitoring period was ca. 0.7 m for each borehole (Table 3). Maximum ALTs occurred in 2012 at BH_N (2.5 m deep) and in 2013 at BH_E (3.4 m deep). At BH_S, data are missing for 2012 and 2013, but 2010 and 2011 data show a maximum ALT in 2011 of 5.9 m. The length of the thawing period, marked by continuous positive temperatures at the uppermost thermistor, also varied according to aspect. It was longest at BH_S, starting in June (April in 2011), but with isolated thawing days already in March (e.g. in 2012). In general, the surface at BH_S refroze in October, but total refreezing of the active layer did not occur until December in 2010 and 2011. The 2011–2012 freezing period was particularly mild and short (3–4 months) at BH_S. This pattern was not as marked at BH_E, which even recorded its lowest surface temperature in 2011–2012. BH_N had the longest freezing periods because temperatures in the rock sub-surface remained positive only

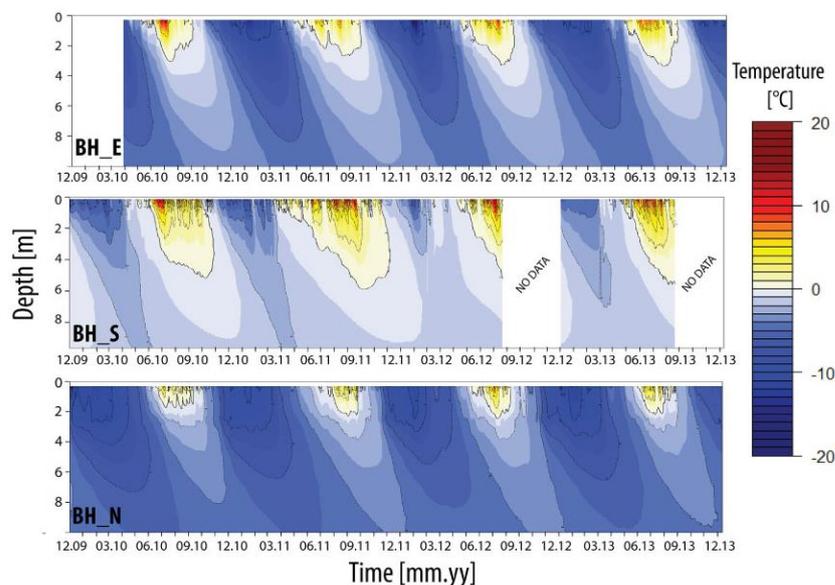


Figure 6. Daily temperature records in the AdM boreholes from December 2009 to December 2013.

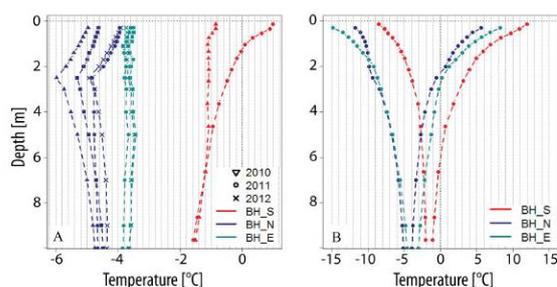


Figure 7. Mean $T(z)$ profiles (A) and 2011 temperature envelopes (B) of the AdM boreholes.

from June to October. In 2011, thawing did not start until August. BH_E had the most balanced thawing and freezing periods (ca. 6 months each).

The timing of maximum ALT depended on aspect and year (Table 3). In 2010 and 2011, maximum ALT occurred earliest at BH_E, even though the active layer was thicker at BH_E than at BH_N. In 2012 and 2013, BH_N was the first site to reach maximum ALT. In 2010, maximum ALT at BH_S occurred very late, 3 months after BH_E. Although the BH_S active layer had mostly thawed by mid-July, thawing continued steadily until the end of October. Maximum ALT always occurred later at BH_S than at the other boreholes, but the lowering of the 0 °C isotherm was more linear.

6.2 Thermal regime

Annual temperature–depth $T(z)$ profiles (Fig. 7a) revealed different thermal regimes. The AdM’s Piton Central has both warm (ca. -1.5 °C at BH_S) and cold (ca. -4.5 °C at BH_N) permafrost (Table 3). Interannual changes were not similar in every borehole. In BH_N and BH_E, the changes over 2010–2013 generally followed the changes in MAAT all along the $T(z)$ profiles. For example, the $T(z)$ profiles show considerable warming from 2010 to 2011 in response to the 2.3 °C rise in MAAT (Table 3). The BH_N $T(z)$ profile in 2011 was significantly warmer than in other years for depths up to 2.5 m; however it was colder than 2012 for depths greater than 3 m and colder than 2013 for depths greater than 7 m. In BH_S, the mean annual $T(z)$ profile for 2011 showed remarkably high temperature near the surface with positive temperatures up to a depth of 1 m. Temperatures were higher than in 2010 for the shallowest 6 m of the profile but slightly lower than in 2010 below this depth.

The zero annual amplitude depth is > 10 m for every borehole (Fig. 7b), which is consistent with other bedrock sites in the European Alps (PERMOS, 2007). In 2011, the largest amplitudes in daily temperature (peak to peak) at the surface (> 20 °C) and at 10 m depth (1.6 °C) were at BH_E, and the smallest surface (15.5 °C) and 10 m (1.0 °C) amplitudes were at BH_N and BH_S, respectively. In line with the surface pattern, the minimum $T(z)$ profile from the surface to 1.4 m depth was warmer at BH_N than at the sunnier BH_E (Fig. 7b).

The minimum and mean annual $T(z)$ profiles for BH_N contain two distinct sections separated by an inflection at

Table 3. Borehole and air temperature records. ALT: active layer thickness. MART_{10m}: mean annual rock temperature at 10 m depth. MAAT: mean annual air temperature.

Year	BH_E			BH_S			BH_N			MAAT [°C]
	ALT [m]	Max. ALT [dd mm]	MART _{10m} [°C]	ALT [m]	Max. ALT [dd mm]	MART _{10m} [°C]	ALT [m]	Max. ALT [dd mm]	MART _{10m} [°C]	
2010	3.1	27.07	–	5.2	23.10	–1.4	1.8	28.08	–4.7	–9
2011	2.7	30.08	–3.8	5.9	22.10	–1.5	2.3	18.09	–4.6	–6.7
2012	3.3	26.08	–3.6	–	–	–	2.5	26.08	–4.3	–7.7
2013	3.4	08.09	–3.6	5.8	30.09	–	2.2	25.08	–4.5	–

ca. 2.5 m deep (Fig. 7a). This coincides with an 8–10 cm width cleft encountered at this depth during the drilling operation. The temperature gradient is negative ($-0.39^{\circ}\text{C m}^{-1}$) from the surface to the cleft, and then positive from the cleft to 10 m deep (from $0.16^{\circ}\text{C m}^{-1}$ to nearly isothermal). The mean annual profiles for BH_E are almost linear and have a temperature gradient of ca. $-0.02^{\circ}\text{C m}^{-1}$. In the case of BH_S, the upper parts of the annual $T(z)$ profiles for 2010 and 2011 differ greatly, with an almost linear temperature gradient of $-0.07^{\circ}\text{C m}^{-1}$ in 2010, and a much steeper overall temperature gradient of $-2.26^{\circ}\text{C m}^{-1}$ in 2011.

6.3 Snow cover and bedrock discontinuity controls

The coexistence of warm and cold permafrost, and the opposite temperature gradients at BH_S and BH_N, probably due to lateral heat fluxes, are in accordance with the results of numerical simulations (Noetzi et al., 2007).

In terms of the permafrost thermal regime, the values recorded at BH_N were below -4°C , which is a value typical for high-latitude monitoring sites, such as those in Svalbard (Noetzi et al., 2014a), and the warmest boreholes of the continuous permafrost zone in Alaska (Romanovsky et al., 2014).

The spatial and temporal variability of ALT is consistent with values reported for Swiss boreholes in bedrock (PERMOS, 2013). For example, the thickness and timing of the ALT in BH_E are similar to those recorded at the Matterhorn–Hörnligrat site (3295 m a.s.l., vertical borehole on a crest), with values ranging from 2.89 to 3.66 m between 2008 and 2010, and with maximum ALT occurring between early September and early October. Early studies considered that in bedrock slopes, changes in ALT are strongly controlled by summer air temperature, as indicated by the ALT at Schilthorn (2909 m a.s.l.) which was twice as thick as usual (from 4–5 m to > 8 m) during the hot summer of 2003, while there was no unusual increase in the ALT under the debris-covered slopes, such as Les Gentianes moraine and the Arolla scree slopes, located in the same area and at similar altitude (PERMOS, 2013).

The different patterns of ALT variability at the three AdM boreholes (Table 3) suggest that the air temperature is not the

only controlling factor. The relatively mild and short 2011–2012 freezing period at BH_S may have been due to snow insulation, as suggested by the subsequent period of constant temperature from the surface to a depth of 3 m (Fig. 6). This isothermal period coincided with the zero-curtain effect observed at the surface temperature from April to mid-May 2012 (see Sects. 5.2 and 5.3, Fig. 5). As reported by Hoelzle et al. (1999), thick, long-lasting snow cover reduces both freezing of the active layer by insulating it from low temperatures and thawing of the active layer by late snow melting. Such an effect on the active layer freeze–thaw cycles has been reported by studies in gentle mountain terrains, but has not been observed in steep bedrock permafrost (Gruber et al., 2004a). A comparison of temperature variations at BH_E and BH_N clearly shows the effect of snow insulation (Fig. 5). Most notably, winter surface temperatures are always warmer and less variable at BH_N than at BH_E (Fig. 5) and at depth (Fig. 7b). Snow appears to have a warming effect at depths of up to 1.4 m. In terms of ALT, the different trends between BH_E and BH_N during the period 2011–2013 (Table 3) may be due to the effect of long-lasting snow cover at BH_N modifying its response to the climate signal. Conversely, the reduced ALT at BH_E in 2011, in contrast with BH_S and BH_N, may be the result of variations in the effect of summer snow fall on these different faces. Unfortunately, the cameras and snow stakes that would have allowed us to check this hypothesis were not installed in 2012 (Sect. 3.2). Further studies are needed to verify this hypothesis.

According to a modelling study, the interannual variability of ALT is greater on sun-exposed faces, as they respond as much to change in air temperature as to changes in solar radiation (Gruber et al., 2004a). However, our data did not conform to this prediction, as the change in ALT at BH_S was similar to the ALTs at the shadier BH_E and BH_N. Furthermore, BH_S experienced the smallest interannual changes at 10 m depth, and the shape of its $T(z)$ profiles between 2010 and 2011 did not follow the trend of the MAAT signal at depths between 6 and 10 m. This may be due to the consumption of latent heat. In fact, previous studies have attributed the delaying and dampening effect of latent heat consumption to the thermal response of bedrock permafrost (Kukkonen and

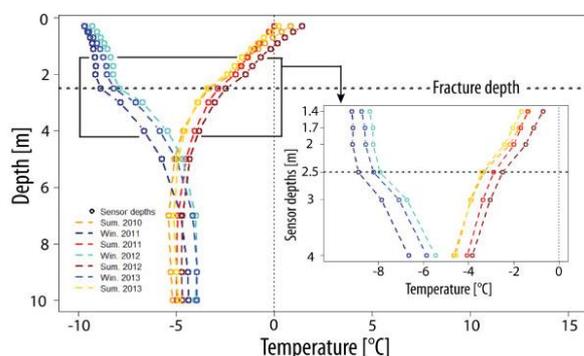


Figure 8. Seasonal $T(z)$ profiles for winters (December to February) and summers (June to August) recorded in BH_N.

Safanda, 2001; Wegmann et al., 1998; Noetzli et al., 2007). Field observations during drilling revealed the presence of wet-detritic materials in the fractures in BH_S, suggesting that latent heat may be consumed by phase changes between interstitial water and ice. Evidence for latent heat consumption at BH_S is supported by the temperatures in the borehole, which are around the values required for phase-change processes. Snow accumulation and melting on the south face are an obvious source of water to supply bedrock discontinuities.

Interannual changes at BH_E and BH_N followed variations in MAAT all along their profiles (except for BH_N in 2011) suggesting that latent heat consumption did not occur (Fig. 7a). From 2010 to 2011 the BH_N $T(z)$ profile warmed significantly above the cold inflection. This followed MAAT (Table 3), but the colder conditions below the inflection were not in accordance with the climate signal. Hence, the fracture seems to act as a thermal cutoff between the surface layer and the deep bedrock. The sharp inflection in the profiles at the fracture depth, which is especially prominent in the mean and minimum annual $T(z)$ profiles, indicates that the fracture locally cools the rock. Mean annual temperature is even lower at depth of 2.5 m than it is at the surface, which, as explained above, is probably insulated by the snow cover. Seasonal temperature profiles for BH_N (Fig. 8) show a relatively large difference between the temperature gradient above and below the fracture depth during winter (December to February) and a much smaller difference during summer (June to August). In winter, the temperature gradient above the fracture depth was quite low (between 0.5 and 0.9 °C m⁻¹ between 0.3 and 2.5 m, depending on the year), but much higher at greater depth (between 5.1 and 6 °C m⁻¹ between 2.5 and 3 m, 6.3 °C m⁻¹ between 3 and 4 m, and > 4 °C m⁻¹ down to 7 m). In summer the difference in temperature gradients was much less marked, although there was still a substantial change in temperature gradient at the fracture depth. The mean gradient stepped up from between -1.4 °C and -2 °C m⁻¹ between 0.3 to 2 m depth, to between -2.3 to

-5.1 °C m⁻¹ between 2 and 2.5 m depth. The temperature gradient remained relatively high (> 2.4 °C m⁻¹ except in 2010) up to 4 m depth, and then progressively decreased. These observations suggest that the fracture provokes a heat sink, with greater downward propagation in winter, and a more localized effect in summer. This cooling effect may be due to air ventilating through the open fracture, a process that has been shown to have an important cooling effect on steep rock wall permafrost (Hasler et al., 2011a). In our study this cooling effect was greater when the air temperature was low. Nevertheless, despite this cooling effect, water percolation can occur along the fracture and heat advection could locally warm the rock (Hasler et al., 2011b). However, the temperature data for BH_N do not provide any evidence for this. The temperature profile for BH_E is generally linear indicating that conduction is the dominant heat transfer process (Williams and Smith, 1989). Thus, active layer thickness and timing and permafrost temperatures at the AdM are controlled by a number of factors that interact with each other, including snow cover, latent heat consumption (which delays and dampens short-term responses to climate signals), and cooling effect due to air ventilation within open fractures.

7 Conclusions

The high altitude, morphology and accessibility of AdM make it an exceptional site for investigating permafrost in steep rock walls. A monitoring network installed on the AdM to investigate the thermal effects of topography, snow cover and fractures on permafrost provided 8 years of rock surface temperature and 4 years of borehole temperature data. The results of our analyses of this new data set supported the findings of previous field studies and a number of numerical experiments:

- The thermal characteristics of the AdM's rock walls are typical of steep bedrock permafrost. The spatial variability of surface temperature, active layer thickness and timing, and the permafrost thermal regime are mainly controlled by topography.
- Borehole temperature data confirm the characteristics of the sub-surface thermal regime predicted by numerical experiments, in particular the coexistence within a single rock peak of warm and cold permafrost, which generates lateral heat fluxes from warm to cold faces.
- MAGST around a single rock peak is controlled by micro-meteorological parameters (variable cloud formation from year-to-year) when the rock face is snow free, and by local accumulations where there is snow on the face. Snow-free areas and snow-covered areas can show opposite trends.

F. Magnin et al.: Thermal characteristics of permafrost

119

- Surface temperature data confirm that thin (not-insulating) snow cover can lower the surface temperature due to the low snow surface albedo.

Our results also extended the results of previous studies:

- Sensors with thick snow cover showed evidence of a similar thermo-insulation effect to that found on gentle mountain slopes, with smoothing of daily temperatures in winter, a melting period marked by constant surface temperature of around 0 °C, reduced freezing of the active layer in winter, and delayed thawing of the active layer in summer.
- Thick snow accumulations warm MAGST of shady areas and increases interannual changes compared with sunny areas which are cooled by snow blocking solar radiation, and where interannual changes are reduced by the balance between the opposite effects of thermo-insulation and strong albedo.
- Open fractures have a strong, localized cooling effect, possibly due to air ventilation within the fracture. This cooling effect is greater in winter and the heat sink mainly affects the 3–4 m below the fracture.

8 Further developments

The thermal characteristics of the AdM illustrate the complexity of the processes controlling the thermal regime of shallow layers in rock wall permafrost. Modelling these processes represents a major challenge but the data presented here provide a step towards achieving this goal. Studies into the controlling effect of snow cover are needed in order to determine the impact of thick accumulations and summer snow fall on ALT and permafrost changes. The current research project has already collected a large amount of data, including picture showing the evolution of the south and northeast faces of the AdM, snow-stake measurements, and borehole records. Further analyses of these data would help improve understanding of rockfall activity. Research into latent heat consumption in compact bedrock may also provide insight into ALT thickness and timing on some snow-covered rock walls, and into permafrost evolution over short timescales. The BH_N fracture could be used to investigate non-conductive heat transfers, for example by developing a heat conduction scheme. Ground-penetrating radar measurements of the northwest face, including BH_N, offer a detailed picture of the bedrock discontinuities and provide useful additional data for developing a heat flow model integrating bedrock structure. The combined use of crack-meters, air temperature measurement, and borehole data provides a promising avenue for developing understanding of the thermal and mechanical factors affecting rock wall instabilities.

The data set presented here was used for evaluation of statistical and numerical models designed to map the distri-

bution of permafrost in the Mont Blanc Massif (Magnin et al., 2015) and to predict the distribution and evolution of the temperature field at the AdM over the next century (Noetzli et al., 2015). The statistical model will be used to determine bedrock temperatures and the related permafrost thermal regime at rockfall locations in order to analyse the relationship between bedrock temperature and rock failures.

Acknowledgements. We would like to thank S. Gruber, U. Morra di Cella, E. Cremonese and E. Malet, for their help with equipment installation and data acquisition at the Aiguille du Midi. The Chamonix Compagnie des Guides provided invaluable assistance with the drilling operations. We would also like to thank the Compagnie du Mont Blanc (especially E. Desvaux) for allowing access to the site, and Météo France for providing air temperature data. We also thank A. Hasler and an anonymous reviewer for their useful comments and recommendations. The English text was corrected by P. Henderson. This work was supported by the Region Rhône-Alpes (CIBLE programme).

Edited by: T. Zhang

References

- Allen, S. K., Gruber, S., and Owens, I. F.: Exploring steep bedrock permafrost and its relationship with recent slope failures in the Southern Alps of New Zealand, *Permafrost Periglac.*, 20, 345–356, doi:10.1002/ppp.658, 2009.
- Boeckli, L., Brenning, A., Gruber, S., and Noetzli, J.: Permafrost distribution in the European Alps: calculation and evaluation of an index map and summary statistics, *The Cryosphere*, 6, 807–820, doi:10.5194/tc-6-807-2012, 2012.
- Deline, P.: Recent Brenva rock avalanches (Valley of Aosta): new chapter in an old story? *Supplementi di Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 5, 55–63, 2001.
- Deline, P., Alberto, W., Broccolato, M., Hungr, O., Noetzli, J., Ravel, L., and Tamburini, A.: The December 2008 Crammont rock avalanche, Mont Blanc massif area, Italy, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11, 3307–3318, doi:10.5194/nhess-11-3307-2011, 2011.
- Deline, P., Gardent, M., Magnin, F., and Ravel, L.: The morphodynamics of the Mont Blanc massif in a changing cryosphere: a comprehensive review, *Geogr. Ann. A*, 94, 265–283, 2012.
- Fischer, L., Kääh, A., Huggel, C., and Noetzli, J.: Geology, glacier retreat and permafrost degradation as controlling factors of slope instabilities in a high-mountain rock wall: the Monte Rosa east face, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 6, 761–772, doi:10.5194/nhess-6-761-2006, 2006.
- Gruber, S. and Haerberli, W.: Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature related destabilization following climate change, *J. Geophys. Res.-Earth.*, 112, F02S13, doi:10.1029/2006JF000547, 2007.
- Gruber S. and Haerberli W.: Mountain permafrost, in: *Permafrost soils*, Margesin R, Springer, Berlin Heidelberg, 16, 33–44, 2009.
- Gruber, S., Peter, M., Hoelzle, M., Woodhatch, I., and Haerberli, W.: Surface temperatures in steep alpine rock faces: a strategy for regional-scale measurement and modelling, in: *Proceedings of*

- the 8th International Conference on Permafrost, edited by: Aronson, L., Zürich, 325–330, 2003.
- Gruber, S., Hoelzle, M., and Haeberli, W.: Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L13504, doi:10.1029/2004GL020051, 2004a.
- Gruber, S., Hoelzle, M., and Haeberli, W.: Rock-wall temperatures in the Alps: modelling their topographic distribution and regional differences, *Permafrost Periglac.*, 15, 299–307, doi:10.1002/ppp.501, 2004b.
- Gubler, S., Fiddes, J., Keller, M., and Gruber, S.: Scale-dependent measurement and analysis of ground surface temperature variability in alpine terrain, *The Cryosphere*, 5, 431–443, doi:10.5194/tc-5-431-2011, 2011.
- Hanson, S. and Hoelzle, M.: The thermal regime of the active layer at the Murtèl rock glacier based on data from 2002, *Permafrost Periglac.*, 15, 273–282, doi:10.1002/ppp.499, 2004.
- Harris, S. and Corte, A.: Interactions and relations between mountain permafrost, glaciers, snow and water, *Permafrost Periglac.*, 3, 103–110, 1992.
- Hasler, A., Gruber, S., and Haeberli, W.: Temperature variability and offset in steep alpine rock and ice faces, *The Cryosphere*, 5, 977–988, doi:10.5194/tc-5-977-2011, 2011a.
- Hasler, A., Gruber, S., Font, M., and Dubois, A.: Advective heat transport in frozen rock clefts – conceptual model, laboratory experiments and numerical simulation, *Permafrost Periglac.*, 22, 378–349, doi:10.1002/ppp.737, 2011b.
- Hipp, T., Etzelmüller, B., and Westermann, S.: Permafrost in Alpine Rock Faces from Jotunheimen and Hurrungane, Southern Norway, *Permafrost Periglac.*, 25, 1–13, doi:10.1002/ppp.1799, 2014.
- Hoelzle, M., Wegmann, M., and Krummenacher, B.: Miniature temperature dataloggers for mapping and monitoring of permafrost in high mountain areas: first experience from the Swiss Alps, *Permafrost Periglac.*, 10, 113–124, doi:10.1002/(SICI)1099-1530(199904/06)10:2<113::AID-PPP317>3.0.CO;2-A, 1999.
- Huggel, C., Caplan-Auerbach, J., and Wessels, R.: Recent extreme avalanches triggered by climate change, *EOS, Transactions American Geophysical Union*, 89, 469–470, 2008.
- Huggel, C., Zraggen-Oswald, S., Haeberli, W., Kääh, A., Polkvoj, A., Galushkin, I., and Evans, S. G.: The 2002 rock/ice avalanche at Kolka/Karmadon, Russian Caucasus: assessment of extraordinary avalanche formation and mobility, and application of QuickBird satellite imagery, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 5, 173–187, doi:10.5194/nhess-5-173-2005, 2005.
- Krautblatter, M., Huggel, C., Deline, P., and Hasler, A.: Research Perspectives on Unstable High-alpine Bedrock Permafrost: Measurement, Modelling and Process Understanding, *Permafrost Periglac.*, 23, 80–88, doi:10.1002/ppp.740, 2011.
- Juliussen, H. and Humlum, O.: Towards a TTOP ground temperature model for mountainous terrain in central-eastern Norway, *Permafrost Periglac.*, 18, 161–184, doi:10.1002/ppp.586, 2007.
- Kukkonen, I. T. and Safanda, J.: Numerical modelling of permafrost in bedrock in northern Fennoscandia during the Holocene, *Global Planet. Change*, 29, 259–273, 2001.
- Leloup, P. H., Arnaud, N., Sobel, E. R., and Lacassin, R.: Alpine thermal and structural evolution of the highest external crystalline massif: The Mont Blanc. *Tectonics*, 24, TC4002, doi:10.1029/2004TC001676, 2005.
- Le Roy, M.: Reconstitution des fluctuations glaciaires holocènes dans les Alpes occidentales, Thèse de Doctorat de Géographie, Université de Savoie, Le Bourget du Lac, 344 pp., 2012.
- Luetschg, M., Lehning, M., and Haeberli, W.: A sensitivity study of factors influencing warm/thin permafrost in the Swiss Alps, *J. Glaciol.*, 54, 696–704, 2008.
- Magnin, F., Brenning, A., Bodin, X., Deline, P., and Ravel, L.: Statistical modelling of rock wall permafrost distribution: application to the Mont Blanc massif, *Géomorphologie*, accepted, 2015.
- Noetzli, J., Gruber, S., Kohl, T., Salzmann, N., and Haeberli, W.: Three-dimensional distribution and evolution of permafrost temperatures in idealized high-mountain topography, *J. Geophys. Res.-Earth*, 112, F02S13, doi:10.1029/2006JF000545, 2007.
- Noetzli, J., Christiansen, H. H., Guglielmin, M., Romanovsky, V. E., Shiklomanov, N. I., Smith, A. L., and Zhao, L.: Permafrost thermal state, in: *State of the Climate in 2013*, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 95, S15–S17, 2014a.
- Noetzli, J., Ravel, L., and Deline P.: Combining measurements and modelling to describe the permafrost conditions at the Aiguille du Midi (3842 m a.s.l., Mont Blanc Massif), *The Cryosphere*, in preparation, 2015.
- PERMOS: Permafrost in Switzerland 2002/2003 and 2003/2004, in: *Glaciological Report (Permafrost) No. 4/5 of the Cryospheric Commission of the Swiss Academy of Sciences*, edited by: Vonder, Mühl, D., Zürich, 121 pp., 2007.
- PERMOS: Permafrost in Switzerland 2008/2009 and 2009/2010, in: *Glaciological Report (Permafrost) No. 10/11 of the Cryospheric Commission of the Swiss Academy of Sciences*, edited by: Noetzli, J., Zürich, 95 pp., 2013.
- Pogliotti, P.: Influence of Snow Cover on MAGST over Complex Morphologies in Mountain Permafrost Regions. PhD thesis, Turin, Italy, Università degli Studi di Torino, 79 pp., 2011.
- Ravel, L. and Deline P.: Climate influence on rockfalls in high-Alpine steep rock walls: the north side of the Aiguilles de Chamonix (Mont Blanc massif) since the end of the “Little Ice Age”, *The Holocene*, 21, 357–365, doi:10.1177/0959683610374887, 2010.
- Ravel, L., Allignol, F., Deline, P., Gruber, S., and Ravello, M.: Rock falls in the Mont Blanc Massif in 2007 and 2008, *Landslides*, 7, 493–501, 2010.
- Ravel, L., Deline, P., Lambiel, C., and Vincent C.: Intability of a high Alpine rock ridge: the lower Arête des Cosmiques, Mont Blanc massif, France, *Geogr. Ann. A*, 95, 51–66, doi:10.1111/geoa.12000, 2012.
- Romanovsky, V. E., Smith, S. L., Christiansen, H. H., Shiklomanov, N. I., Streletskiy, G. A., Drozdov, D. S., Malkova, G. V., Oberman, N. G., Kholodov, A. L., and Marchenko, S. S.: Terrestrial permafrost, in: *State of the Climate in 2013*, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 95, S139–S141, 2014.
- Smith, M. W. and Riseborough, D. W.: Permafrost monitoring and detection of climate change, *Permafrost Periglac.*, 7, 301–309, doi: 10.1002/(SICI)1099-1530(199610)7:4<301::AID-PPP231>3.0.CO;2-R, 1996.
- Smith, M. W. and Riseborough, D. W.: Climate and the limits of permafrost: a zonal analysis, *Permafrost Periglac.*, 13, 1–15, doi:10.1002/ppp.410, 2002.

F. Magnin et al.: Thermal characteristics of permafrost

121

Wegmann, M., Gudmundsson, G. H., and Haerberli, W.: Permafrost changes in rock walls and the retreat of Alpine glaciers: a thermal modelling approach, *Permafrost Periglac.*, 9, 23–33, 1998.

Williams, P. J. and Smith, M. W.: *The frozen earth, Studies in polar research*, Cambridge University Press, Cambridge, 306 pp., 1989.

3.3. Données et discussions complémentaires

L'analyse des séries temporelles de la température à la surface des parois et dans les forages suggère des effets thermiques de la neige sur la couche active, et ceux de la fracturation ou encore de la chaleur latente sur le permafrost. Des analyses complémentaires à la Publication 1 ont été réalisées à partir des données recueillies dernièrement dans les forages, de données et d'analyses supplémentaires. Elles mettent en évidence les effets possibles de processus encore peu connus dans les parois alpines et difficiles à détecter dans les mesures de température, mais dont la compréhension pourrait s'avérer essentielle pour appréhender l'évolution de la couche active et du permafrost à court terme.

3.3.1. Les effets de la neige sur le permafrost de paroi

3.3.1.1. Réduction du gel hivernal : l'effet de l'isolation thermique

Les données des forages ont été actualisées et s'étendent désormais jusqu'à janvier (février pour BH_N) 2015 (fig. 3.14).

L'hiver le plus chaud enregistré depuis le début des relevés dans les forages est l'hiver 2013-2014 pour BH_N et BH_E, et l'hiver 2011-2012 pour BH_S, qui est le deuxième hiver le plus chaud enregistré à BH_N et BH_E. Les relevés de la température de l'air sont manquants à l'Aiguille du Midi pour l'hiver 2013-2014, en revanche, la station de Chamonix (sect. 3.1.2.2.a, 1042 m) confirme que c'est bien l'hiver le plus chaud enregistré sur cette période tandis que 2011-2012 n'est que le troisième hiver le plus chaud (-14,8°C de moyenne entre décembre 2011 et février 2012 à l'Aiguille du Midi), l'hiver 2010-2011 étant le deuxième (-13,8°C à l'Aiguille du Midi). Cette différence entre la température de l'air et la réponse des parois implique l'influence de facteurs supplémentaires. À BH_S, l'isotherme -2°C atteint une profondeur de 10 m en 2010-2011, >6m en 2013-2014, et à peine 4 m l'hiver 2011-2012, pourtant plus froid que les précédents. Cette pénétration réduite du gel hivernal est donc très probablement induite par l'isolation thermique de la neige, variable d'un hiver à l'autre. La période de température constante entre -1 et 0°C qui suit (avril 2012) est attribuée au *zero-curtain effect* (sect. 5.3 de la Pub. 1), ce qui soutient cette interprétation.

Dans BH_N, cette moindre propagation du froid est également visible, avec un isotherme -5°C qui n'atteint pas non plus 10 m de profondeur en 2011-2012 contrairement aux deux années précédentes. L'isolation thermique de la neige est là aussi certainement responsable du moindre gel au cours de cet hiver, mais les différences avec les autres hivers sont réduites, probablement parce que la superficie couverte par la neige est plus restreinte que sur la face sud. Dans BH_E, ces différences d'un hiver à l'autre sont moins visibles puisque l'isotherme -4°C atteint toujours 10 m de profondeur, très certainement du fait de la moindre épaisseur d'accumulation nivale sur cette face qui ne permet pas l'isolation thermique (sect. 5.3 de la Pub. 1). Les accumulations <0,6 m sont considérées comme un facteur refroidissant des parois (Luetschg *et al.*, 2008 ; Pogliotti, 2011 ; Hasler *et al.*, 2011a). De ce fait, la face NE, largement recouverte de neige <0,6 m (sect. 2 et tab. 1, Pub. 1) est très probablement plus froide que si elle n'était pas affectée par la neige, mais sans élément de comparaison avec BH_E (mesure ou modélisation dans les mêmes conditions topographiques mais sans neige), il est difficile d'identifier ce refroidissement général.

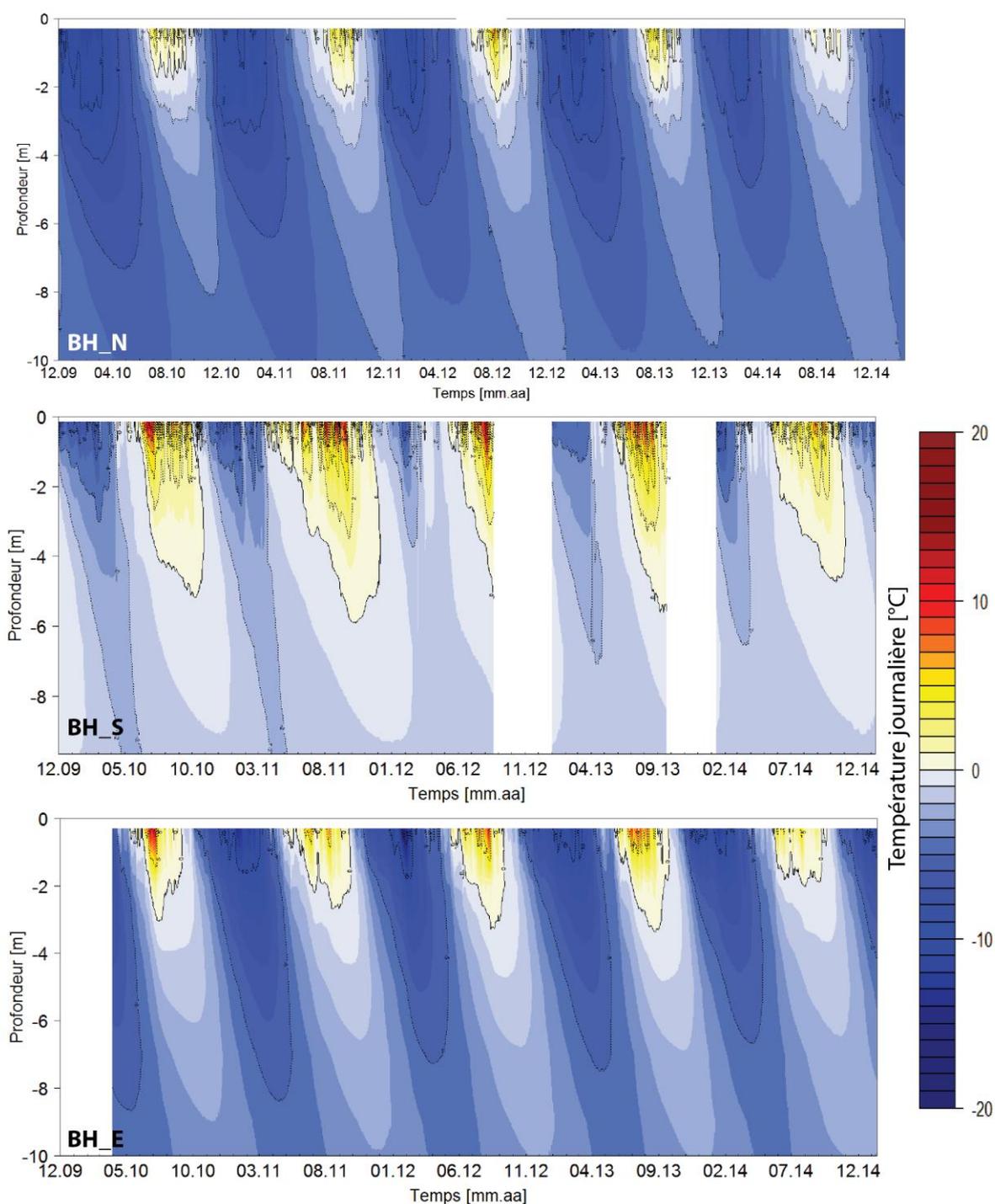


Figure 3.14. Évolution journalière de la température (°C) dans les forages depuis le début des relevés.

Ces observations soulignent que la neige est vraisemblablement un facteur important dans l'évolution de la couche active des parois de haute montagne. Bien que son effet soit hautement variable, il semblerait que l'effet thermo-isolant d'une accumulation de neige épaisse puisse être suffisamment significatif et continu au cours de la saison pour atténuer le gel hivernal à l'image des terrains alpins enneigés en hiver (Hanson et Hoelzle, 2004 ; sect. 6.3 de la Pub. 1). De ce fait, la couche active d'un hiver relativement froid peut présenter des températures plus élevées

qu'un hiver relativement chaud si l'isolation thermique de la neige y est plus importante. Une analyse détaillée des relevés photographiques des faces sud et NE (sect. 7.1.2) pourrait permettre de confirmer cette interprétation.

3.3.1.2. Réduction du dégel estival : deux processus possibles

a. Chutes de neige estivales

Les changements interannuels de la couche active varient d'un forage à l'autre. Par exemple, la couche active de BH_S et BH_N s'est épaissie en 2011 en réponse à l'augmentation de la température de l'air par rapport à 2010: +2,5°C en hiver, + 2,9°C au printemps, +0,3°C en été et +3,9°C à l'automne. L'augmentation de la température estivale est la plus faible, mais les maxima de couche active ont été observés en septembre et octobre 2011 pour BH_N et BH_S, respectivement. Le mois d'août 2011 fut plus chaud de 2,5°C que l'année précédente, et le mois de septembre fut 3,1°C plus chaud, ce qui explique l'approfondissement de la couche active de ces forages en 2011. En revanche, BH_E connaît une réduction de l'épaisseur de sa couche active entre 2010 et 2011, ce qui indique l'influence de facteurs additionnels, comme les chutes de neige estivales. Les appareils photos automatiques n'étaient pas encore installés en 2011, l'effet possible des chutes de neige estivales sur la couche active a été appréhendé *via* les *offsets* de surface journaliers, *i.e.* la différence entre la température de la roche à 30 cm de profondeur et la température de l'air. Ceux-ci sont rapprochés des épisodes de précipitation à Chamonix (1042 mm) entre juillet et octobre 2011 (fig. 3.15). Bien que ces précipitations soient enregistrées dans le fond de vallée, elles donnent une indication des chutes de neige possibles en haute altitude — la température de l'air est également représentée sur la figure 3.15 afin de déterminer le caractère neigeux de ces précipitations.

Plusieurs périodes de refroidissement ont été détectées par des *offsets* de surface journaliers plus faibles que la moyenne de l'*offset* de surface de la période (fig. 3.15). Dans quelques rares cas, l'*offset* de surface est même <0°C, indiquant alors que la paroi est plus froide que l'air. Ces périodes de refroidissement (n°1 à 4, fig. 3.15) sont généralement postérieures ou concomitantes à des épisodes de précipitations. Au cours de ceux-ci, la température de l'air est souvent proche ou inférieure à 0°C, ce qui suggère des précipitations neigeuses. Les *offsets* de surface peuvent être contradictoires d'un forage à l'autre. BH_E présente fréquemment un *offset* de surface inférieur à sa moyenne périodique alors que les deux autres forages ont un *offset* supérieur, à l'exemple des moments 1 à 4 (fig. 3.15) qui suivent tous un épisode de précipitations. Ces différences de réponse signifient donc qu'en ces moments, BH_E subit un refroidissement quand les autres forages subissent un réchauffement. Le maximum de couche active survient relativement tôt à BH_E comparativement aux autres forages (22 octobre pour BH_S), au cours d'une période de refroidissement pendant des épisodes de précipitation. Il est donc possible que des chutes de neige aient refroidi cette face et atténué le signal climatique, ce qui aurait conduit à une réduction de l'épaisseur de couche active.

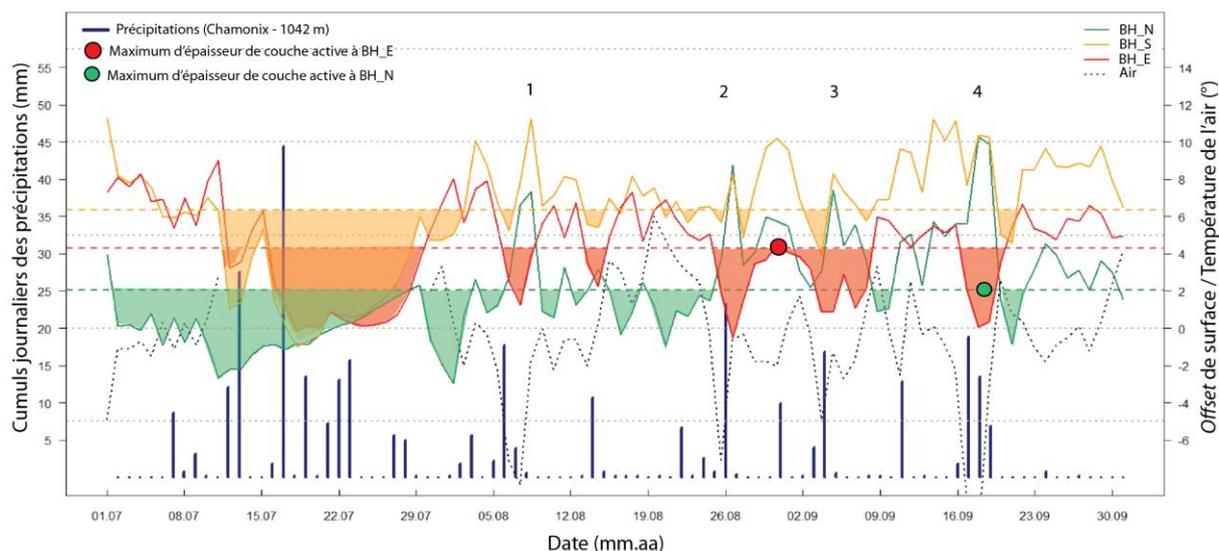


Figure 3.15. Évolution journalière (juillet-septembre 2011) de l'offset de surface pour chacun des trois forages, des cumuls journaliers de précipitations à Chamonix (1042 m), et de la température de l'air à l'Aiguille du Midi. Les lignes horizontales en tiretées indiquent la moyenne de l'offset de surface pour la période affichée et pour chacun des trois forages. Les aplats de couleur indiquent les périodes où l'offset journalier est plus faible que la moyenne.

Cette hypothèse sous-entend que les précipitations estivales aient eu un effet insignifiant sur BH_S et BH_N. L'accumulation nivale au niveau de BH_N se restreint sur une vire et la surface de la paroi enregistrant le signal climatique qui affecte la couche active est donc majoritairement en contact direct avec l'atmosphère. Dans ce cas, les accumulations occasionnelles de neige en été n'affectent pas l'ensemble de la surface de la paroi, bien que l'accumulation plus épaisse et plus constante en hiver puisse affecter le gel et dégel de la couche active (sect. 3.3.1.1). Pour BH_S, l'accumulation nivale est bien plus étendue, d'où un effet généralement refroidissant des précipitations estivales similaire à celui proposé pour BH_E (fig. 3.15). En revanche, la face sud étant largement exposée au rayonnement solaire, il est possible que les précipitations estivales soient rapidement suivies d'une période de fusion, quand la face NE, moins ensoleillée, conserve la neige avec son effet refroidissant plus longtemps. Afin de vérifier cette hypothèse, les modalités d'enneigement estivales ont été analysées au cours des périodes disponibles. La figure 3.16 montre l'évolution du manteau neigeux après deux épisodes de précipitations en été sur les faces sud et NE. La neige disparaît rapidement au sud alors qu'elle fond bien plus lentement sur la face NE. Ces périodes relativement longues d'enneigement pour BH_E, avec un albédo élevé de la face NE au cours de la période la plus ensoleillée de l'année, sont donc possiblement responsables de cette diminution de l'épaisseur de la couche active de BH_E en 2011, alors que les chutes de neige n'ont eu que peu d'influence sur BH_S et BH_N.

L'été 2014 a été particulièrement froid dans les forages, avec la plus faible épaisseur de couche active enregistrée depuis le début des relevés : 4,8 m à BH_S, 2 m à BH_E et au plus 1,3 m à BH_N — mais en fait quasi-inexistante pour ce dernier forage (fig. 3.14). La température de l'air enregistrée au cours de l'été 2014 est pourtant la 2^{ème} la plus basse enregistrée. Cette réduction significative et généralisée de la couche active, pourrait aussi résulter des chutes de neige estivales, l'été 2014 ayant été particulièrement perturbé. En revanche, on peut constater que les isothermes -4°C à BH_N, -1°C à BH_S et -3°C à BH_E, atteignent une profondeur équivalente à

celle des autres années dans ces forages, sans doute en réponse à l'ensemble de l'année 2014, la plus chaude enregistrée sur la période d'observation.

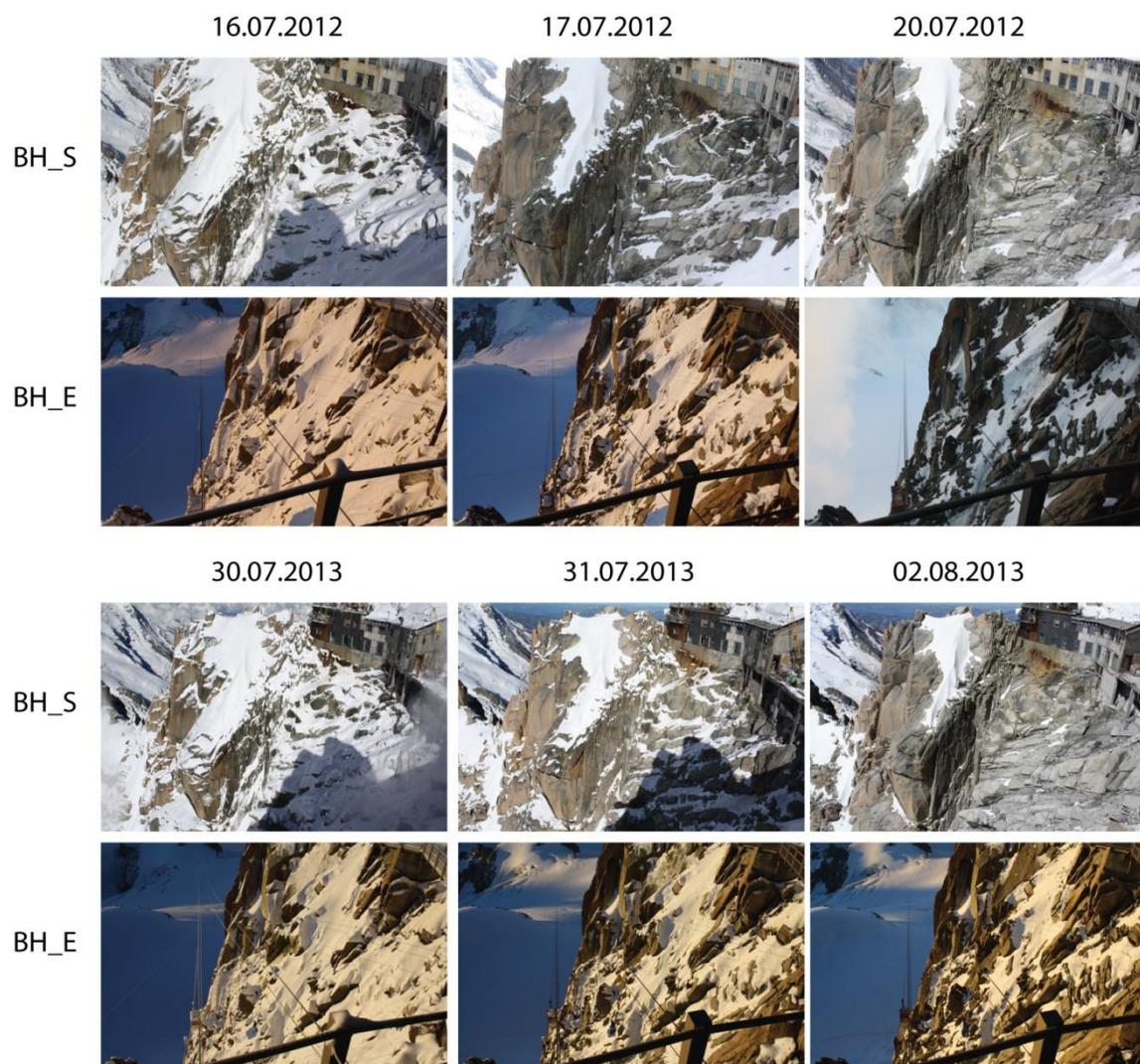


Figure 3.16. Évolution du manteau nival suite à deux épisodes de précipitations estivales sur les faces sud (BH_S) et nord-est (BH_E) enregistrée par les appareils photos installés en janvier 2012.

b. Fusion tardive

La neige peut aussi être impliquée dans la réduction de l'épaisseur de couche active lorsque la fusion tardive du manteau neigeux protège la paroi du fort rayonnement pendant une partie de la saison estivale (sect. 5.3 de la Pub. 1). La réduction de la couche active en 2013 par rapport à 2012 pour BH_N, non observée à BH_E, peut potentiellement être induite par une fusion nivale tardive à BH_N qui aurait retardé le dégel de la couche active à la surface. Cette hypothèse reste toutefois difficile à vérifier car les enregistrements de température de l'air par Météo France ont été interrompus à l'Aiguille du Midi au cours du printemps et de l'été 2013, aucun enregistrement photographique n'est effectué sur cette face, et aucun *zero-curtain effect* n'a été enregistré dans l'évolution journalière de la température. En revanche, tout comme la

réduction du gel hivernal, cette hypothèse de retardement de la fusion estivale est soutenue par les observations réalisées sur les terrains alpins moins raides où l'accumulation saisonnière pérenne contrôle significativement le régime thermique du permafrost (Hoelzle *et al.*, 1999). Il est par ailleurs possible que la couche active de l'été 2014 combine une fusion tardive de la neige hivernale avec des chutes de neige estivales. Cette hypothèse est cohérente avec les flux de chaleur calculés pour la figure 3.19 et présentées dans la section 3.3.2.2.

3.3.2. Effet de la fracturation sur la diffusion thermique

3.3.2.1. Contrôle de la chaleur latente

L'évolution de la température à BH_S, qu'elle soit journalière ou annuelle, semble mettre en évidence une diffusivité thermique moindre que dans les deux autres forages (sect. 6.3 de la Pub. 1). Les profils $T(z)$ moyens annuels très variables entre 2010 et 2011 témoignent d'une variabilité de la conductivité thermique (fig. 7 de la Pub. 1). La partie supérieure du profil 2011 est cohérente avec le signal climatique (+2,3°C entre 2010 et 2011), à l'inverse de sa partie inférieure, le profil 2011 étant plus froid qu'en 2010 à partir de 6 m de profondeur. Il semblerait alors que le signal de 2011 n'ait pas atteint la partie inférieure du profil, contrairement à BH_N et BH_E, dont l'évolution est en accord avec le signal climatique du sommet au bas du profil $T(z)$ sur les années disponibles. Comme du matériel détritique humide a été trouvé dans les fractures de la face sud pendant le forage, les effets de la chaleur latente associés aux changements de phase de l'eau interstitielle apparaissent comme le facteur le plus probablement responsable de cette moindre diffusivité observée à BH_S. La consommation de chaleur latente retarde la diffusion du signal (Kukkonen et Safanda, 2001 ; Wegmann *et al.*, 1998), mais ses effets sur les changements à court terme dans les parois sont encore ignorés. Ce processus, connu dans les formations superficielles, est causé par les changements de température et d'état de la glace qui occupe les volumes entre les blocs rocheux ; la consommation de chaleur latente s'y traduit par des périodes de température constante à 0°C (Hanson et Hoelzle, 2004) associée à celle du *zero-curtain effect*. En paroi, la quantité de glace est très inférieure à celle des formations superficielles, d'où un *zero-curtain effect* moins marqué. La figure 3.17 montre cependant un *zero-curtain effect* par exemple pour les températures à 0,74 et 1,04 m de profondeur en juin 2012, à 0°C pendant plusieurs semaines, avant de devenir positives et de rattraper les oscillations enregistrées par le capteur supérieur. Les capteurs à 1,34 et 1,64 m de profondeur montrent un *zero-curtain effect* de seulement quelques jours, celui à 2,14 m de profondeur dure environ deux semaines en juillet. Ces *zero-curtain effects* indiquent une consommation de chaleur latente.

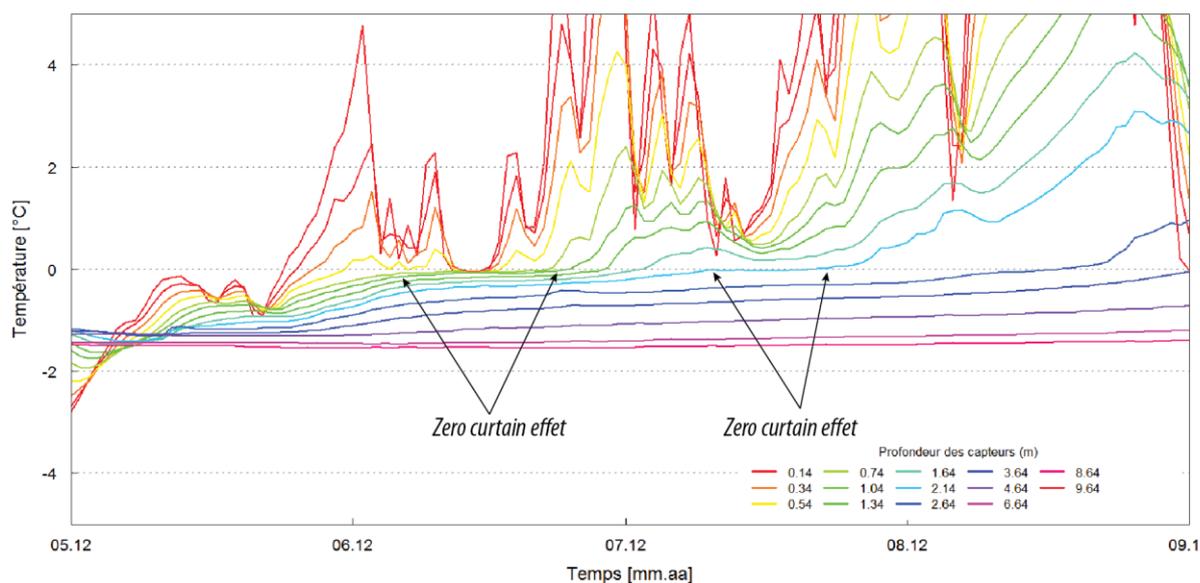


Figure 3.17. Évolution de la température journalière à BH_S entre mai et août 2012.

3.3.2.2. Effets de la ventilation de l'air

La fracture à 2,5 m de profondeur de BH_N observée lors du forage ne contient certainement pas de glace. Elle marque les profils $T(z)$ par une inflexion froide et induit des changements dans le gradient thermique qui est élevé en-dessous de la fracture, notamment en hiver, ce qui témoigne d'un effet refroidissant attribué à la ventilation de l'air au sein de cette fracture (sect. 6.3 de la Pub. 1). Cette hypothèse est renforcée par l'oscillation marquée de la température du capteur à 2 m de profondeur comparativement aux capteurs supérieurs (fig. 3.18), qui témoigne d'une perturbation dans le flux thermique conducteur. Le caractère froid de cette perturbation, principalement visible dans les profils $T(z)$ annuels, rend un effet de la ventilation d'air dans cette fracture plus probable que celui de la circulation d'eau.

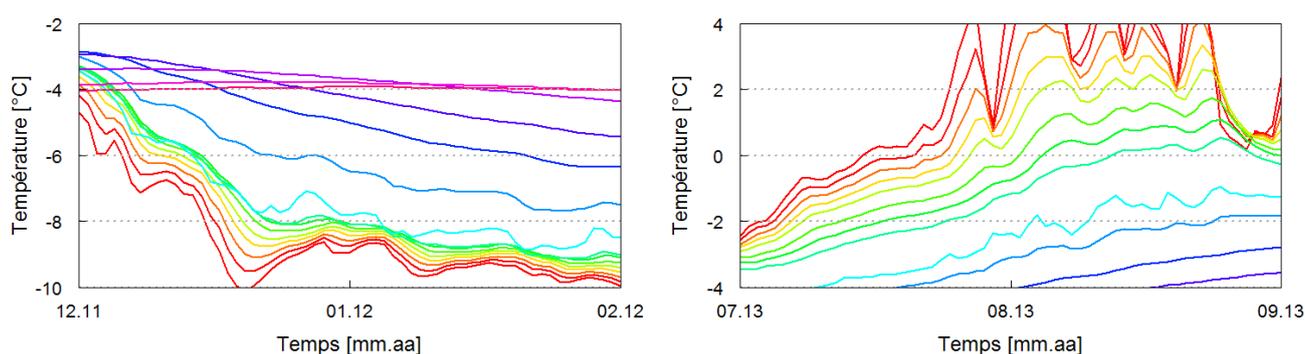


Figure 3.18. Évolution journalière de la température dans BH_N pendant deux mois de l'hiver 2011-2012 et de l'été 2013 (voir fig. 3.17 pour la légende des couleurs).

La figure 3.19 illustre, en complément de la Publication 1, la variation du gradient thermique au cours du temps en supposant une conductivité homogène le long du profil et en résolvant l'équation du flux vertical de chaleur ($Qg, W m^{-2}$) pour chaque pas de temps (Williams et Smith, 1989) à partir des enregistrements journaliers de température (T):

$$Qg = -K \times \frac{\partial T}{\partial z} \quad \text{Equation (3.1)}$$

avec la conductivité thermique (K) définie à $2.7 W m^{-1} K^{-1}$ d'après des valeurs standards pour les roches granitiques (Pogliotti *et al.*, 2008; Cermak et Ryback, 1982).

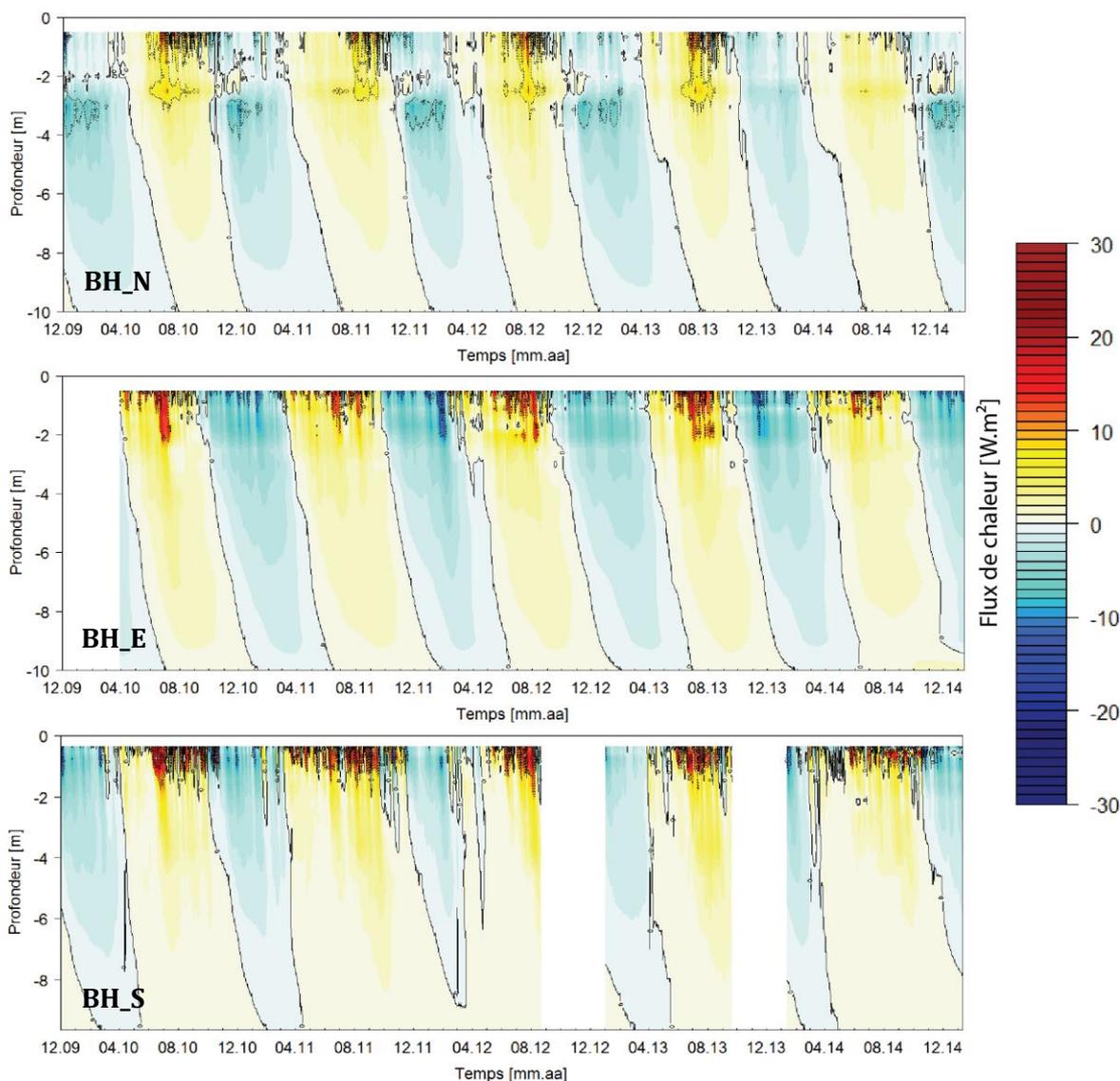


Figure 3.19. Évolution journalière des flux de chaleur ($W.m^{-2}$) dans les trois forages depuis le début des relevés.

Globalement, les valeurs les plus importantes sont enregistrées à la surface, sous l'influence directe du signal climatique. Cependant, on observe qu'à 2,5-4 m de profondeur de BH_N se trouvent les gradients thermiques les plus élevés du forage. En hiver, ceci se traduit par un gradient négatif, c'est-à-dire que la chaleur est conduite de la profondeur vers la fracture située à 2,5 m de profondeur, le gradient étant particulièrement élevé à ce niveau. La fracture induit

alors une forte déperdition de chaleur : elle refroidit significativement les couches sous-jacentes. La déperdition de chaleur est par ailleurs plus importante au niveau de la fracture qu'à la surface, cette dernière étant isolée par la neige. On constate par exemple les faibles flux de chaleur à proximité de la surface de BH_N pendant l'été 2014 tandis que les autres forages sont marqués par des échanges de chaleur plus importants, qui confirment l'Hypothèse 1 de la section 3.3.1.2.b sur les effets de la neige dans la profondeur de couche active cette année là. En été, le gradient thermique est plus élevé quelques décimètres au-dessus de la fracture, et à l'automne, le gradient thermique peut être opposé de part et d'autres de la fracture. Une interprétation plus approfondie sur la nature des flux thermiques requiert toutefois de combiner cette étude des données de terrain avec un modèle de conduction thermique afin de déterminer la part des flux par conduction et ceux non-conducteurs.

Les effets de la neige et de la fracturation déjà mis en évidence dans la Publication 1 ont été discutés dans de plus amples détails. Les effets d'isolation thermique des accumulations de neige épaisses et les effets refroidissants de chutes de neige estivales sur la couche active sont visibles dans les relevés de température dans les forages. Une analyse détaillée des enregistrements photographiques des faces sud et NE pourrait aider à vérifier ces interprétations. De la même manière, les effets variables de la fracturation selon le remplissage des discontinuités sont suggérés mais la comparaison des relevés de température avec des modèles de diffusion thermique pourrait enrichir cette discussion. Ces outils d'analyses complémentaires seront alors présentés dans le Chapitre 7.

Conclusion du Chapitre 3

Le site de l'Aiguille du Midi est remarquable tant pour ses caractéristiques géomorphologiques que pour la diversité de ses installations de monitoring. Il est représentatif des sites de parois à permafrost des Alpes, avec une température de surface variant sur une gamme de 8°C, une profondeur de couche active qui varie d'environ 2 m à près de 6 m en fonction de l'exposition, et la coexistence d'un permafrost de types chaud et froid. L'analyse de huit ans de mesure de la température à la surface des parois et de cinq ans de relevés jusqu'à 10 m de profondeur confirme les premières études sur la température des parois alpines, et notamment les caractéristique déterminées à partir de simulations numériques comme les flux de chaleur latéraux des secteurs les plus chauds vers les plus froids.

Les accumulations de neige ont des effets variables sur la température de surface en fonction de l'épaisseur et de l'exposition. Les accumulations >0,5-0,6 m isolent la paroi en hiver et peuvent retarder le dégel de la couche active en été. Les chutes de neige estivales interviennent très probablement dans la formation et l'épaisseur de la couche active, interagissant ainsi avec le signal de la température de l'air. La fracturation semble avoir une incidence variable selon le remplissage des fractures. Une fracture ouverte en face nord montre un effet de raccourci thermique entre l'air et la profondeur de la paroi, avec un effet refroidissant significatif. Sur la face sud, des évidences de consommation de chaleur latente sont identifiées et sont cohérentes avec le remplissage des fractures par du matériel détritique saturé en eau. L'essentiel de ces observations a été publiée en 2015 dans la revue *The Cryosphere*. Cette étude confirme

l'Hypothèse 1 (sect. 2.1.2.1) des effets très variables de la neige et de la fracturation sur le permafrost des parois rocheuses.

Ces observations sont essentielles à la compréhension des processus thermiques actifs dans la morphodynamique des parois alpines car ils permettent de comprendre les modalités de distribution et d'évolution du permafrost et de la couche active à une échelle très fine. Elles mettent en évidence les processus principaux qui doivent être quantifiés (effets de la neige selon la topographie, et de la fracturation selon le remplissage) pour être intégrés à des modèles physiques permettant de tester et comprendre leur rôle dans le système thermique (sect. 7.1.2. ; 7.3 ; 7.4.3).

Les données ici présentées sont utiles pour l'évaluation du modèle de distribution du permafrost dans le massif du Mont Blanc (chap. 4) et pour l'analyse des écroulements rocheux survenus pendant la période d'enregistrement de la température (chap. 6).

Summary of Chapter 4

Modelling of permafrost distribution in the Mont Blanc massif rock walls

This chapter tests our Hypothesis 2 on the interest of high resolution DEM for modelling permafrost distribution in steep alpine rock walls at the local scale (rock face), and for model validation. Two kinds of modelling approaches have been developed for mountain permafrost. First, empirico-statistical models (fig. 4.1) were fitted for gentle mountain slopes using BTS measurements, rock glacier inventories or other permafrost evidences. These models were developed in the 1970s to formulate rule of thumbs (fig. 4.1) and were later implemented in GIS environments for permafrost mapping. The first statistical model developed for alpine rock walls at the Alpine scale, the “rock model” (fig. 4.2), calibrated with >50 MARST measurement points, 1961-1990 MAAT data and PISR data calculated from fisheye pictures (insert 4.1), is a sub-model of the Alpine-wide permafrost model: APMOD (fig. 4.3) that generates the Alpine-wide permafrost index map (APIM) on the 30-m-resolution ASTER-GDEM to map a permafrost index area. As it covers the entire Alpine Range, the APMOD can be applied to specific areas with local input data. Second, physic-based models have been developed to simulate the processes that govern permafrost distribution and changes such as energy balance processes between the atmosphere and ground surface (fig. 4.5), and heat diffusivity in the ground in various dimensions, from 1D (fig. 4.6) to 3D (fig. 4.7). These models are more complex and require a high amount of input data that complicate their validation. They are relevant to simulate in various time and space scales, and allow for sensitivity analyses. They were the first approach used for rock walls as the thermal system is simplified by the absence of ground cover and non-conductive heat transfers. Combination of energy balance forced with climatic scenario and heat conduction scheme in 3D has allowed a better understanding of the topographical control in rock wall permafrost distribution and changes (insert 4.2).

In this study, we implement the “rock model” on a 4-m-resolution DEM (RGD 73-74, RMSE 3-4 m) of the French part of the MBM (fig. 3 of Pub. 2) with 1961-1990 MAAT recorded in Chamonix (1042 m a.s.l) and a mean lapse-rate of $-0.53^{\circ}\text{C}\cdot 100\text{ m}^{-1}$ that corresponds to the value calculated between Chamonix and the AdM for 2007-2012. Modelling procedure is displayed in fig. 4.9 and in fig. 5 of the Publication 2. The differences in representations of the topography between the 4-m and 30-m-resolution DEMs are shown in figure 6 of the Publication 2. The MARST is calculated from GIS-computed PISR and mapped MAAT using the parameters of the “rock model”. Then, an offset term from -0.5°C in most shaded faces to -2.5°C in most sun-exposed faces is applied to account for effects of thin snow covers and fractures in the bedrock thermal regime, and to obtain MART (Mean

Annual Rock Temperature below the active layer). Only the rock walls with a $>40^\circ$ slope are considered to calculate the index area from MART. Permafrost index area is calculated using the normal distribution function with the standard deviation of the rock model: $\sigma = 1.66^\circ\text{C}$. The index 0.5, which means 50% of chance that the given pixel corresponds to permafrost presence, is the $\text{MART} = 0^\circ\text{C}$. It indicates permafrost occurrence in common bedrock conditions, partly fractured and snow covered (n^2 in fig. 4.10). The index 0.9, ($\text{MART} = 0 - 1.28 \sigma$), which means 90% of permafrost occurrence for the given pixel, indicates permafrost in all conditions, including the warmest conditions such as vertical and hard rock faces with reduced cooling effects of snow and fractures (n^1 in fig. 4.10). The index 0.1 ($\text{MART} = 0 + 1.28 \sigma$) indicates permafrost occurrence only in favourable conditions induced by a high degree of fracturing and large effects of snow cover (n^3 in fig. 4.10). To evaluate the interest of high resolution DEM, we compared the ‘‘rock model’’ outputs on the 4-m and the 30-m resolution DEMs (fig. 8 of Pub. 2). Differences in modelled MARST ($\text{MARST}_{\text{mod}}$) can reach up to 2°C in the steepest areas. We also apprehended the effects of hillshading (fig. 9 of Pub. 2) as the 4-m-resolution DEM does not cover the entire massif: predictions on high summits at the Italian and Swiss borders appear to be satisfactory even though the effects of the opposite mountain flanks on PISR are not taken into account. To evaluate the rock model, we compared 43 multi-annual measured MARST points ($\text{MARST}_{\text{mes}}$) at the AdM to $\text{MARST}_{\text{mod}}$ at their location: the mean bias between measured and modelled values is only of -0.21°C , this value balances a mean bias of -1.34°C for sun-exposed sensors and of $+0.37^\circ\text{C}$ for shaded faces (fig. 10 of the Pub. 2). Comparison of the topographical settings of the $\text{MARST}_{\text{mes}}$ and those of the DEM at their location is shown in fig. 7 of the Publication 2. The final permafrost index area map (the CIP-MB: ‘‘Carte d’Indice du Permafrost des parois du massif du Mont Blanc’’) and the statistical distribution of permafrost are displayed in figure 4.12 and figure 12 of the Publication 2 whereas the tab. 4.2 summarizes the data from model evaluation. Tables 1 and 2 of the Publication 2 summarize the permafrost distribution according to index values, elevation and aspects. Index 0.5 starts from 2300 and 2700 m a.s.l. on N and S faces respectively. It covers the totality of the N faces from 2600 m and of the S faces from 3200 m a.s.l. Index 0.1 starts from 1900 and 2400 m a.s.l. on N and S faces respectively. Index 0.9 covers the totality of N and S faces from 3000 and 3600 m a.s.l. respectively. Permafrost mapping at 4-m and 30-m resolution is compared in figure 14 of the Publication 2 and shows that the CIP-MB seems realistic at the rock face scale whereas incoherence between MARST distribution according to elevation and aspect are identified on the APIM.

Further analyses were conducted in order to pinpoint and discuss sources of errors in the prediction. In S faces, the modelled MARST is always colder than the measured MARST, even for sensors below a snow cover with a cooling effect (fig. 4.14). This suggests that a bias correction could improve the model output. However, on N faces, the model is warmer than measured values at snow free sensors but colder at snow covered sensors. Thus, a bias correction does not seem relevant as only a few points are available by aspect to constrain the calculation. On top of that, the bias calculation bears a source of error in the adjustment of $\text{MARST}_{\text{mod}}$ to 1961-1990 by considering that only air temperature influences MARST changes. Finally, errors are also induced by the application of the offset term (from -0.5 to -2.5°C) as the offset values injected in the model are not consistent with values measured at the AdM (fig. 4.16, tab. 4.3), the latest being influenced by lateral heat fluxes whereas the first one only considers a general effect of snow, fractures and solar radiation. CIP-MB evaluation shows that it is too optimistic, similarly to the APIM.

Chapitre 4

Modélisation de la distribution du permafrost dans les parois du massif du Mont Blanc

Ce chapitre présente le premier modèle statistique développé pour les parois des Alpes, son application au massif du Mont Blanc et la distribution du permafrost qu'il propose. Ce modèle empirico-statistique calibré à partir de mesures de température de la surface des parois, de la température de l'air et de la radiation solaire incidente calculée, est implémenté sur un modèle numérique d'altitude (MNA) de 4 m de résolution couvrant la partie française et les hauts sommets frontaliers du massif du Mont Blanc. L'intérêt de la haute résolution spatiale pour la modélisation du permafrost de paroi à l'échelle locale est analysé. La première section fait l'état de l'art de la modélisation du permafrost alpin et de ses défis actuels afin de définir les intérêts et limites du modèle employé. La deuxième section présente l'article autour duquel s'articule ce chapitre : « *Modélisation statistique du permafrost de paroi : application au massif du Mont Blanc* » accepté en février 2015 par la revue *Géomorphologie*. Elle est précédée d'un résumé étendu qui fournit des informations complémentaires sur notre procédure de modélisation. Une troisième section étend la discussion en analysant les sources d'erreur du modèle à partir des relevés de température à l'Aiguille du Midi.

4.1. La modélisation du permafrost alpin : un état de l'art

Depuis une trentaine d'années, différents types et générations de modèles du permafrost alpin ont été développés. Les premières approches statistico-empiriques, basées sur des fonctions calibrées à partir de données de terrain, ont permis de cartographier le permafrost sur un espace-temps donné avec le développement des systèmes d'information géographique (SIG). Ces modèles simplifient les relations physiques entre la température du substratum et les paramètres qui la contrôlent. Plus récentes, les approches à base physique résolvent les équations des processus physico-thermiques complexes pour comprendre le fonctionnement du permafrost à des échelles spatio-temporelles modulables. Elles ont été privilégiées dans les parois alpines, en partie du fait du manque de données pour une calibration statistique. Elles décrivent précisément les interfaces d'échanges de flux de chaleur : bilan d'énergie entre atmosphère et surface du terrain et transferts thermiques entre la surface et la subsurface. Le modèle de distribution du permafrost dans les parois du massif du Mont Blanc utilise la première approche statistico-empirique développée pour les parois des Alpes. Cette section étend la section « La courte histoire de la modélisation » de la Publication 2.

4.1.1. Premiers développements : les modèles statistico-empiriques

4.1.1.1. Approche historique

La détection de permafrost dans les Alpes a débuté avec la méthode BTS (*Basal Temperature of winter Snow cover* ; sec. 1.1.2.1.c) introduite par Haeberli (1973). Elle consiste à mesurer la température à l'interface sol-neige lorsque le manteau saisonnier est >0.8 m et isole le substratum des conditions extérieures. Relativement facile à appliquer et très peu couteuse, cette méthode a été largement employée pour cartographier le permafrost dans les terrains couverts par un manteau nival saisonnier. Complétée par des mesures géophysiques et des observations de terrain, elle a permis de poser des règles empiriques (*rules of thumb* : Haeberli, 1975) pour déterminer la présence du permafrost en fonction d'indicateurs (névés, glaciers rocheux, etc.) et de caractéristiques topographiques (altitude, pente, couloirs à avalanche, etc.) pour déterminer des classes de probabilité de sa présence (fig. 4.1).

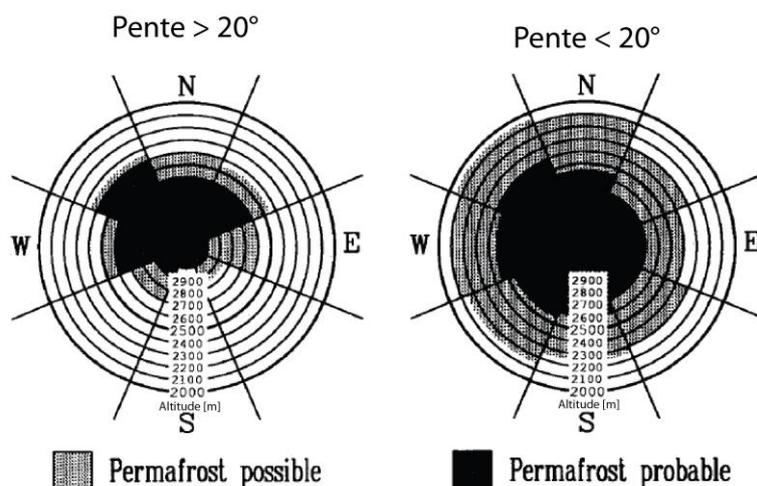


Figure 4.1. Règles empiriques formulées par Haeberli (1975) pour déterminer la probabilité de permafrost dans les terrains $>$ et $<$ à 20° de pente, et avec un manteau nival saisonnier Keller (1992).

Avec le développement des SIGs, ces règles ont pu être spatialisées, notamment grâce aux possibilités de calculs numériques qu'ils offrent, comme celui de la pente et de l'exposition d'un relief, ou encore le calcul de rayonnement solaire qui permet d'obtenir des valeurs théoriques de radiation en tout point d'un modèle numérique de terrain (MNT). Plusieurs générations de programmes SIG ont été utilisées pour la cartographie du permafrost dans les Alpes, comme le programme PERMAKART (ArcInfo) d'une résolution spatiale de 100 m (Keller, 1992), puis PERMAP à 25 m (Hoelzle et Haeberli, 1995), et PERMAPMOD qui intègre des variables supplémentaires comme la végétation (Fraunfelder *et al.*, 1998).

Le développement des approches statistico-empiriques, de pair avec des données toujours plus abondantes, a ainsi permis la construction de différents modèles basés sur des statistiques simples. Ils ont été calibrés pour des régions spécifiques à l'aide de la méthode BTS, d'inventaires de glaciers rocheux et, plus tardivement à partir, de mesures de température du sol ou de l'eau de source, notamment dans les Alpes (Imhof, 1996 ; Gruber et Hoelzle, 2001 ; Lugon et Delaloye, 2001 ; Lambiel et Reynard, 2001 ; Cossart *et al.*, 2008 ; Schrott *et al.*, 2012), le NW canadien (Bonnaventure et Lewkowicz, 2008 ; Lewkowicz et Ednie, 2004), la Sierra Nevada espagnole (Tanarro *et al.*, 2001), en Norvège (Heggem *et al.*, 2005), Suède (Ridefelt *et al.*, 2008), et Islande (Etzelmüller *et al.*, 2007). Toutefois, ces modèles se concentrent principalement sur les formations superficielles où des observations de terrain permettent une calibration. Il faut attendre les travaux d'Allen *et al.* (2009) dans les Alpes de Nouvelle-Zélande pour qu'une première calibration statistique soit formulée pour les parois, là où seules les mesures directes de température permettent une calibration.

4.1.1.2. L'APMOD : premier modèle statistico-empirique calibré pour les Alpes et ses parois

Avec le développement des mesures en paroi dans les Alpes depuis le début des années 2000, une première base de données suffisante a permis la calibration d'un modèle de distribution du permafrost de paroi à l'échelle de l'arc alpin : le *rock model*. Cette calibration a utilisé la température annuelle moyenne à la surface des parois (TAMSP) mesurée sur différents sites des Alpes. Il a été couplé à un second modèle, calibré quant à lui pour les formations détritiques avec un inventaire de glaciers rocheux : le *debris model*. Les données utilisées pour la calibration de ces modèles sont issues de la base de données réalisées dans le cadre du programme PERMANET (sect. 3.1.2.1), qui visait à homogénéiser et trier les données ponctuelles et les séries temporelles disponibles pour l'arc alpin (Cremonese *et al.*, 2011). Le *rock model* est un modèle de régression linéaire multiple qui utilise la radiation solaire incidente potentielle (RSIP) et la température annuelle moyenne de l'air (TAMA) pour expliquer la TAMSP. En effet, la différence entre la TAMSP et la TAMA, c'est à dire l'*offset* de surface, croît avec l'augmentation de la RSIP (fig. 4.2). Le *rock model* a été calibré avec plus d'une cinquantaine de points de TAMSP, la RSIP, calculée à partir de photos prises avec un objectif *fisheye* (enc. 4.1) pour l'ensemble de ces points, et (iii) la TAMA de la période 1961-1990 homogénéisée sur une grille de 1 km couvrant l'ensemble des Alpes (Hiebl *et al.*, 2009), avec un gradient adiabatique standard de 0,65°C 100 m⁻¹.

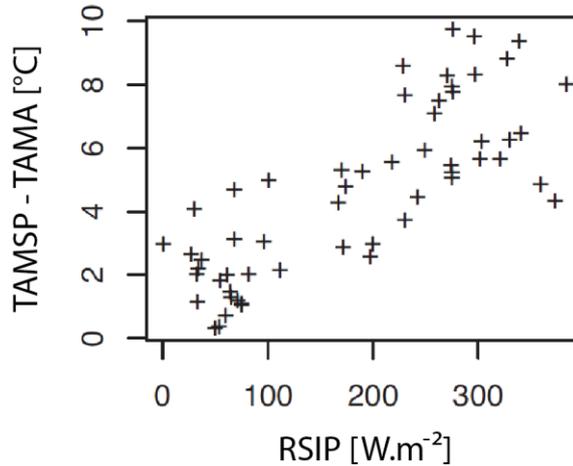


Figure 4.2. Distribution des points d'offset de surface utilisés pour la calibration du « rock model » (Boeckli et al., 2012a ; modifié)

Le *debris model* a été calibré à partir de plus de 3000 glaciers rocheux et des valeurs de précipitations et de température de l'air également issues du travail d'homogénéisation de Hiebl et al. (2009).

Les deux sous-modèles se combinent avec un ensemble de fonctions qui déterminent l'état thermique des surfaces là où trop peu de données sont encore disponibles pour une calibration et où la présence de permafrost ne peut être détectée visuellement, comme les secteurs de blocs végétalisés (fig. 4.3). Des valeurs d'offset de température sont appliquées afin d'estimer la présence de permafrost pour ces secteurs sans calibration, pour estimer la température en profondeur des parois à partir de la température de surface, et pour prendre en compte le gradient thermique le long de l'extension altitudinale des glaciers rocheux.

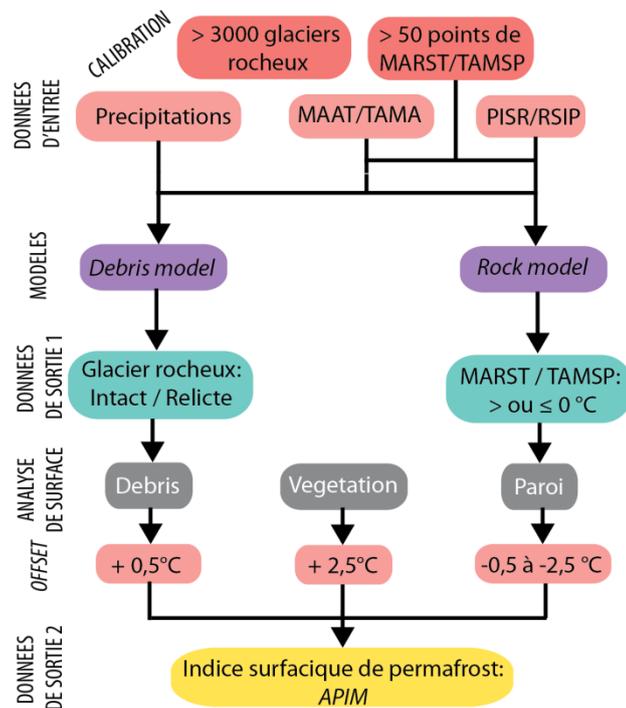


Figure 4.3. Organisation de l'« Alpine Permafrost Model ».

L'ensemble de ces modèles et fonctions constituent l'*Alpine Permafrost Model* (APMOD), premier modèle statistico-empirique à l'échelle des Alpes (Boeckli *et al.* 2012a). L'implémentation de l'ensemble de ses fonctions permet de générer l'*Alpine Permafrost Index Map* (APIM ; Boeckli *et al.*, 2012b) à 30 m de résolution sur la base du MNA ASTER-GDEM (USGS, 2009). L'APIM cartographie un indice surfacique de permafrost, c'est-à-dire qu'elle indique les surfaces ayant un indice égal ou supérieur à un certain seuil (0,1 par exemple) à partir duquel la possibilité de présence ou d'absence de permafrost doit être interprétée. Ainsi, la lecture de l'APIM implique une large part de subjectivité. Les clés d'interprétation de l'APIM sont détaillées par Boeckli *et al.* (2012b), et celles propres au permafrost de paroi sont exposées dans la section 4.2.2.2. Du fait de son emprise spatiale sur tout l'arc alpin, l'APMOD est susceptible d'être initialisé avec d'autres données d'entrée pour être appliqué à l'une des régions qu'il couvre.

Les modèles statistico-empiriques utilisent par définition des variables prédictives comme proxys des processus physiques et leurs effets sur l'état thermique du substratum, sans les simuler directement. Ils sont fiables à l'échelle de la calibration (prédiction sur un espace-temps donné), mais non appropriés pour une extrapolation spatiale et temporelle.

Encart 4.1 - Photo *fisheye* et calcul de RSIP

Le calcul de la RSIP à partir de photos *fisheye* offre un résultat plus réaliste qu'à partir d'un calcul SIG sur un MNT (Gruber *et al.*, 2003). Dans le cadre des travaux de modélisation réalisés sur les parois du massif du Mont Blanc, des photos prises avec un objectif *fisheye* ont été réalisées pour l'ensemble des capteurs de l'Aiguille du Midi (fig.4.4). Un appareil photo Nikon (Coolpix 900, objectif Nikon FC-E8) de l'Université de Zurich a été monté sur une mini-plate-forme dotée d'une boussole et d'une tige indiquant un azimuth afin de pouvoir le positionner au niveau du capteur.

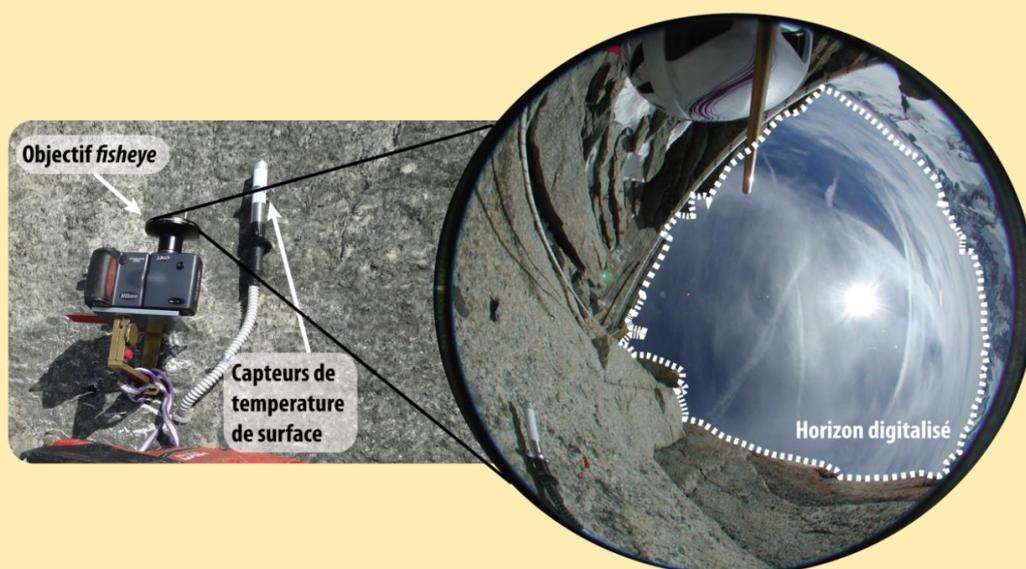


Figure 4.4. Appareil photo avec objectif *fisheye*, et photo à l'emplacement du capteur E1.

Les photos recueillies sont ensuite traitées : l'horizon est digitalisé afin de calculer un facteur de portion de ciel visible : le *sky view factor* (Zakšek *et al.*, 2011). Suite à cette opération, l'orientation étant connue grâce à la tige d'azimuth, une valeur de rayonnement solaire est calculée, et peut être utilisée pour connaître la RSIP théorique à l'emplacement du capteur.

4.1.2. Modèles à base physique

4.1.2.1. Interface atmosphère-surface : bilan d'énergie

Les premières mesures de bilan d'énergie (sec. 1.1.1.2.a) pour le permafrost de montagne ont été effectuées sur un glacier rocheux suisse (Mittaz *et al.*, 2000) dans le but d'initialiser un modèle unidimensionnel du permafrost. Ce modèle 1D, PERMEBAL (Stocker-Mittaz *et al.*, 2002) intègre un module qui simule les transferts d'énergie dans les couches détritiques et nivales pour obtenir la température à la surface du substratum. La neige et les accumulations détritiques sont des éléments difficiles à paramétrer car ils sont très variables dans le temps et l'espace : évolution des propriétés thermo-physiques de la neige, répartition des volumes vides et/ou saturés dans les accumulations détritiques par exemple. De plus, ils combinent plusieurs modes de transfert de chaleur : conduction thermique entre les volumes solides de neige ou entre les blocs rocheux, advection par l'eau de fusion circulant dans le manteau nival et entre les blocs, convection de l'air entre les blocs, etc. De ce fait, ils complexifient significativement le calcul qui, dans le cas d'un substratum nu, ne comprend que les échanges par rayonnement (solaire) et par conduction (roche massive) (sect. 1.2.2.2). Cette complexité rend l'évaluation des sorties du modèle difficile car l'influence relative des différents paramètres reste obscure. Les modèles de bilan d'énergie ont de ce fait plutôt été validés dans la simulation de systèmes plus simples dans lesquels la neige et les accumulations détritiques influencent peu ou pas le permafrost, comme les parois rocheuses (Harris *et al.*, 2009), à l'image du modèle TEBAL (fig. 4.5 ; enc. 4.2 ; Gruber *et al.*, 2004b ; Gruber, 2005 ; Salzmann *et al.*, 2007).

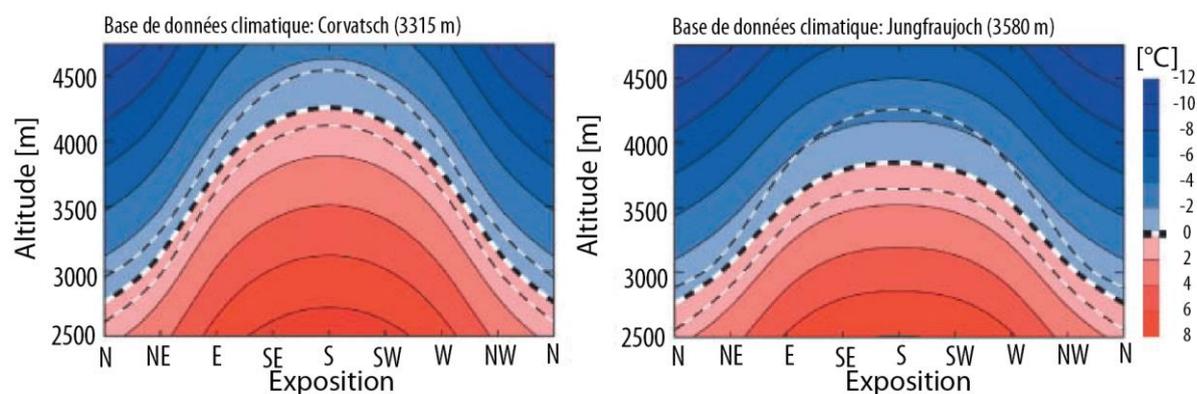


Figure 4.5. Température annuelle moyenne de la surface des parois $>70^\circ$ à Corvatsch et à la Jungfraujoch (Suisse) pour la période 1982-2002. La ligne en tirets épais indique l'altitude moyenne de l'isotherme 0°C , les lignes en tirets fins indiquent les altitudes maximales et minimales de l'isotherme 0°C pendant la période de prédiction (Gruber *et al.*, 2004b, modifié)

Des modèles qui considèrent spécifiquement les processus thermo-physiques de la neige ont été développés, comme SNOWPACK (Luetsch *et al.*, 2008) ou une adaptation du modèle hydrologique GeoTOP (Rigon *et al.*, 2006; Pogliotti, 2011) afin de mieux appréhender ses effets spécifiques sur la dynamique thermique du substratum. Les températures de surface modélisées peuvent ensuite servir de conditions aux limites supérieures de modèles de diffusion thermique (enc. 4.2).

4.1.2.2. Interface surface-subsurface : diffusion de chaleur

Les modèles de diffusion thermique contraints par la température de surface intègrent différents niveaux de complexité liés aux interactions dans les transferts de chaleur et de masse (circulation d'air ou d'eau d'infiltration, conduction), aux propriétés thermiques en fonction de la stratigraphie, aux interactions avec l'environnement glaciaire ou à la topographie. Les échelles spatiales et temporelles auxquelles ces modèles apparaissent pertinents dépendent largement de leurs applications: évolution et formation de la couche active, reconstitutions paléo-environnementales, changements pluriannuels à pluriséculaires dans un sommet rocheux par exemple. Les modèles transitoires (i.e. évolution vers un état stable) sont alors contraints à leur condition aux limites supérieures (température de surface) avec des séries climatiques issues de mesures homogénéisées ou de modèles climatiques ré-échantillonnés à la résolution du modèle. Spatialement, des modèles unidimensionnels qui intègrent la seule dimension verticale (fig. 4.6 ; Scherler *et al.*, 2010 ; Luetschg *et al.*, 2008 ; Hipp *et al.*, 2012 ; Hipp *et al.*, 2014 ; Gruber *et al.*, 2004b) et pluridimensionnels (Wegmann *et al.*, 1998 ; Noetzli *et al.*, 2007 ; Noetzli et Gruber, 2009) ont été implémentés sur des géométries idéalisées (fig. 4.7) ou réelles.

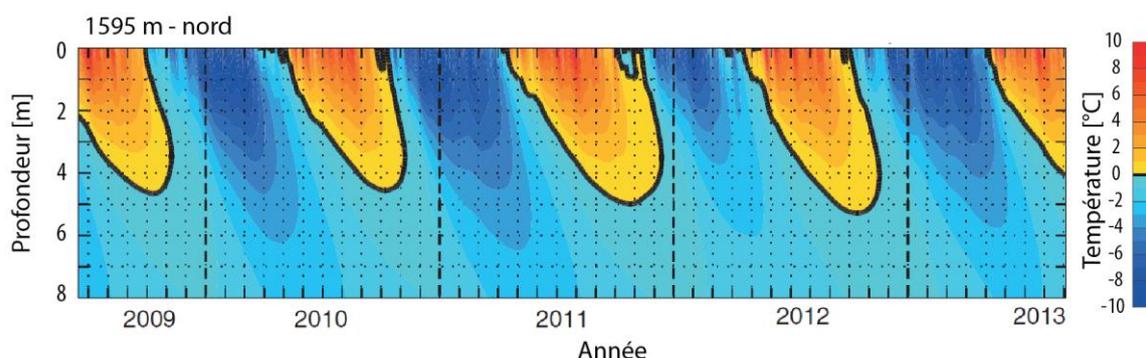


Figure 4.6. Exemple de modèle unidimensionnel de l'évolution de la couche active (ligne noire) dans une paroi rocheuse en Norvège (Hipp *et al.*, 2014, modifié).

Dans les parois rocheuses subverticales, la conduction thermique est le processus qui domine les échanges de chaleur. La neige et les dépôts détritiques superficiels n'ont généralement qu'un effet négligeable, ce qui rend la physique du permafrost de paroi moins complexe que celle des formations superficielles. Il est possible de mailler une masse rocheuse en considérant un milieu homogène et anisotrope. Cette considération peut limiter les simulations à des échelles spatiales fines (exemple de la couche active) et de temps court (saisonnier), mais cela a permis de modéliser le permafrost de paroi en 3D à l'échelle d'un sommet, et de comprendre les effets de la topographie sur la répartition du permafrost et les flux de chaleur associés dans des régimes stable et transitoire (échelle séculaire). Noetzli *et al.* (2007) et Noetzli et Gruber (2009) ont été les premiers à proposer ces modélisations (enc. 4.2), d'abord avec des modèles développés pour étudier la perturbation des profils thermiques dans les topographies complexes comme FRACTure (Kohl, 1999 ; Kohl *et al.*, 2001), puis avec des logiciels commerciaux comme COMSOL. Bien qu'ils ne couplent pas les modes de transfert thermique, ces modèles prennent néanmoins en compte (i) l'effet de l'eau interstitielle en considérant un milieu légèrement plus poreux que la roche massive, (ii) sa saturation en eau, et (iii) la capacité de chaleur dans le module de conduction (fig. 4.8, enc. 4.2). Ces trois paramètres permettent d'intégrer des processus liés à la

chaleur latente résultant du gel et dégel de l'eau interstitielle, probablement essentiels dans les mécanismes de dégradation du permafrost (Noetzli et Gruber, 2009)

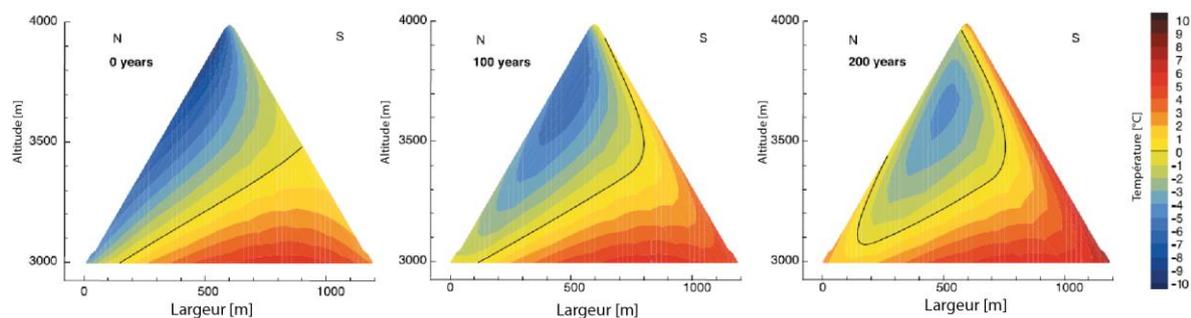


Figure 4.7. Exemple de modèle stationnaire ($t=0$) et transitoire ($t= 100$ et 200) en 3D (ici seules des coupes 2D sont affichées) pour une géométrie simplifiée d'une arête alpine orientée nord-sud et culminant à 4000 m. L'état transitoire répond à un réchauffement de $3,5^{\circ}\text{C}$ sur la surface nord et de $2,5^{\circ}\text{C}$ sur la surface sud. La ligne noire correspond à l'isotherme 0°C (traduit de Noetzli et al., 2007).

Pour simuler l'évolution du permafrost, il est nécessaire de combiner les modèles : un modèle climatique force le modèle de température de surface, qui contraint lui-même le modèle de diffusion thermique (enc. 4.2).

Les modèles à base physique apparaissent particulièrement utiles pour tester la sensibilité du permafrost à divers paramètres. Par exemple, le flux géothermique apparaît avoir que très peu d'influence sur la distribution du permafrost des hauts sommets alpins (Noetzli et al., 2007).

D'autres approches physiques développées en laboratoire afin de reproduire physiquement le substratum gelé et ses changements peuvent, en contrôlant le forçage qui contraint son évolution, fournir des données quantitatives sur différents paramètres du système afin de valider les simulations numériques et de les initialiser.

Encart 4.2 - Paramètres et procédure de modèles combinés

L'enchaînement de modèles consiste à utiliser la sortie d'un premier modèle pour en initialiser un second modèle. Ainsi, le modèle de conduction thermique en 3D permettant de simuler la distribution du permafrost au sein des parois est en partie initialisé avec les valeurs de température de surface issues du modèle de bilan d'énergie (données d'entrées 2). Ce dernier est lui-même contraint par les séries climatiques (données d'entrées 1) définies à partir de mesures ou de modèles régionaux ou globaux tels les scénarii climatiques publiés par le GIEC (IPCC, 2013) pour les prédictions futures. Dans l'exemple de la figure 4.8, le premier modèle, TEBAL simule la température de surface pendant une période de 10 ans à pas de temps horaire afin d'initialiser le modèle de conduction thermique, et de définir un état d'équilibre de la température au sein des parois. Pour faire évoluer cette température, le modèle de bilan d'énergie est ensuite forcé par les données d'un modèle climatique ré-échantillonné à l'échelle de la prédiction et discrétisé à pas de temps journalier.

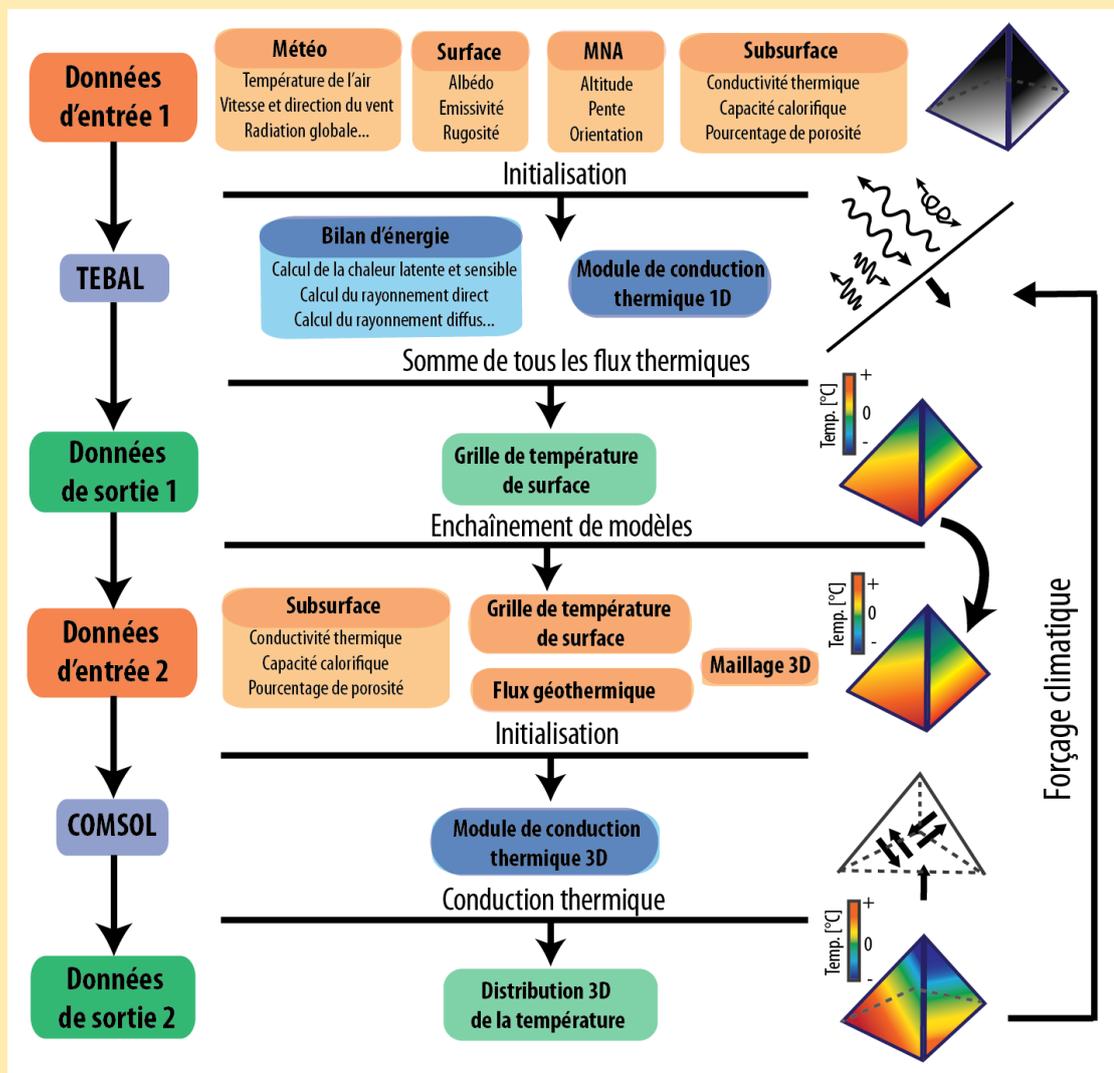


Figure 4.8. Enchaînement de modèles pour simuler la distribution 3D du permafrost de paroi (d'après la procédure proposée par Noetzli et al., 2007).

Deux approches de modélisation ont ainsi été développées dans le permafrost alpin : les approches statistico-empiriques et les approches à base physique. Les avantages et inconvénients respectifs de ces méthodes sont résumés dans le tableau 4.1. Dans les parois alpines, l'approche physique a été privilégiée jusqu'à maintenant car les données étaient insuffisantes pour permettre une calibration statistique, et les modèles à base physique, particulièrement adaptés à ce type de permafrost où la conduction thermique prédomine. Néanmoins, les modèles à base physique requièrent une puissance de calcul numérique élevée. La prédiction régionale du permafrost doit soit utiliser une approche statistique, moins lourde en calcul, soit dégrader considérablement la résolution spatiale du massif modélisé pour permettre l'utilisation d'une approche à base physique. Toutefois, du fait de la sensibilité de la température des parois à la microtopographie et la micro-climatologie, cette deuxième solution n'apparaît pas viable pour une prédiction précise à l'échelle locale, mais reste intéressante pour des tests de sensibilité. Une approche statistique a donc été privilégiée pour la modélisation du permafrost dans le massif du Mont Blanc.

Modèles statistico-empirique		Modèles numérique à base physique	
Avantages	Inconvénients	Avantages	Inconvénients
1. Calculs simples, ressource numérique réduite	1. Besoin d'un certain nombre de données pour la calibration	1. Calibration non nécessaire	1. Calculs complexes, besoin d'une ressource numérique importante
2. Modèles fiables aux échelles de prédiction	2. Ne s'extrapole pas dans le temps et l'espace	2. Propices à l'extrapolation spatiale et temporelle	2. Évaluation des sorties de modèles parfois difficile
3. Focus local à global	3. Boite noire (approximation des processus physiques)	3. Tests de sensibilité (simulation détaillée des processus physiques)	3. Focus local (limite des ressources numériques)

Tableau 4.1. *Avantages et inconvénients des deux approches de modélisation développées dans le permafrost de montagne.*

4.2. Modélisation statistique de la distribution du permafrost des parois du massif du Mont Blanc

Cette section résume l'article accepté par *Géomorphologie* (Pub. 2), présenté ensuite, et précédé d'une fiche synoptique. La modélisation de la distribution du permafrost d'un massif utilise généralement une approche statistique afin de simplifier les calculs et de rendre possible, en matière de capacités numériques, le calcul de l'état thermique de toute la région. Du fait de la sensibilité du permafrost de paroi à la microtopographie *via* le contrôle dominant du rayonnement solaire (fig. 2 de la Pub. 2), la haute résolution spatiale pour prédire la distribution du permafrost est *a priori* nécessaire pour offrir un niveau de précision à l'échelle locale. Heggem *et al.* (2001) et Etzelmuller *et al.* (2001) définissent la haute résolution à partir de 25 m, puisqu'elle permet un niveau de précision déjà notable dans le calcul de rayonnement solaire, et par opposition aux prédictions de résolutions hectométriques plus appropriées aux échelles continentales. Ces études considèrent principalement le permafrost des terrains peu escarpés, et il se pourrait alors que cette définition de la haute résolution soit en réalité une résolution grossière pour la modélisation du permafrost dans des terrains extrêmement escarpés comme les parois rocheuses.

Cette étude a pour objectif d'estimer la distribution du permafrost des parois du massif du Mont Blanc. L'APIM (sec. 4.1.1.2 ; Boeckli *et al.*, 2012a ; 2012b) permet une première approche de la distribution du permafrost dans le massif, mais sa résolution de 30 m induit d'importants biais à l'échelle locale des secteurs très escarpés. Sur la base de cette hypothèse, notre étude interroge l'intérêt de la haute résolution spatiale (ordre métrique) pour la modélisation du permafrost de paroi, et pose deux questions :

- ***Quelle est la distribution du permafrost dans les parois du massif du Mont Blanc ?***
- ***Quel est l'intérêt d'un MNA à haute résolution pour modéliser la distribution du permafrost en paroi ?***

Nous présentons d'abord une approche de modélisation statistico-empirique pour les parois rocheuses alpines et son application sur un MNA de 4 m de résolution avec des données d'entrée de température de l'air locales. La distribution du permafrost proposée par le modèle est présentée puis discutée en comparaison aux résultats du modèle appliqué sur le MNA à 30 m de résolution.

4.2.1. Le rock model et la carte d'indice de permafrost

4.2.1.1. Application du rock model au massif du Mont Blanc

Cette section résume la section « Méthodologie » et la procédure de modélisation est illustrée dans la figure 5 de la Publication 2. Dans le cadre de cette étude, le *rock model* (sect. 4.1.1.2) a été implémenté sur le MNA de la Régie de Gestion de Données de la Savoie et de la Haute Savoie (RGD 73-74) à 4 m de résolution (erreur moyenne quadratique sur la zone de haute montagne: 3-4 m, RGD 74, com. pers.). La différence de représentation de la topographie entre ce MNA et celui à 30 m utilisé par Boeckli *et al.*, (2012a) est illustrée dans la figure 6 de la Publication 2. La grille de RSIP servant de données d'entrée au modèle (fig. 4.9 et fig. 5 de la Pub. 2) a été spatialisée à partir d'outils SIG (ArcGIS 10.0, *Spatial Analyst*) en considérant une

transmissivité de 100 % (absence de nuages) et avec un pas de temps horaire sur une année, selon la procédure de Boeckli *et al.* (2012a).

La TAMA a été calculée à partir des relevés de Chamonix sur la période 1961-1990 et ajustée selon la procédure d'homogénéisation de Hiebl *et al.* (2009). Pour sa spatialisation, un gradient adiabatique de $0,53^{\circ}\text{C}\cdot 100\text{m}^{-1}$ a été utilisé, défini sur la base des données de température de l'air relevées par Météo France à Chamonix et à l'Aiguille du Midi entre 2008 et 2012. Le choix des données utilisées pour l'initialisation de la température de l'air est discuté dans l'encart 4.3.

Suite à la modélisation de la TAMSP, une grille d'*offset* de température, formulée à partir de la grille de RSIP (fig. 4.9), est appliquée afin de déterminer la température au sein des parois sous la couche active (TAMP). Cet *offset* est appliqué de manière linéaire, entre $-0,5^{\circ}\text{C}$ pour les faces les plus ombragées, et $-2,5^{\circ}\text{C}$ pour les faces les plus ensoleillées (Boeckli *et al.*, 2012b). Ces valeurs ont été définies sur la base des études récentes d'*offset* de température dans les parois (Hasler *et al.*, 2011a). Seules les parois non englacées et $>40^{\circ}$ de pente ont été conservées pour la cartographie finale. Les données sur les glaciers ont été acquises dans le cadre du projet GlariskAlp (Gardent *et al.*, 2014).

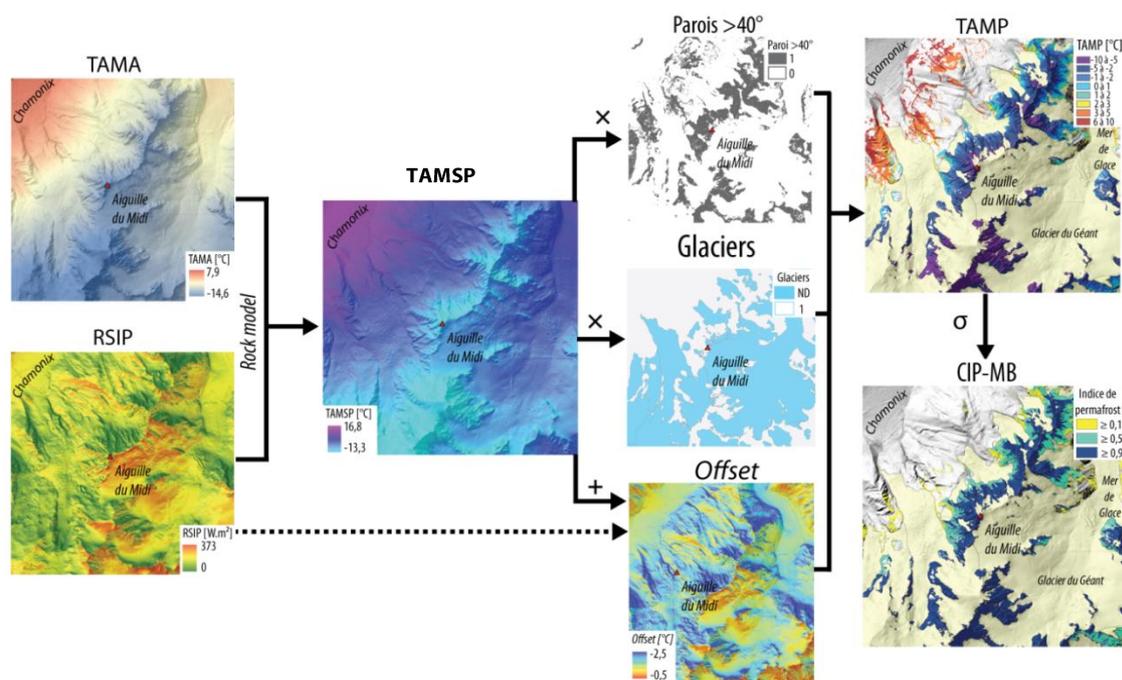


Figure 4.9. Procédure de modélisation par SIG de la température à la surface (TAMSP), sous la couche active des parois (TAMP), et de l'indice de permafrost.

4.2.1.2. Cartographie de l'indice de permafrost

A partir de la carte de TAMP (fig. 4.9, fig. 5 de la Pub. 2), la carte d'indice de permafrost des parois (CIP-MB) est calculée en utilisant l'écart-type de la prédiction (σ) de $1,66^{\circ}\text{C}$ (Boeckli *et al.*, 2012a). L'indice 0,1 indique la présence de permafrost uniquement dans des conditions favorables (très forte fracturation et ventilation d'air). L'indice 0,5, qui correspond à une TAMP de 0°C , indique sa présence dans des conditions standards de paroi rocheuse (plus ou moins fracturée et partiellement couverte de neige peu épaisse), tandis que l'indice 0,9 signifie la présence de permafrost quelles que soient les conditions de la paroi rocheuse. Ces différents cas de paroi sont illustrés dans la figure 4.10. En termes statistiques, un secteur présentant un indice

de 0,1 signifie qu'il y a seulement 10% de chance que le permafrost soit présent, alors qu'un indice 0,9 indique 90% de chance qu'il y ait du permafrost.



Figure 4.10. Différentes conditions de parois alpines. En 1, la roche compacte et l'absence de dépôt de neige indiquent des conditions chaudes, pour lesquelles un indice de 0,1 signifie l'absence de permafrost, alors qu'il peut être présent pour le même indice en 3 (conditions favorables) du fait de la forte fracturation et de la neige (conditions froides). En 2, les conditions permettent la présence de permafrost à partir d'un indice $\geq 0,5$; les effets de la neige et de la fracturation sont présents (conditions froides) mais moindres qu'en 3. Photo prise de l'Aiguille du Midi, vue sur les Grandes Jorasses (gauche) et la Dent du Géant (droite), mars 2014.

4.2.1.3. Évaluation du rock model

Seule la sortie de TAMSP (TAMSP_{mod}) est évaluée de manière quantitative en utilisant les TAMSPs mesurées (TAMSP_{mes}) par 12 capteurs de surface à l'Aiguille du Midi à 10 et 30 cm de profondeur (sec. 3.1.2.2.a et b), confrontés aux TAMSP_{mod} à leur emplacement. La différence entre les attributs topographiques relevés sur le terrain à leur emplacement et sur le MNA est illustrée dans la figure 7 de la Publication 2. Huit de ces capteurs sont installés dans les conditions pour lesquelles opère le modèle : absence de neige et de microreliefs alentours. Quatre d'entre eux sont situés dans des conditions plus représentatives des conditions générales des parois rocheuses, c'est à dire avec une topographie complexe (microreliefs dus à la fracturation) et des accumulations locales de neige, hétérogènes dans le temps et l'espace. Les enregistrements pluriannuels (2006-2013) offrent 43 TAMSP_{mes} directement comparables aux sorties du *rock model*. Pour l'évaluation, les TAMSP_{mes} entre 2008 et 2013 sont ajustées à la période de prédiction (1961-1990) en appliquant directement la différence entre la TAMA des années mesurées et celle du modèle aux TAMSP_{mes} selon la procédure décrite par Allen *et al.* (2009). Par exemple, l'année 2011 a été 2,7°C plus chaude que la période 1961-1990 et toutes les TAMSP_{mes} de cette année 2011 ont été abaissées de 2,7°C pour être directement comparables aux TAMSP_{mod}. Cette procédure suppose *a priori* que la variabilité interannuelle de la TAMSP_{mes} dépend uniquement de la variabilité de la TAMA. Cette opération d'ajustement et les sources d'erreur qu'elle peut générer dans le calcul du biais sont discutées en section 4.3.1.2

Encart 4.3 - Choix et initialisation de la température de l'air

Deux types de données sont disponibles auprès de Météo France pour initialiser TAMA 1961-1990 injectée dans le *rock model* : les moyennes journalières TNTXM, calculées à partir de la valeur journalière minimale (TN) et maximale (TX) à Chamonix (1042 m), et les valeurs horaires du modèle SAFRAN (Durand *et al.*, 2009) sur le massif. SAFRAN a l'avantage de fournir des données par tranche altitudinale de 300 m entre 1200 et 3600 m, et de représenter ainsi la variabilité du gradient adiabatique (fig. 4.11). SAFRAN reconstruit la température de l'air entre 1958 et 2000, la période récente étant la moins incertaine puisque le nombre et le type de données pour la contraindre se sont multipliés.

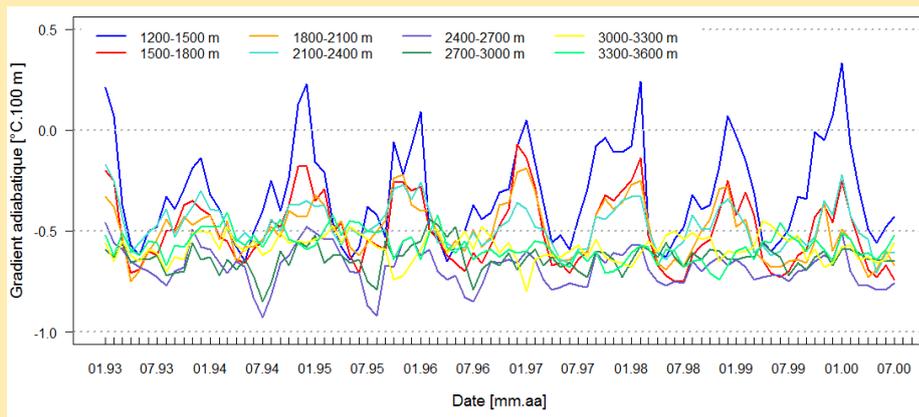


Figure 4.11 Gradient adiabatique annuel moyen calculé à partir des relevés horaires de SAFRAN sur la période récente et par tranche altitudinale de 300 m.

La TAMA 1961-1990 calculée à partir des valeurs de SAFRAN à 1200 m et extrapolée à l'altitude de la station de Chamonix est 0,5°C plus élevée que la TAMA calculée à partir des TNTXMs (tab. 4.2). Cette dernière est elle-même 1°C plus élevée que la TAMA calculée à partir des 24 relevés journaliers (T24) sur la période 1993-2012. Pour garder une cohérence avec la procédure de Boeckli *et al.* (2012a), et pour permettre la comparaison directe entre les sorties du *rock model* de Boeckli *et al.* (2012b) et celles de cette étude, la température de l'air a été initialisée avec les TNTXMs ajustées selon la méthode de Hiebl *et al.* (2009). Les relevés à 7h, 14h et 21h sont utilisés pour calculer les moyennes journalières (TM) en suivant la procédure de Kamtz (1860): $TM = T7h + T14h + 2 * T21h / 4$. Les TMs ont été calculées sur la période pour laquelle les relevés horaires et les TNTXMs sont disponibles, c'est à dire depuis 1993 à Chamonix. La différence entre les moyennes mensuelles calculées à partir des TMs et des TNTXMs, qui varient de 0,4°C (décembre) à 1,6°C (octobre) est directement appliquée aux moyennes mensuelles calculées à partir des TNTXMs de la période 1961-1990. Ainsi, la TAMA 1961-1990 calculée à partir des TNTXMs pour Chamonix a été abaissée de 1,1°C (« TNTXM ajustée », tab.4.2) pour initialiser une TAMA de 5,41°C à 1042 m d'altitude dans le *rock model*. La spatialisation altitudinale de cette TAMA a été réalisée avec le gradient annuel moyen de 0,53°C.100m⁻¹ calculé entre les stations de Chamonix et de l'Aiguille du Midi sur la période de relevés disponibles pour cette dernière station (soit depuis février 2007). Cette valeur est proche de la valeur calculée à partir des données de SAFRAN entre 3300 et 3600 m (0,52°C.100m⁻¹). Par simplicité, le gradient de 0,53°C.100m⁻¹ a été utilisé pour générer la grille d'entrée de la TAMA.

Type	Période	TAMA à 1042 m
TNXM	1961-1990	6,54°C
SAFRAN	1961-1990	7,08°C
TNTXM ajustée	1961-1990	5,41°C
TNTXM	1993-2012	7,69°C
T24	1993-2012	6,66°C

Tableau 4.2. Disponibilité des données de température de l'air dans le massif du Mont Blanc.

En plus de l'évaluation de la TAMSP_{mod}, les effets de la résolution et de l'emprise du MNA sur al TAMSP_{mod} sont analysés en implémentant le modèle à la fois sur le MNA à 4 m et sur le MNA à 30 m. Le MNA à 4 m ne couvre que la partie française du massif et les hauts versants frontaliers. Pour ces-derniers, l'ombre portée des versants opposés n'est pas prise en compte dans le calcul de la RSIP, contrairement à la partie française où l'ombre portée des Aiguilles Rouges est prise en considération. Le MNA à 4 m est découpé sur un secteur (Aiguille du Midi) et le modèle est implémenté à la fois sur ce secteur isolé et sur le secteur intégré dans son ensemble. Les différences de RSIP et de TAMSP sont ensuite calculées entre les deux sorties des modèles.

4.2.2. Principaux résultats et interprétation

4.2.2.1. Importance de la résolution et de l'emprise spatiale

Cette section résume la section « Résultats » de la Publication 2. La comparaison du modèle appliqué sur le MNA à 4 m et le MNA à 30 m indique des différences de TAMSP pouvant atteindre 2°C (fig. 8 de la Pub. 2). Ce sont les secteurs les plus raides qui accusent le maximum de différence. Les secteurs les moins raides ne sont que marginalement affectés par cette différence de résolution, avec des écarts de température <0,5°C. Ces résultats mettent en évidence l'importance de la haute résolution pour la modélisation du permafrost dans les parois, et complètent de ce fait la classification des modèles en fonction de leur résolution et de leurs objectifs proposée par Heggem *et al.* (2001) et Etzelmuller *et al.* (2001). La haute résolution dans les parois commencerait alors à partir de l'ordre métrique, l'ordre décimétrique proposant déjà une résolution limitée pour le calcul de la RSIP. Néanmoins, la qualité de représentation topographique du MNA ne dépend pas seulement de sa résolution, mais aussi et surtout de la taille et de la densité des données sources, ainsi que des méthodes d'acquisition et de génération utilisées (Ravibabu et Jain, 2008).

L'effet de l'emprise du MNA est principalement visible sur les marges du secteur testé, là où l'ombre portée du relief de proximité est absente, avec des différences de RSIP qui peuvent atteindre 250 W.m², et se traduisent par des différences de température pouvant atteindre 1°C (fig. 9 de la Pub. 2). Sur les secteurs centraux, ces différences sont bien moindres. À l'Aiguille du Midi par exemple, située au centre du secteur testé, la non prise en compte du Mont Blanc dans le calcul de RSIP n'a que très peu d'influence : la différence entre la RSIP calculée en tenant compte de l'ombrage du Mont Blanc et celle calculée sans sa considération est à peine 10 W. m², soit une différence de TAMSP <0,25°C. Ce test suggère que le modèle ici présenté reste tout à fait valable pour les versants frontaliers malgré l'absence de considération de l'ombre portée des versants opposés.

4.2.2.2. Évaluation de la TAMSP modélisée

La différence moyenne de température entre les 43 points de TAMSP_{mes} et de TAMSP_{mod} à leur emplacement est de -0,21°C (fig. 10 de la Pub. 2 ; tab. 4.3). Cette faible différence témoigne de la précision du *rock model* et valide ainsi son application. Cependant, le biais est en moyenne de -1,34°C pour les capteurs les plus exposés et de + 0,37°C pour les capteurs les plus ombragés. Le modèle tend donc à sous-estimer la température des secteurs ensoleillés et à légèrement la surestimer pour les secteurs ombragés. Ce biais est discuté plus en détail dans la section 4.3.1.

Globalement, la TAMSP modélisée reste représentative du rang de température plausible pour un secteur donné.

Malgré des valeurs simulées proches de celles mesurées, les différences entre les attributs topographiques mesurés sur le terrain et ceux du MNT sur lequel est implémenté le modèle restent significatives, notamment au niveau de la pente. La (micro)topographie étant le paramètre dominant la distribution de la température de surface, il apparaît primordial de considérer la qualité des données spatiales utilisées pour mieux comprendre la qualité de la sortie du modèle (sect. 7.2.3).

4.2.2.3. Distribution du permafrost

La CIP-MB (fig. 4.14) suggère que sur les 86 km² qu'occupent les parois >40° sur le MNA à 4 m, les indices $\geq 0,1$, $\geq 0,5$ et $\geq 0,9$ occupent respectivement 79, 65 et 45% de la superficie des parois (fig. 12, tab. 1 de la Pub. 2). Les glaciers français occupent quant à eux 102 km² (Gardent *et al.* 2014). La figure 4.12 répète la figure 13 de la Publication 2 sous une forme graphique différente. L'indice $\geq 0,1$ est présent dès 1900 m dans les faces nord, mais sur moins de 25% des parois de la classe d'altitude 1900-2000m, (fig. 4.12). Il apparaît dès 2300 m en face sud, et occupe la totalité de la superficie des parois pour chaque classe d'altitude de 100 m dès 2800 m (tab. 2 de la Pub. 2). L'indice $\geq 0,5$, qui correspond à une TAMP $\leq 0^\circ\text{C}$ occupe <25% des parois de l'étage 2200-2400 m en face nord et de l'étage 2500 à 2900 m en face sud (fig. 4.12). Il occupe la totalité des parois de chaque classe altitudinale dès 3200 m. Enfin, l'indice $\geq 0,9$ se trouve dès 2600 et 2900 m en face nord et sud, respectivement, et couvre la totalité des parois dès 3600 m d'altitude, ce qui correspond à une TAMA de $-8,1^\circ\text{C}$.

La comparaison de l'APIM et de la CIP-MB souligne d'importantes différences entre ces deux cartes (fig. 14 de la Pub. 2) à l'échelle d'une paroi avec une distribution de l'indice de permafrost cohérente avec l'exposition sur la CIP-MB, à l'inverse de l'APIM. Le modèle a été formulé avec la TAMA de la période 1961-1990, environ 1°C plus froide que la température de la période 1993-2012 et homogénéisée avec les données de Hiebl *et al.* (2009) par souci de comparabilité des sorties du modèle. Mais de ce fait, le modèle tend à surestimer la présence de permafrost dont les couches superficielles ont été atteintes par le réchauffement de ces deux dernières décennies. La TAMA 0°C est aujourd'hui (1993-2012) à 2300 m, c'est-à-dire 240 m plus élevée que la TAMA 0°C de la prédiction.

Enfin, seule la TAMSP a été évaluée. Des mesures géoélectriques réalisées sur six parois du massif sélectionnées à partir de la CIP-MB sont utilisées pour son évaluation (chap. 5). L'inventaire des écroulements rocheux ayant présenté de la glace dans leur niche d'arrachement (chap. 6) ainsi que d'un inventaire de glaciers suspendus (en projet, chap. 7) pourront également servir à l'évaluation de la CIP-MB.

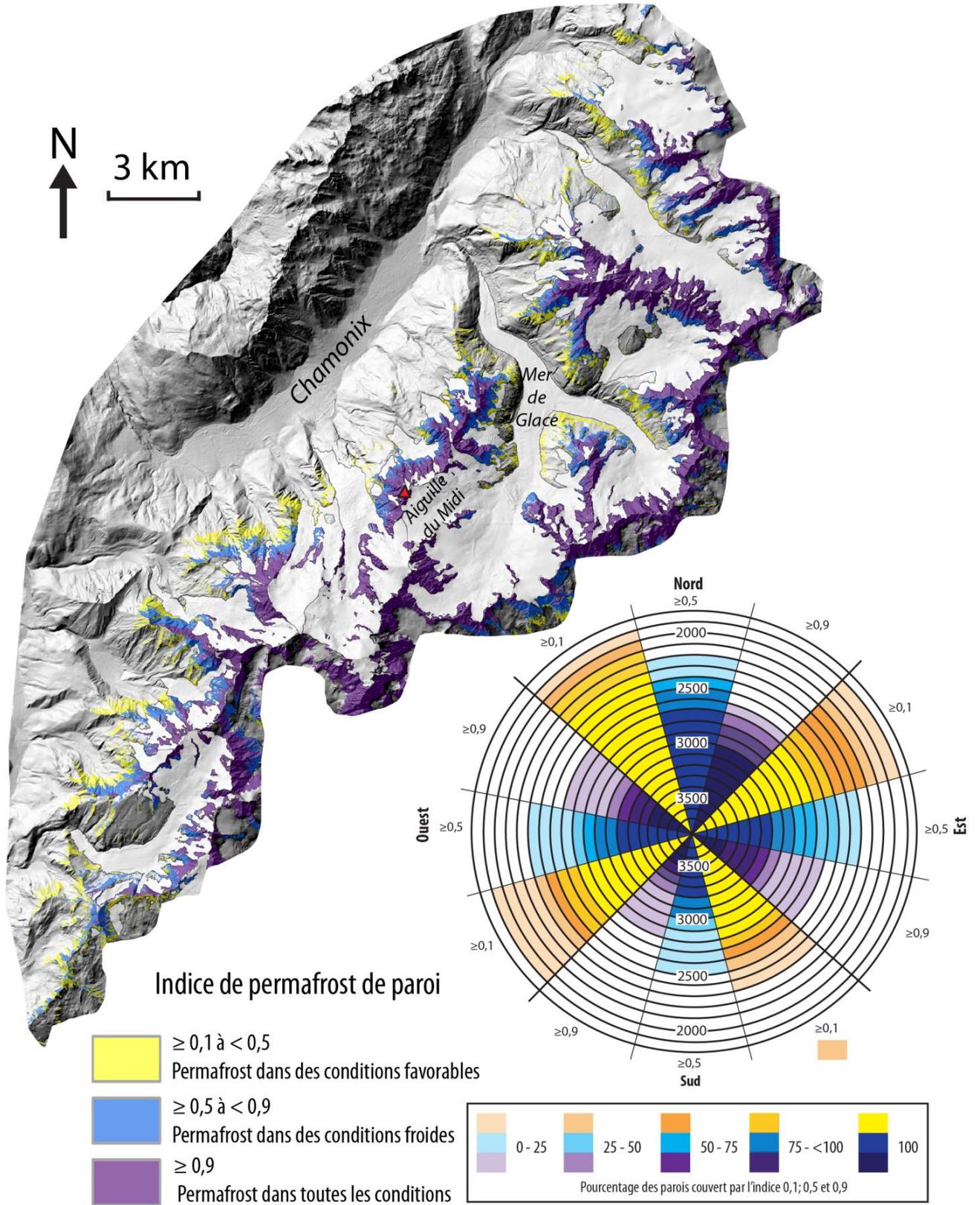


Figure 4.12. CIP-MB et distribution de l'indice de permafrost en pourcentage des parois de chaque classe altitudinale de 100 m.

*Distribution et caractérisation du permafrost des parois du massif du Mont Blanc
Une approche combinant monitoring, modélisation et géophysique*

Capteurs	Année	TAMSP _{mes} [°C]	TAMSP _{mod} [°C]	Pente _{mes} [°]	Pente _{mod} [°]	Orientation _{mes} [°]	Orientation _{mod} [°]	Altitude _{mes} [m]	Altitude _{mod} [°]
N1	2008	-7.61	-6.85	84	53	354	356	3820	3824
	2009	-7.82	-6.85						
	2010	-7.34	-6.85						
N2	2008	-7.74	-7.27	80	58	334	328	3820	3820
	2009	-7.69	-7.27						
	2012	-7.71	-7.27						
E1	2008	-2.84	-2.34	60	53	124	124	3823	3818
	2009	-3.06	-2.34						
	2010	-2.47	-2.34						
	2011	-2.85	-2.34						
	2012	-3.05	-2.34						
E2	2008	-2.31	-3.1	60	51	118	102	3820	3814
	2009	-2.44	-3.1						
	2010	-2.02	-3.1						
	2011	-2.36	-3.1						
	2012	-2.67	-3.1						
S1	2008	-0.46	-1.95	74	55	140	144	3820	3822
	2009	-0.37	-1.95						
	2010	-0.32	-1.95						
	2011	-0.06	-1.95						
S2	2009	-1.13	-1.95	85	57	160	158	3815	3812
	2010	-0.39	-1.82						
	2011	-0.43	-1.82						
	2012	-0.38	-1.82						
W1	2008	-5.02	-4.22	80	71	270	271	3825	3816
	2009	-5.25	-4.22						
	2010	-4.97	-4.22						
W2	2008	-4.98	-3.91	85	30	270	285	3825	3827
	2009	-5.32	-3.91						
	2010	-5.17	-3.91						
	2011	-5.44	-3.91						
	2012	-5.48	-3.91						
S3	2008	-1.18	-1.9	70	58	158	158	3820	3821
	2009	-0.61	-1.9						
	2010	-0.53	-1.9						
	2011	-1.55	-1.9						
	2012	-1.03	-1.9						
BH_N	2010	-5.42	-6.17	90	77	345	310	3738	3756
	2011	-6.64	-6.17						
	2012	-5.58	-6.17						
BH_S	2010	-1.69	-2.79	55	55	135	136	3753	3759
	2011	-1.81	-2.79						
BH_E	2011	-6.29	-4.93	50	48	65	40	3745	3747
	2012	-5.17	-4.93						

Tableau 4.3. Ensemble des données utilisées pour l'évaluation de la TAMSP_{mod} (fig. 7 et 10 de la Pub. 2)

4.2.3. Conclusions de l'étude

La distribution du permafrost dans les parois du massif du Mont Blanc est estimée en se basant sur un modèle statistique couvrant l'ensemble des Alpes. Il a été implémenté avec des données d'entrée locales et de haute résolution. L'utilisation d'un MNA de haute résolution apparaît primordiale pour la modélisation du permafrost de paroi à l'échelle locale du fait de l'extrême sensibilité du permafrost à la RSIP dans les secteurs escarpés.

Dans le massif du Mont Blanc, la présence de permafrost est possible dès 1900 m en face nord dans des secteurs localement favorables, et à partir de 2400 m dans les faces sud. Sa présence est bien plus continue à partir de 2600 m en face nord et 3200 m en face sud, mais il ne couvre l'ensemble des faces nord quelles que soient les conditions qu'à partir de 3000 m, et à partir de 3600 m dans les faces sud. Cette prédiction est représentative des conditions d'équilibre de la période 1961-1990, suivie d'un réchauffement d'au moins 1°C qui s'est certainement propagé en profondeur des parois au cours de ces deux dernières décennies.

Fiche synoptique

Publication 2

Modélisation statistique de la distribution du permafrost de paroi : application au massif du Mont Blanc (MMB)	
<i>Géomorphologie - Sous presse</i>	<i>F. Magnin, A. Brenning, X. Bodin, P. Deline, L. Ravanel</i>
Objectifs de l'article	Problématiques et idées forces
<ul style="list-style-type: none">- Présenter les spécificités du permafrost des parois alpines et de sa modélisation.- Présenter un modèle statistique de distribution du permafrost dans les parois du MMB.- Evaluer l'intérêt de la haute résolution spatiale pour sa modélisation.	<ul style="list-style-type: none">- Quelle est la distribution du permafrost dans les parois du massif du Mont Blanc?- Quel intérêt présente un MNA de haute résolution spatiale (4 m versus 30 m) pour sa modélisation?
Principaux résultats	
<ul style="list-style-type: none">- La TAMSP modélisée peut différer de 2°C entre un MNA à 30 m et un MNA à 4 m sur les parois.- Le biais moyen entre les TAMSPs mesurées à l'Aiguille du Midi et celles modélisées est de -0.2°C.- Le permafrost occupe de 45 à 79 % des 86 km² (MNA 4 m) des parois >40°.- L'indice 0,5 (TAMP = 0°C) est visible dès 2300 m en face nord et 2700 m en face sud.- Le permafrost peut être présent sur quelques secteurs favorables dès 1900 m en face nord et 2400 m en face sud. Il est continu dans toutes les conditions dès 3000 m en face nord et 3600 m en face sud.- La cartographie à 4 m de résolution apparaît réaliste à l'échelle locale.	
Implications dans la connaissance des dynamiques de haute montagne	
<ul style="list-style-type: none">- Réalisation d'une cartographie du permafrost utile à une analyse statistique des conditions thermiques des écroulements inventoriés dans le MMB.- Réalisation d'une cartographie potentiellement utile (après validation) à une identification des zones de permafrost sensible (proche de 0°C et sujet à déstabilisation).	
Perspectives et développements attendus	
<ul style="list-style-type: none">- Vers une calibration locale du «rock model»: TAMA, TAMSP et RSIP (photo «fisheye») de l'Aiguille du Midi.- Compléter l'évaluation de la carte d'indice de permafrost avec un inventaire des glaciers et séracs suspendus.- Utilisation de la TAMSP modélisée pour contraindre des modèles physiques de diffusion thermique 2/3D.	

Modélisation statistique de la distribution du permafrost de paroi : application au massif du Mont Blanc

Statistical modelling of rock wall permafrost distribution: application to the Mont Blanc massif

Florence Magnin¹, Alexander Brenning^{**}, Xavier Bodin^{*}, Philip Deline^{*}, Ludovic Ravelin^{*}

Résumé

L'étude du permafrost de paroi rocheuse a débuté depuis à peine une décennie. La compréhension du rôle de la dégradation du permafrost sur l'instabilité des parois se fonde en premier lieu sur la connaissance de sa distribution spatiale. Les difficultés de la cartographie du permafrost de paroi résultent de son invisibilité et de son extrême sensibilité aux conditions locales, ce qui rend sa modélisation indispensable. Un modèle statistico-empirique élaboré pour cartographier le permafrost à l'échelle des Alpes est ici appliqué au massif du Mont Blanc, en intégrant des variables d'entrée locales à haute résolution spatiale. L'influence de la résolution spatiale du modèle numérique d'altitude utilisé en donnée d'entrée est évaluée : la différence de température de sortie peut atteindre 2°C pour un même modèle entre une résolution à 4 m et une à 30 m. Une cartographie du permafrost des parois du massif est proposée à partir d'un indice permettant d'estimer sa présence. Il couvrirait de 45 à 79% des 86 km² de parois $\geq 40^\circ$ du massif ; il pourrait être présent sur quelques secteurs structurellement favorables (fracturation importante) dès 1900 m d'altitude en face nord et 2400 m en face sud. Sa présence serait plus continue à partir de 2600 m en face nord et 3000 m en face sud, mais il ne couvrirait la totalité des parois qu'à partir de 3600 m, quelle que soit l'exposition. L'interprétation de la carte d'indice de permafrost nécessite de tenir également compte de l'effet de facteurs autres que le contrôle topoclimatique et non intégrés au modèle, telles que la fracturation et la présence de neige.

Mot clés : permafrost, parois alpines, modélisation distribuée, température de surface, *offset* de température.

Abstract

The study of rock wall permafrost has only started ten years ago. The understanding of the role of permafrost degradation in rock wall instabilities must be firstly based on the knowledge of its spatial distribution. The difficulties in mapping rock wall permafrost result as much from its invisibility as its extreme sensitivity to local settings. Thus its modelling becomes an essential tool. An empirico-statistical model built for the mapping of permafrost probability in the rock walls at an Alpine scale is here applied to the Mont Blanc massif, integrating local input variables with high spatial resolution. The importance of the spatial resolution for modelling rock wall permafrost is highlighted: differences in output temperature for the same model can reach up to 2°C between 4 m and 30 m spatial resolutions. A map of the permafrost in the massif rock walls is proposed. 45 to 79% of the 86 km² of steep rock faces $\geq 40^\circ$ would be underlain by permafrost. It would be present from 1900 m a.s.l in north faces and 2600 m in south faces in case of favourable local structural settings. Its presence would be more continuous from 2600 m and 3000 m, respectively, but it would occupy the totality of the rock walls, in any aspect from 3600 m a.s.l. The interpretation of the permafrost index map requires the understanding of the effects of factors that are not taken into account in the model and that favour its occurrence beyond the topoclimatic control, such as fractures and snow cover. The validation of distributed models of permafrost in rock walls, which is extremely variable in space and hardly accessible, is one of the current challenges.

Key words: permafrost, alpine rockwalls, statistical modelling, surface temperature, temperature *offset*.

Acronymes :

MNA : Modèle Numérique d'Altitude

TAMA : Température Annuelle Moyenne de l'Air

TAMSP_{mes/mod} : Température Annuelle Moyenne à la Surface des Parois mesurée/modélisée

RSIP : Radiation Solaire Incidente Potentielle

TAMP : Température Annuelle Moyenne des Parois (sous la couche active)

APIM : Carte d'Indice de Permafrost des Alpes

CIP-MB: Carte d'Indice de Permafrost des parois du massif du Mont Blanc

¹ Laboratoire EDYTEM-CNRS - Université de Savoie - Le Bourget-du-Lac - France (Florence.Magnin@etu.univ-savoie.fr).

^{**} Department of Geography and Environmental Management - University of Waterloo - Canada. Institut für Geographie, Friedrich-Schiller-Universität Jena - Allemagne. Geographisches Institut - Universität Heidelberg - Allemagne.

Acronyms:

DEM: Digital Elevation Model

MAAT: Mean Annual Air Temperature

MARST_{mes/mod}: Mean Annual Rock Surface Temperature measured/modelled

PISR: Potential Incoming Solar Radiation

APIM: Alpine Permafrost Index Map

CIP-MB: Permafrost index map of the rock walls of the Mont Blanc massif.

Abridged English Version

Permafrost degradation in alpine rock walls is increasingly regarded as a triggering factor of rock falls (Fisher et al., 2012; Allen and Huggel, 2013). Its investigation started about ten years ago with the first temperature measurements performed in Switzerland (Gruber et al., 2003). In the Mont Blanc massif, more than 300 rock fall events have been inventoried (Raveland et al., 2010; Raveland and Deline, 2011), many of them suggesting permafrost degradation (correlation with warm periods for example). Verification of the hypothesis of the responsibility of permafrost degradation in rock wall instabilities requires a better understanding of how permafrost is distributed in the Mont Blanc massif rock walls. This study aims at (i) presenting a statistical approach for modelling rock wall permafrost, (ii) to assess permafrost distribution in the Mont Blanc massif rock walls, and (iii) to define the interest of high spatial resolution for such modelling.

Hanging glaciers and ice in rock fall scars are the only indicators that may reveal permafrost existence in steep bedrock (fig. 1). First studies have shown the domination of climatic control on steep bedrock permafrost occurrence as the steepness does not allow for seasonal snow cover or debris accumulation. Air temperature governs its altitudinal distribution and solar radiation controls its lateral variability with a typical difference of 7-8°C between surface temperature of a north and a south face for the same elevation (Gruber et al., 2004). Heat conduction is the dominant heat transfer process that controls its distribution at depth, with lateral heat fluxes from warm to cold faces of a summit, leading to nearly vertical isotherms (Noetzli et al., 2007). Nevertheless, additional factors such as heterogeneous and intermittent snow cover, as well as air ventilation in bedrock fractures may modify its distribution pattern by cooling rock temperatures by 1°C to 3°C compared to a purely conductive system (Hasler et al., 2011). A conceptual sketch of the distribution patterns and processes of rock wall permafrost is shown in figure 2.

While permafrost distribution in gentle debris-covered mountain slopes has been widely approached through empirical-statistical modelling, with a variety of models developed and calibrated for specific regions worldwide, many of them being inspired by the pioneering work of Haeberli (1975), permafrost distribution in steep rock walls was initially investigated using numerical physically-based models. The choice of this approach was based on the fact that field data were insufficient for statistical fitting and on the relatively simple system of alpine bedrock, compared to debris slopes where various heat transfer processes are combined. Such physically-based approaches have permitted 3D simulations at a summit scale (Noetzli et al., 2007), but involve numerous input data and are computationally intensive. With the increasing amount of data available, the first statistical approach for Alpine bedrock (the rock model) was developed by Boeckli et al. (2012a) based on the Alpine inventory of permafrost evidences and data standardisation (Cremonese et al., 2011). The rock model predicts the mean annual rock surface temperature (MARST) as a function of mean annual air temperature (MAAT) and potential incoming solar radiation (PISR); the surface offset (MARST-MAAT) increases linearly with increasing PISR. It has been calibrated with more than 50 MARST measurements points (MARST_{mes}) spread over the Alps, with PISR values derived from fisheye pictures that allow for digitalisation of the horizon and calculation of the sky view factor (Zakšek et al., 2005), and with MAAT extracted from a 1 km x 1 km grid of homogenised data (Hiebl et al., 2009) for the 1961-1990 period that was downscaled using a standard lapse rate of 0.65°C/100 m. The rock model was applied to the 30 m x 30 m resolution ASTER-GDEM covering the Alpine range. An offset term of - 2.5°C to - 0.5°C distributed linearly according to sun-exposure (Hasler et al., 2011) is then applied to the MARST output (MARST_{mod}) to infer mean annual rock temperature (MART) below the active layer (Boeckli et al., 2012b). The final product of the modelling procedure is an Alpine permafrost index map (APIM) derived from MART by using the standard deviation of the prediction ($\sigma = 1,66^\circ\text{C}$) widened ($\sigma' = 1,95^\circ\text{C}$) to take into account the uncertainty induced by the scale mismatch between point-scale MARST_{mes} and the spatial resolution of the prediction (Boeckli et al., 2012a). The index values provide a qualitative likelihood of permafrost occurrence.

In this study, we implement the rock model to the Mont Blanc massif rock walls with local air temperature records and on a 4 m x 4 m resolution digital elevation model (RGD-DEM). A summary of the rock model and its different applications is shown in figure 5. The Mont Blanc massif (550 km²) is a granitic batholith that culminates at 4810 m a.s.l. (fig. 3). Glaciers occupy about 30% of its area. MAAT in Chamonix (1042 m a.s.l.) was + 6.4°C during the 1961-1990 period and + 7.7°C in 1993-2012.

The rock model was applied to the 86 km² bedrock area, i.e. areas steeper than 40° according to the RGD-DEM (fig. 3). Only the rock walls on the French side and along the border with Italy and Switzerland were considered. As steep bedrock permafrost is highly sensitive to topoclimatic control, local atmospheric data and high spatial resolution are likely to improve the prediction. The difference in topographic settings of the ASTER-DEM and RGD-DEM are visible in figure 6. The MAAT of the 1961-1990 period measured in Chamonix (6,54°C), adjusted (5,41°C) by following the procedure described by Hiebl et al. (2009) was used to compute the MAAT input data and was downscaled with the mean lapse-rate of 0.53°C/100 m measured between Chamonix and the Aiguille du Midi (3842 m a.s.l.) for the 2007-2012 period. PISR was calculated with GIS tools (ArcGIS 10.0). The MART map was obtained by using the same offset term as Boeckli et al. (2012b), and the index was calculated by using σ instead of σ' as the difference in spatial resolution of the measurement points and the RGD-DEM (4 m x 4m) is very small. In order to better estimate the relative effect of DEM resolution and footprint on MARST_{mod}, various assessments were performed and are presented as part of the results. Evaluation of the MARST_{mod} was performed with 43 multi-annual MARST_{mes} from twelve 30 cm deep sensors installed at the Aiguille du Midi since the end of 2005 (Magnin et al., 2015). The settings in which they are located on the RGD-DEM have similar aspect and elevation as the natural environment but the RGD-DEM fails in its representation of the slope angle (fig. 7).

The difference in spatial resolution between the ASTER-GDEM and RGD-DEM leads to differences in MARST_{mod} up to 2°C (fig. 8). The DEM footprint is of crucial importance where the shading by close topography occurs, while it is of reduced impact where shading is induced by remote summit (opposite valley side, for instance; fig. 9). The difference between MARST_{mod} and MARST_{mes} at the Aiguille du Midi shows a mean bias of - 0.21°C with a 1.03°C standard deviation, meaning that the MARST_{mod} on the Mont Blanc massif are well within the rock model's tolerance (fig. 10). Permafrost index values ≥ 0.1 are visible above 1900 m and occupy all rock walls above 2800 m (MAAT 1961-1990: - 3.9°C). Permafrost index values ≥ 0.5 occur above 2300 m and occupy all rock walls above 3200 m (MAAT 1961-1990: - 6°C). Permafrost index values ≥ 0.9 occur above 2600 m and occupy all rock walls above 3600 m (MAAT 1961-1990: - 8.1°C). Permafrost indices ≥ 0.1 , ≥ 0.5 and ≥ 0.9 , respectively, cover 79, 65 and 45% of the 86 km² of rock walls $\geq 40^\circ$ (tab. 1; fig. 12). The lowest elevations mentioned here are located in northerly exposures while the highest ones are oriented toward south. Permafrost index distribution according to slope orientation is given in table 2 and figure 13.

The results suggest that the DEM resolution is of great importance for the estimation of permafrost distribution in steep terrain. According to the DEM footprint testings, MARST_{mod} along the Swiss and Italian borders are still realistic as most of their shading is due to lower summits on the opposite side of the valley flank. Interpretation of the index maps requires the consideration of factors that are not taken into the modelling procedure such as the effects of snow deposit and non-conductive processes in fractures, but also 3D effects, meaning that if a south face show a low index value but with an opposite north face with high index value, permafrost may be present even below the south face due to the effect of the north face. The regional distribution of the index ≥ 0.5 is similar on the APIM than on the CIP-MB (permafrost index map of the rock walls of the Mont Blanc massif) and modelling at coarse resolution may be interesting to reduce the computational intensity. But observation at a summit scale shows obvious differences (fig. 14) between distribution of index ≥ 0.1 , ≥ 0.5 and ≥ 0.9 where some patterns are clearly related to sun-exposure on the CIP-MB but do not show any obvious coherence with aspect on the APIM. Thus, high spatial resolution appears essential for infrastructure planning and decision-making. Validation of these both maps requires pluridimensionnal dataset to represent the spatial variability of permafrost. The use of hanging glaciers and rockfall inventory may constitute a preliminary dataset but remain limited.

Introduction

Le permafrost (ou pergélisol) est un état thermique inhérent au domaine périglaciaire, désignant toute portion de lithosphère dont la température reste négative pendant au moins deux années consécutives (van Everdingen, 1998). Le permafrost s.s. est sous-jacent à la couche active, c'est-à-dire la couche superficielle (quelques cm à quelques m d'épaisseur) soumise aux cycles de gel et dégel saisonniers. Il occuperait de 14 à 19% de la surface continentale du globe (Gruber, 2012), et au moins 2000 km² dans les Alpes (Boeckli et al., 2012a) – soit une superficie comparable à celle des glaciers alpins actuels couvrant 2050 km² d'après F. Paul et al. (2011). Toutefois, d'après les résultats de L. Boeckli et al. (2012b), plus de 11600 km² de versants alpins pourraient présenter localement des conditions favorables à la présence de permafrost.

Son évolution en montagne a des implications géomorphologiques majeures puisque les changements de sa température et les variations de volume de la glace qu'il contient peuvent entraîner des modifications importantes de la dynamique des versants (Gruber et Haeberli, 2009). La dégradation du permafrost des parois rocheuses, c'est-à-dire l'élévation de sa température, entraîne probablement l'augmentation de la

fréquence voire de la magnitude des écroulements (Geertsema et al., 2006 ; Huggel, 2009 ; Deline et al., 2011 ; Ravel et al., 2011 ; Fischer et al., 2012 ; Allen and Huggel, 2013). Dans le cas du permafrost des formations superficielles, l'accélération voire la déstabilisation de glaciers rocheux ont été observées (Lambiel, 2011 ; Delaloye et al., 2011 ; Bodin et al., 2012; Bodin et al., sous presse). Ces aléas peuvent impliquer des dommages humains et matériels, les grands écroulements rocheux pouvant parcourir des distances considérables dans les vallées (Huggel et al., 2005) tandis que les déstabilisations d'infrastructures (refuges, remontées mécaniques) construites sur des formations superficielles ont déjà été observées (Arenson et al., 2007 ; Bommer et al., 2010 ; Ravel et al., 2013).

Dans le massif du Mont Blanc, près de 300 écroulements d'un volume > 100 m³ ont été recensés entre 2007 et 2013 (Ravel et al., 2010), dont le déclenchement pourrait être un effet de la dégradation du permafrost de paroi, tel que le suggère la bonne corrélation avec les périodes chaudes, l'altitude des niches d'arrachement ou la dissymétrie faces nord/faces sud de leur distribution. La compréhension du rôle du permafrost et de sa dégradation dans ce processus passe par une meilleure connaissance de la distribution du permafrost dans les parois du massif du Mont Blanc.

De nombreux modèles calibrés et/ou validés pour des régions ou sites spécifiques ont été proposés depuis plus d'une trentaine d'années dans les formations superficielles et une dizaine d'années dans les parois. Boeckli et al. (2012a) ont proposé le premier modèle calibré à l'échelle de l'arc alpin, duquel est issue la première cartographie du permafrost des Alpes (APIM : *Alpine Permafrost Index Map*). Ce modèle considère différents types de surface alpine, des secteurs végétalisés aux hautes parois raides, ces dernières étant intégrées dans le module *rock model*. Si l'APIM permet d'approcher la distribution du permafrost dans les parois rocheuses du massif du Mont Blanc, la résolution spatiale tant des données d'entrées comme la température de l'air (1 km), que de la modélisation (30 m), induit possiblement de forts biais dans les secteurs les plus escarpés, très sensibles aux variables topoclimatiques. Partant de cette hypothèse, les objectifs de notre étude sont (i) de présenter une approche de modélisation statistique du permafrost de paroi plus adaptée à la variabilité spatiale du phénomène, (ii) d'estimer la distribution du permafrost dans les parois du massif du Mont Blanc en utilisant les données d'entrées locales (température de l'air) actuellement disponibles, et (iii) d'évaluer les apports de la haute résolution spatiale (utilisation d'un MNA à 4 m de résolution) pour modéliser ce type de permafrost.

Cet article (i) décrit les spécificités du permafrost dans les parois alpines, (ii) présente un court état de l'art de la modélisation de la distribution du permafrost alpin, puis (iii) explique le *rock model* et son implémentation avec des données d'entrée locales et à haute résolution pour réaliser la cartographie du permafrost des parois du massif du Mont Blanc. Enfin, (iv) les résultats de cette application du *rock model* et de la carte d'indice de permafrost qu'il produit sont présentés, puis (v) discutés quant à l'intérêt de la haute résolution, à la validité du modèle, et sont comparés à l'APIM.

Le permafrost de paroi

Les parois à permafrost se caractérisent par une quasi-absence d'accumulation détritique et de couverture nivale saisonnière du fait de la raideur de la pente. L'un de ses rares indicateurs géomorphologiques est le glacier suspendu, dont l'absence ne signifie pas celle du permafrost ; la glace dans la niche d'arrachement d'écroulements rocheux en est un second indicateur (Ravel et al., 2010).

Afin de définir et délimiter les parois rocheuses, Gruber et Haeberli (2007) proposent un seuil de 37°, angle de pente au-delà duquel l'accumulation de débris est fortement limitée et qui est conforme au seuil de stabilité des talus d'éboulis à 35 ± 1° proposé par Francou (1991). Pogliotti (2011) confirme que la couverture nivale saisonnière dans les Alpes est largement réduite au-delà de 37°, même si la neige peut s'accumuler jusqu'à 55°-60° temporairement ou dans certaines conditions topographiques (couloirs). Si la micro-topographie favorise des dépôts épars de débris et de neige, la surface de la paroi reste néanmoins largement en contact direct avec l'atmosphère. Le permafrost est donc principalement contrôlé par les facteurs atmosphériques tels que le rayonnement solaire et les flux de chaleur sensible et latente (Gruber et al., 2004), et est de ce fait particulièrement sensible à l'évolution du climat. Les premières mesures réalisées dans les parois des Alpes (Gruber et al., 2003) ont mis en évidence l'importance du contrôle topoclimatique, avec des différences de 7-8°C entre faces ensoleillées et ombragées (Gruber et al., 2004).

En réalité, dans les topographies très escarpées, le réchauffement est « multidirectionnel », il provient des différentes faces d'un même sommet, ce qui augmente encore cette sensibilité (Noetzli et Gruber, 2009).

Le transfert latéral de chaleur depuis les faces ensoleillées vers les faces ombragées y engendre des isothermes subverticales (Noetzli et al., 2007). L'absence de permafrost dans la partie superficielle d'une face sud ensoleillée peut ainsi se combiner à sa présence en profondeur du fait de l'influence de la face nord opposée.

Concernant la neige, celle-ci se dépose de façon hétérogène sur le micro-modèle des parois, de manière intermittente du fait de sa redistribution par le vent et les avalanches, et peut être présente même en période estivale en haute altitude ; elle intervient donc dans les échanges d'énergie entre paroi et atmosphère avec des effets très variables en fonction de son épaisseur, sa durée et la période (Luetsch et al., 2008 ; Pogliotti, 2011). Les fractures du substratum rocheux induisent des transferts non-conducteurs (convection et advection de chaleur par circulation d'air et d'eau). La combinaison de la couverture intermittente de neige et de la ventilation de l'air dans les fractures des parois aurait un effet refroidissant en profondeur, avec une température à la surface des parois de 1 à 3°C plus élevée que celle en subsurface, c'est-à-dire sous la couche active (Hasler et al., 2011), et modifient ainsi la distribution locale à régionale du permafrost. Ces processus liés à la neige et à la fracturation restent toutefois difficile à quantifier du fait de leur grande variabilité et du manque de données.

La courte histoire de la modélisation du permafrost de paroi

A l'origine : approches statistico-empirique et physique

Différents modèles ont été formulés pour simuler la distribution du permafrost en montagne, selon deux approches principales. Les modèles statistico-empiriques furent développés dès les années 1970 pour les formations superficielles (Haeblerli, 1975) en s'appuyant sur des observations et mesures de terrain calibrées en fonction de facteurs environnementaux (ensoleillement, pente, végétation, etc.). Avec le développement des SIG (Systèmes d'Information Géographique) dans la décennie 1990, la spatialisation de ces modèles a permis de réaliser la cartographie de la distribution du permafrost pour de nombreuses régions de montagne (par exemple Lambiel et Reynard, 2001 ; Bodin et al., 2008 ; Bonnaventure et Lewkowicz, 2008 ; Tanarro et al., 2001 ; Heggem et al., 2005). A l'échelle régionale, les modèles statistiques utilisent comme variables prédictives des approximations des processus physiques et de leurs effets sur l'état thermique du substratum ; par exemple, le rayonnement solaire théorique et la température de l'air rendent compte du bilan d'énergie en surface, qui est en réalité composé de flux difficiles à mesurer.

Les premières simulations de la distribution du permafrost dans les parois rocheuses ont privilégié une approche physique (Gruber et al., 2004) pour deux raisons : les données de température y étaient insuffisantes pour une calibration statistique, tandis que l'absence de couvertures nivale et détritique permet de décomposer le système thermique selon les interfaces atmosphère-surface (bilan d'énergie) et surface-subsurface (transfert de chaleur par conduction). Ces modèles permettent d'étudier le contrôle topoclimatique sur le champ thermique en profondeur et de tester la sensibilité du permafrost à différents paramètres (Noetzli et al., 2007 ; Noetzli et Gruber, 2009). Les modèles physiques permettent des simulations en régime transitoire (évolution du système vers un état stationnaire) en utilisant, par exemple, des sorties de modèles climatiques ré-échantillonnés à la résolution du modèle. Très exigeants en temps de calcul et en données d'entrée, les modèles physiques sont plutôt employés pour les simulations à l'échelle d'un profil unidimensionnel ou d'un sommet pluridimensionnel.

Premier modèle statistique de distribution du permafrost dans les Alpes

Le développement récent des mesures de température en paroi (tel qu'à travers les activités du réseau PERMOS, 2013) a permis la première formulation d'un modèle statistique pour les parois rocheuses de l'arc alpin (Boeckli et al., 2012a et 2012b), fondée sur l'homogénéisation des données disponibles (Cremonese et al., 2011). Ce *rock model* est l'un des deux sous-modèles du modèle global de distribution du permafrost des Alpes (le second est le *debris model*) dont la sortie est une carte d'indice de présence du permafrost, l'APIM (*Alpine Permafrost Index Map* ; Boeckli et al., 2012a). Il consiste en une régression linéaire multiple qui prédit la température annuelle moyenne à la surface des parois (TAMSP) en fonction de la radiation solaire incidente potentielle (RSIP) et de la température annuelle moyenne de l'air (TAMA). La fonction qui unit ces trois variables, et que nous employons dans ce travail, est présentée *infra* avec un exemple propre au massif du Mont Blanc. La distribution du permafrost de paroi est cartographiée à partir de la modélisation de la TAMSP, à laquelle est appliqué un *offset* de température (valeur de la différence de température entre la surface et le permafrost) en se basant sur les valeurs déterminées par Hasler et al. (2011) pour estimer la température en profondeur.

Le *rock model* a été calibré à l'aide de plus d'une cinquantaine de points de mesure de la TAMSP en paroi raide (absence de neige et débris), inégalement répartis dans les Alpes (Boeckli et al., 2012a). La RSIP utilisée pour sa calibration a été calculée à partir de photos prises avec un objectif *fish-eye*. Cette procédure

permet de digitaliser l'horizon local du capteur puis de calculer la portion de ciel visible (*sky view factor* ; Zakšek et al., 2011). La valeur de RISP ainsi obtenue est plus réaliste (Gruber et al., 2003) que celle calculée à partir MNA sous SIG et qui constitue la grille d'entrée au *rock model*. La TAMA pour la période 1961-1990, utilisée pour la calibration et l'implémentation du modèle, a été extraite des grilles mensuelles de température de Hiebl et al. (2009) d'une résolution de 1 km et homogénéisées sur l'ensemble des Alpes, desquelles a été extraite la moyenne sur la période 1961-1990 appliquée avec un gradient de 0,65°C/100 m. Le *rock model* a été implémenté sur le MNA ASTER-GDEM disposant d'une résolution de 30 m.

La TAMSP est particulièrement sensible au contrôle topoclimatique et l'utilisation de données d'entrées climatiques locales à haute résolution spatiale pour implémenter le *rock model* sur un secteur plus restreint comme le massif du Mont Blanc est donc susceptible de fournir des résultats plus précis que l'APIM.

Le massif du Mont Blanc

Les caractéristiques d'un massif alpin emblématique

Orienté NE-SO et culminant à 4810 m d'altitude, le massif du Mont Blanc (550 km²) est englacé sur environ 30 % de sa surface (fig. 3). Encadré par de profondes vallées, il se caractérise par une abondance de pics et arêtes qui dépassent souvent 3000 m d'altitude. Principalement granitiques et présentant une fracturation variable, les parois rocheuses dominent souvent de plusieurs centaines de mètres les 94 glaciers actuels du massif, dont 12 excèdent 5 km² (Gardent et al., 2014).

Ce massif cristallin externe correspond pour l'essentiel à un batholite de granite hercynien, limité par une large zone de cisaillement au NO, et un chevauchement à l'est et au SE. Les failles subverticales et les zones de cisaillement orientées N40-N60 (Rossi, 2005), disposées en éventail (Bertini et al., 1985), déterminent la distribution des pics de granite massif et des principaux couloirs. A plus grande échelle, les différentes phases tectoniques ont engendré de multiples plans de discontinuité et fractures, à pendage, direction et densité très variés. De la combinaison entre ces parois plus ou moins fracturées et raides, une érosion glaciaire ancienne et très intense, et une forte énergie de relief résulte une morphodynamique très active (Deline et al., 2012). L'étude ici présentée concerne les parois du versant français du massif et des hauts versants frontaliers dont la pente est supérieure à 40° (fig. 3).

La température de l'air à Chamonix (1042 m) est relevée en continu depuis la fin du 19^e siècle, tandis que Météo France ne relève en continu celle de l'Aiguille du Midi (3842 m) que depuis 2007. Sur la période 1961-1990, la TAMA calculée à partir des relevés minimum (TN) et maximum (TX) journaliers est de + 6,4°C à Chamonix, et de + 7,7°C pour la période 1993-2012, soit un réchauffement de 1,3°C. À l'Aiguille du Midi, la TAMA de la période 2007-2012 est de - 7,9°C, avec comme années extrêmes 2010 (- 9°C) et 2011 (- 6,7°C), alors que la TAMA à Chamonix sur cette période est de + 8°C. Les inversions thermiques sont fréquentes en hiver dans la vallée de Chamonix, d'où un gradient adiabatique mensuel qui varie entre 0,32 (hiver) et 0,67°C/100 m (été), confirmé par le modèle climatologique SAFRAN (Durand et al., 1993 ; Durand et al., 2009), avec un gradient de température annuel moyen qui varie entre - 0,5°C/100 m pour sa tranche altitudinale la plus basse (1200-1500 m) et - 0,56/100 m pour la plus haute (3300-3600 m). Les précipitations moyennes annuelles sont de 1288 mm à Chamonix ; elles sont environ trois fois plus élevées à 3500 m d'altitude qu'en fond de vallée (Vincent, 2002). Concernant les glaciers, leur ligne d'équilibre se trouvait entre 3000 et 3210 m pendant la période 1971-1990 (Zemp et al., 2006).

L'APIM (Boeckli et al., 2012b) permet d'avoir une première estimation de la distribution du permafrost dans le massif du Mont Blanc. Dans les formations superficielles, sa limite inférieure oscillerait ainsi entre 2100 m d'altitude en versant nord et 2400 m en versant sud, alors que dans les parois ce serait plutôt dès 2200 en versant nord et 2700 en versant sud. Les sondages géophysiques menés par Bosson et al. (2014) sur le secteur Rognes-Dérochoir démontrent que du permafrost riche en glace est effectivement présent dans les glaciers rocheux dès 2550 m d'altitude.

Les études sur le permafrost de paroi dans le massif

Les études dans lesquelles s'inscrivent les résultats présentés dans cet article ont débuté avec l'installation de capteurs à la surface des parois de l'Aiguille du Midi fin 2005. Actuellement, neufs capteurs installés selon différentes expositions enregistrent la température à 3, 30 et 55 cm de profondeur selon un pas de temps horaire. Depuis 2009, trois forages de 11 m de profondeur en parois exposées au sud, au NO et au NE ont été équipés de chaînes de 15 thermistances qui enregistrent la température entre

30 cm et 10 m de profondeur selon un pas de temps de 3 h. Les caractéristiques thermiques de ces parois instrumentées sont décrites par Magnin et al. (accepted).

Les données de l'ensemble des capteurs situés à 30 cm de profondeur mettent en évidence la relation linéaire entre TAMSP, RSIP et TAMA évoquée *supra*, et qui constitue le fondement du *rock model* : la différence entre la TAMSP et la TAMA (*offset* de surface) croît linéairement en fonction de la RSIP (fig. 4). Les données présentées utilisent une RSIP calculée avec un SIG et des capteurs probablement affectés par la présence fréquente de neige, ce qui n'est pas le cas des capteurs utilisés pour la calibration du *rock model*, mais permet ainsi de se rendre compte des déviations possibles induites par la neige. Ces points de mesure de TAMSP (TAMSP_{mes}) de l'Aiguille du Midi servent à l'évaluation de la prédiction de la TAMSP (TAMSP_{mod}) présentée dans cette étude.

Méthodologie

L'utilisation dans notre étude de 12 points de mesure à 30 cm de profondeur sans calcul direct de la RSIP qu'ils reçoivent ne peut pas donner une calibration plus robuste que le *rock model* ajusté à plus d'une cinquantaine de capteurs avec leur RSIP réelle (Boeckli et al., 2012a). Le *rock model* a donc été implémenté avec les paramètres de calibration initiaux, mais en utilisant des données d'entrées locales et à plus haute résolution. La procédure de modélisation, les données d'entrée et de sortie du *rock model* appliqué aux Alpes et au massif du Mont Blanc pour produire leurs cartes de TAMSP, TAMP (température annuelle moyenne des parois sous la couche active) et les indices de permafrost sont présentées dans la figure 5.

Données d'entrées du rock model

La RSIP est calculée (*Spatial Analyst*; ArcGIS 10.0) pour une année complète avec une résolution temporelle de 1h et pour une transmissivité atmosphérique de 100 % (*i.e.*, absence de nébulosité), selon la procédure décrite par Boeckli et al. (2012a). Le calcul de RSIP (fig.5 : entrées 1) pour le massif du Mont Blanc est réalisé sur le MNA de la Régie de Gestion de Données des départements 73 et 74 (MNA RGD erreur moyenne quadratique sur la zone de haute montagne : 3-4 m, comm. pers. RGD), dont la résolution spatiale de 4 m est plus de sept fois supérieure à celle du MNA ASTER-GDEM utilisé pour le calcul de la RSIP pour les Alpes. Cette haute résolution permet une meilleure représentation des attributs topographiques que sont l'altitude, la pente et l'exposition (fig. 6). La RSIP est largement dépendante de ces trois attributs : si l'altitude n'a d'importance qu'en cas de considération de l'atmosphère, la pente et l'orientation contrôlent l'angle d'incidence du rayonnement et la quantité de radiations. De ce fait, les résultats du calcul de RSIP doivent être significativement différents entre les MNAs RGD et ASTER-GDEM. Cependant, l'emprise du MNA RGD sur les parties italiennes et suisses du massif est limitée aux seuls hauts versants (fig. 3), ce qui implique un possible biais dans la modélisation des marges frontalières du MNA faute d'une prise en compte de l'ombre portée par les sommets environnants. Une série de tests comparatifs qui mesurent l'effet de la résolution et de l'emprise du MNA dans la sortie du modèle de TAMSP est donc réalisée.

Le calcul de la grille de TAMA d'entrée (fig. 5 : entrées 1) utilise la TAMA 1961-1990 de Chamonix calculée à partir des valeurs journalières minimales (TN) et maximales (TX). Afin d'assurer la comparabilité des sorties Alpes et massif du Mont Blanc, la TAMA 1961-1990 (6,54°C) a été ajustée (5,41°C) pour supprimer le biais (qui varie de - 0,55°C en juin à - 1,58°C en octobre) induit par le calcul de la moyenne journalière basé sur $(TX+TN)/2$, selon la procédure d'homogénéisation décrite par Hiebl et al. (2009), utilisant les valeurs moyennes journalières (TM) calculées à partir des relevés horaires à 7 h, 14 h et 21 h, avec $TM = (T_7 + T_{14} + 2 \times T_{21})/4$. Le gradient thermique journalier a été calculé pour la période de relevés annuels complets et communs à Chamonix et à l'Aiguille du Midi (2007-2012) ; sa valeur moyenne annuelle de 0,53°C/100 m est cohérente avec les sorties du modèle climatologique SAFRAN (voir *supra*). Il en résulte une TAMA de - 9,4°C au sommet de l'Aiguille du Midi pour la période de prédiction (1961-1990). La valeur de TAMA à Chamonix et le gradient thermique moyen obtenus sur cette période sont ensuite utilisés pour calculer la grille de TAMA finale à 4 m de résolution.

Évaluation de la TAMSP modélisée

Les 43 points TAMSP_{mes} à l'Aiguille du Midi pendant les six années de relevés complets de TAMA (2007-2012) par les 12 capteurs considérés sont utilisés pour l'évaluation de la TAMSP_{mod} du massif du Mont Blanc (fig. 5 : sorties 1). Les valeurs de TAMSP_{mes} sont ajustées à la période de prédiction (1961-1990) en

leur appliquant la différence de TAMA relevée au cours des TAMSP_{mes} et celle de la prédiction (Allen et al., 2009) afin de les rendre directement comparables aux TAMSP_{mod}. Les écarts entre les attributs topographiques des capteurs (Magnin et al., 2015) et ceux dérivés du MNA-RGD qui servent à la modélisation sont illustrés par la figure 7. Les mesures topographiques réalisées *in situ* (boussole) permettent de vérifier que, malgré la haute résolution du MNA-RGD, la pente qui en est dérivée reste biaisée (forte sous-estimation), alors que l'altitude et l'exposition sont au contraire fidèlement représentées, ce qui au final n'impacte que très peu le calcul de RSIP.

Cartographie du permafrost

La TAMSP est un indicateur grossier du permafrost car l'*offset* de température qui résulte des interactions entre dépôt temporaires et hétérogène de la neige, ventilation dans les fractures et radiation solaire (voir *supra*), est encore mal connu. Hasler et al. (2011) estiment que le permafrost pourrait être présent sous une TAMSP atteignant 3°C en face sud. Boeckli et al. (2012b) proposent des valeurs d'*offset* proches, comprises entre - 0,5°C pour les faces ombragées (RSIP = 0 W.m²) et - 2,5°C pour celles ensoleillées (RSIP > 350 W.m²). Si les forages de l'Aiguille du Midi suggèrent une domination des flux latéraux de chaleur pour expliquer les différences de température entre la surface des parois et le permafrost *s.s.*, ils confirment également l'effet refroidissant des fractures et de la neige sur les faces ensoleillées (Magnin et al., 2015). Par souci de comparabilité et faute d'une meilleure quantification, nous utilisons les valeurs d'*offset* de Boeckli et al. (2012b) pour le calcul de la TAMP du massif du Mont Blanc.

À partir de l'écart-type ($\sigma = 1,66^\circ\text{C}$) de la prédiction à l'échelle des Alpes (Boeckli et al., 2012a), l'indice de permafrost est calculé en appliquant la loi normale. Pour la production de l'APIM, σ a été élargi afin de compenser le biais lié à l'ajustement d'échelle entre les points de mesure et le MNA à 30 m ($\sigma' = 1,95^\circ\text{C}$; Boeckli et al., 2012a). Nous considérons que le MNA à 4 m est suffisamment proche de l'échelle des points de mesure pour calculer l'indice directement à partir de σ : l'indice 0,1 correspond alors à une TAMP $0^\circ\text{C} + 1,28 \sigma$, l'indice 0,5 à une TAMP $\leq 0^\circ\text{C}$, et l'indice 0,9 à une TAMP $0^\circ\text{C} - 1,28 \sigma$. Statistiquement, les indices 0,1, 0,5 et 0,9 définissent un pixel qui a, respectivement, 1, 5 et 9 chances sur 10 d'avoir une TAMP 0°C . Cartographiquement, l'indice $\geq 0,1$ indique la présence de permafrost uniquement dans les secteurs à conditions favorables, c'est-à-dire avec une fracturation suffisante pour favoriser sa présence même lorsque les facteurs topoclimatiques ne lui sont pas favorables ; l'indice $\geq 0,5$ correspond à une présence possible de permafrost dans des conditions ordinaires de paroi partiellement fracturée ; l'indice $\geq 0,9$ indique sa présence quelles que soient les conditions structurales, par exemple dans une paroi compacte avec la conduction pour seul mode de transfert thermique. L'indice est calculé pour les parois $\geq 40^\circ$. Le seuil de 37° inclut des versants couverts par des débris et de la neige, et le seuil de $50-55^\circ$ est plus pertinent pour distinguer les parois du massif privées de couverture nivale ou détritique. Cependant, la sous-estimation du degré de pente par le MNA RGD (fig. 7) a conduit à étendre la surface des parois prise en considération sur le MNA jusqu'au seuil de 40° . Toutefois, certaines parties sommitales des parois représentées de manière plane par le MNA se trouvent exclues du calcul. La superficie des parois occupées par les différentes classes d'indices est donnée par le nombre de pixels du MNA sur lequel elles s'étendent (calcul en projection plane).

Résultats

Sensibilité de la température annuelle moyenne de la surface des parois au MNA

L'influence de la résolution et de l'emprise du MNA sur la TAMSP_{mod} est évaluée en comparant les TAMSP_{mod} obtenues à partir des MNAs RGD (4 m) et ASTER-GDEM (30 m) dans le secteur de l'Aiguille du Midi. Les différences de TAMSP_{mod} atteignent 2°C en valeur absolue, et sont plus marquées dans les terrains à forte pente (fig. 8). Ainsi, les secteurs peu escarpés au nord-ouest de l'Aiguille du Midi (fig. 8A) sont ceux qui accusent les différences de TAMSP les plus faibles, atteignant au plus 1°C (fig. 8B), alors que les parois au nord-est, dont les pentes sont largement supérieures à 60° d'inclinaison, accusent des différences de TAMSP $>1^\circ\text{C}$.

Pour évaluer le biais induit par l'emprise limitée du MNA-RGD près des marges frontalières, nous nous basons sur les différences (en valeur absolue) de RSIP et de TAMSP calculées à partir (i) de la totalité du MNA, c'est-à-dire prenant en compte l'effet de l'ombre portée des sommets alentours (Aiguilles Rouges et Mont Blanc par exemple), et (ii) un extrait du MNA sur le secteur de l'Aiguille du Midi (fig. 9) excluant l'ombre de ces sommets. Nous avons considéré l'ensemble des surfaces (rocheuses et glaciaires) afin que les marges et le centre du secteur testé soient considérés. Nous constatons que la différence de RSIP

atteint 25 à 150 W/m² sur les marges SE et SO du MNA, où l'effet de l'ombre portée du relief proche est absent avec le MNA réduit. Dans le secteur central, la différence de RSIP ne dépasse pas 10 W/m² sauf sur les secteurs raides plus proches du Mont Blanc et lui faisant face (à l'ouest de l'Aiguille du Midi), où les différences de TAMSP_{mod} atteignent des valeurs supérieures à 0,5-1°C.

Évaluation du rock model

La température annuelle moyenne à la surface des parois mesurée (TAMSP_{mes}) et ajustée à la période 1961-1990 (voir *supra*) a été comparée à la TAMSP_{mod} à l'emplacement des capteurs (fig. 10). Le biais (différence moyenne de température) entre valeurs modélisées TAMSP_{mes} et mesurées TAMSP_{mod} varie de - 1,34°C, pour les capteurs les plus exposés au soleil, à + 0,37°C, pour les moins exposés. Le biais moyen de - 0,21°C et l'écart-type de 1,03°C sont dans la tolérance originale du modèle (écart-type de prédiction de 1,66°C ; Boeckli et al., 2012a) et valident l'application du *rock model* sur le MNA à 4 m avec des données d'entrées de TAMA locales, puisque le modèle répond aux intentions pour lequel il a été formulé (Rykiel, 1996).

Distribution des indices de présence du permafrost

La distribution de l'indice de permafrost $\geq 0,5$ est cartographiée sur la figure 11 ; les cartes en couleur de TAMSP, de TAMP et la CIP-MB sont disponibles sur le site suivant : <http://medihal.archives-ouvertes.fr/medihal-01063771>.

Les parois rocheuses non englacées de pente $\geq 40^\circ$ du versant français du massif et de ses marges frontalières italiennes et suisses représentées par le MNA occupent 86 km² entre 1000 et 4700 m d'altitude, les glaciers français du massif couvrant 102 km² en 2008 entre 1400 et 4810 m d'altitude (Gardent et al., 2014). Les indices $\geq 0,1$, $\geq 0,5$ et $\geq 0,9$ occupent respectivement 79, 65 et 45% de la superficie des parois. Elles sont progressivement couvertes à partir de 1900 m d'altitude par l'indice $\geq 0,1$, 2300 m par l'indice $\geq 0,5$, et 2600 m par l'indice $\geq 0,9$ (tab. 1). Ces altitudes minimales correspondent respectivement à une TAMA de + 0,9°C, - 1,3°C et - 2,8°C pour la période de la modélisation (1961-1990). Au-delà de 2800 m (TAMA = - 3,9°C), l'ensemble des parois est caractérisé par l'indice $\geq 0,1$ (tab. 1) ; cette « altitude minimale totale » est de 3200 m pour l'indice $\geq 0,5$ (TAMA = - 6°C), et 3600 m pour l'indice $\geq 0,9$ (TAMA = - 8,1°C). L'isotherme 0°C de la période récente (1993-2012) s'étant élevée de 240 m par rapport à la période de la modélisation (1961-1990), il en découle que 80% (69 km²) des parois rocheuses du massif sont actuellement localisées sous une TAMA $\leq 0^\circ\text{C}$.

La distribution altitudinale de l'indice de permafrost dépendant directement de celle des parois, son extension est maximale (6,3 km²) entre 3300 et 3400 m (fig. 12). La tranche d'altitude à superficie glaciaire maximale (9,4 km²) est inférieure de 400 m à celle des parois. Entre 3400 et 3900 m, la superficie des parois est supérieure à celle des glaciers et est presque entièrement caractérisée par un indice de permafrost $\geq 0,9$.

Les secteurs à indice de permafrost $\geq 0,1$ les plus bas en altitude sont exposés nord (tab. 2 ; fig. 13). Les faces sud, qui couvrent 22 % (19,2 km²) de la superficie totale des parois, ont une distribution altitudinale plus élevée que celles orientées au nord. Les faces ouest sont les plus étendues (33 % de la superficie totale des parois), au contraire des faces est (17 %). Il est à noter que cette répartition est en partie conditionnée par le secteur d'étude, qui ne prend pas en compte une large partie des versants sud et est du massif.

Le maximum de l'extension relative des indices $\geq 0,1$ et $\geq 0,9$ se trouve sur les faces est (respectivement 87 % et 65 % de celles-ci) et leur minimum sur les faces ouest (64 % et 38 % ; tab. 2) ; l'indice $\geq 0,9$ est présent en faces nord et sud à partir de, respectivement, 2500 m et 2900 m, et omniprésent à partir de 3000 et 3600 m.

Discussion

MNA et modélisation du permafrost de paroi

Les tests évaluant l'effet de la différence de résolution des MNAs RGD et ASTER-GDEM ont montré des différences notables dans la TAMSP_{mod}, principalement pour les secteurs escarpés. La qualité de représentation topographique du MNA conditionne donc celle de la modélisation du permafrost de paroi – une qualité de MNA qui, au-delà de sa résolution spatiale, dépend des données sources et des méthodes d'acquisition et de génération utilisées (Ravibabu et Jain, 2008). Dans les secteurs très escarpés, un MNA reste très approximatif même à haute résolution, à moins qu'il ait été construit sur une base de données extrêmement dense (inférieure au mètre). La surface réelle des versants à forte déclivité est de ce fait sous-estimée par rapport à la surface représentée.

Le niveau de performance du MNA doit évidemment être adapté aux objectifs cartographiques. Pour la distribution régionale du permafrost alpin, Hoesle et al. (2001) recommandaient un MNA d'une résolution de 25 à 250 m (prédiction de méso-échelle), ce qui est le cas de l'APIM. Mais Heggem et al. (2001) expliquent qu'au delà de 75 m, la résolution d'un MNA n'est plus suffisante pour le calcul de la RSIP et ne convient alors plus qu'à une modélisation basée sur les facteurs altitudinal et latitudinal. Ces recommandations, antérieures aux premières études sur les parois rocheuses, s'appliquaient au permafrost des formations superficielles alpines. Pour celui de paroi, le seuil de résolution des MNAs doit être abaissé puisque sa distribution est très contrainte par la RSIP. La CIP-MB appartient à la catégorie des prédictions de micro-échelle (< 25 m), pertinente pour considérer les caractéristiques locales de distribution.

L'emprise du MNA peut avoir une grande influence sur la prédiction de la distribution du permafrost : les secteurs sur les marges du MNA sont fiables tant qu'ils ne sont pas ombragés par un relief proche ; cette fiabilité diminue si une ombre portée d'un relief à proximité n'est pas pris en compte. Les marges frontalières de notre modèle basé sur le MNA RGD ne sont pas affectées de manière significative par la non-prise en compte de l'effet de l'ombre portée des versants opposés car ceux-ci sont éloignés et bien moins élevés ; le domaine de validité du modèle pour le massif du Mont Blanc s'étend donc jusqu'aux marges du MNA.

Évaluation et interprétation du modèle et de la carte d'indice

Les différences de biais (différence entre TAMSP_{mod} et TAMSP_{mes}) entre les faces ensoleillées et celles ombragées indiquent que l'application du *rock model* sur le MNA à 4m de résolution avec les données d'entrée de TAMA locales sous-estime la TAMSP des premières et surestime celles des secondes.

Par ailleurs, la TAMA de la période 1993-2012 étant supérieure de 1°C en moyenne à celle de la période 1961-1990 à Chamonix, il est probable que le modèle ne soit pas représentatif des conditions actuelles et qu'un réchauffement se soit propagé dans les premiers mètres voire décimètres des parois. L'utilisation de modèles transitoires permettrait de connaître l'impact pluri-annuel du réchauffement sur le permafrost, bien que les variations saisonnières aient probablement aussi un effet sur l'évolution des parois.

Par ailleurs, seule la prédiction de TAMSP a pu être effectivement validée par des mesures *in situ* auxquelles elles sont directement comparables : la prédiction de TAMP et de l'indice de permafrost nécessitent des mesures en profondeur ou le recours à d'autres indicateurs de présence/absence de permafrost.

Or, les données de température des forages de l'Aiguille du Midi sont trop peu nombreuses et trop concentrées dans l'espace pour permettre la validation de la CIP-MB. Néanmoins, le forage sud indique la présence d'un permafrost de type tempéré (TAMP > - 2°C) à 3842 m (Magnin et al., 2015), ce qui est cohérent avec la limite inférieure de l'omniprésence de l'indice $\geq 0,9$ dans les faces sud (3600 m). Des données de validation externes, tel que les écroulements rocheux inventoriés dans le massif du Mont Blanc ou les glaciers suspendus sont en cours de traitement pour être utiles à la validation de la CIP-MB. Cette dernière sera également améliorée par l'utilisation de mesures géophysiques, plus appropriées toutefois pour une validation qualitative, idéalement croisées avec des données de forage (Noetzli et al., 2008).

La lecture de la CIP-MB doit tenir compte du fait que le modèle prédit la présence de permafrost sur la base des facteurs de contrôle topoclimatiques, n'intégrant que partiellement les facteurs structuraux *via l'offset*. L'indice de permafrost invite l'utilisateur de la carte à interpréter les contrôles possibles de la neige et de la fracturation : les classes d'indice faible prédisent ainsi la présence de permafrost uniquement dans des conditions favorables comme une très forte fracturation et/ou une accumulation de neige. De même, les effets tridimensionnels caractéristiques du permafrost de paroi (fig. 2; Noetzli et al., 2007), non intégrés au modèle, doivent être pris en compte: une face sud à indice faible associée à une face opposée à indice élevé pourra être caractérisée par du permafrost en profondeur. Enfin, certains secteurs récemment désenglacés peuvent être favorables à la formation du permafrost (Wegmann et al., 1998).

Comparaison des cartes d'indice de permafrost

Limitée par la différence entre les valeurs de σ (1,66°C) et σ' (1,95°C, la comparaison de l'APIM et de la CIP-MB peut se faire en analysant la distribution de l'indice $\geq 0,5$ qui indique une TAMP $\leq 0^\circ\text{C}$ sur les deux cartes. La différence de résolution entre l'APIM et la CIP-MB ne permet pas directement de comparer la superficie des différentes classes d'indice.

La distribution de cet indice à l'échelle régionale est quasi-identique sur l'APIM et la CIP-MB. L'altitude minimale à partir de laquelle se situe l'indice $\geq 0,5$ est légèrement plus basse sur la première (2200 m contre 2300 m) et l'APIM reste toutefois légèrement plus optimiste (surestimation de la présence de permafrost) que la CIP-MB jusqu'à 2600 m d'altitude, potentiellement à cause de la TAMA légèrement plus basse et du gradient plus élevé ($0,65^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$) utilisés pour l'APIM. Au-delà de cette différence d'altitude, la distribution générale de l'indice reste similaire. Du fait du biais induit par la taille des pixels entre les deux MNA, la comparaison de la distribution des indices en fonction de l'orientation a donc été réalisée à l'échelle locale.

Localement, dans le secteur central du massif, entre Gros Rognon et Aiguilles de Chamonix, les deux cartes présentent des différences notables (fig. 14). Sur la CIP-MB, le Gros Rognon présente un indice $\geq 0,5$ en face sud et $\geq 0,9$ en face nord, alors que l'indice $\geq 0,9$ couvre les deux versants sur l'APIM. Même contraste d'exposition et d'indice au Petit Rognon, avec des indices $\geq 0,9$ et $\geq 0,1$ respectivement en exposition nord et sud sur la CIP-MB, alors que l'indice $\geq 0,9$ n'apparaît sur l'APIM qu'avec quelques pixels distribués sans relation avec l'exposition. Dans les Aiguilles de Chamonix, le passage de l'indice $\geq 0,5$ à l'indice $\geq 0,9$ sur la carte MMB, contrôlé principalement par le gradient adiabatique qui prévaut sur la RSIP dans de tels secteurs majoritairement exposés nord (Gruber et al., 2004), s'effectue entre c. 2700 et c. 3000 m selon la topographie. En revanche, si une cohérence avec l'altitude est visible sur l'APIM dans quelques secteurs comme à l'est du Glacier des Pèlerins, ce n'est pas le cas sur l'ensemble des Aiguilles de Chamonix où de larges secteurs d'indice $\geq 0,5$ sont intercalés de manière très improbable dans d'autres d'indice $\geq 0,9$, comme au sud du Glacier des Pèlerins ou à l'ouest du Glacier de l'Envers de Blaitière. Ces écarts entre l'APIM et la CIP-MB à l'échelle locale est due aux différences de résolution et de représentation topographique des MNA, qui affectent directement le calcul de RSIP (Zakšek et al., 2005). Néanmoins, la performance de chacun des deux modèles aux échelles régionale et locale reste à évaluer par une méthode de validation adaptée.

Conclusions et perspectives

Le développement des mesures de température dans les parois des Alpes depuis une dizaine d'années a permis la calibration d'un modèle statistique qui calcule la TAMSP des parois en fonction de la RSIP et de la TAMA. Nous avons implémenté ce modèle sur un MNA de haute résolution (4 m) du massif du Mont Blanc avec des données locales de températures de l'air.

Notre carte d'indice de permafrost suggère (i) la présence possible de permafrost dès 1900 m dans des conditions localement favorables, (ii) sa présence certaine dans quelques secteurs dès 2600 m et (iii) dans l'ensemble des parois quelles que soient les conditions à partir de 3000 m en face nord, c'est-à-dire avec une TAMA $\leq -4,4^{\circ}\text{C}$. En face sud, le permafrost est possible, du fait de conditions localement favorables dès 2400 m, alors qu'il apparaît plus certainement, mais de manière discontinue à partir de 3000 m, et de manière continue quelques soient les expositions et conditions structurales à partir de 3600 m d'altitude (TAMA $\leq -8,1^{\circ}\text{C}$). Dans le contexte actuel de réchauffement, l'altitude minimale du permafrost est susceptible de s'élever, les cartes ici présentées étant représentatives de la période 1961-1990.

Des différences allant jusqu'à 2°C ont été observées pour l'application de ce même modèle entre un MNA à 4 m de résolution et un MNA à 30 m de résolution. De ce fait, la distribution de l'indice de permafrost peut être significativement différente à l'échelle d'un sommet ou d'un versant entre l'APIM et la CIP-MB. Cette dernière apparaît bien plus cohérente et conforme aux caractéristiques, supposées, observées ou mesurées, du permafrost de paroi. La haute résolution peut donc rendre envisageable l'utilisation la carte de distribution du permafrost pour la gestion des enjeux humains, accompagnée d'une interprétation et d'une validation adéquates.

Dans le contexte actuel de réchauffement, l'altitude minimale à laquelle le permafrost peut être présent est susceptible de s'élever.

La carte de TAMSP, validée par des mesures *in situ*, peut servir de donnée d'entrée à des modèles à base physique simulant la température en profondeur. Grâce à des mesures géophysiques réalisées en 2012 et 2013 (huit profils de 160 m de long et atteignant une profondeur d'investigation de 25 m ; Magnin et al., soumis), qui offrent une image bidimensionnelle de la distribution potentielle du permafrost, la CIP-MB sera prochainement évaluée. L'inventaire des écroulements rocheux récents (depuis 2003) dans le massif du Mont Blanc sera également utile à cette évaluation.

Remerciements

Nous remercions Stephan Gruber pour ses conseils, Lorenz Boeckli pour les informations et données fournies pour réaliser ce travail, Samuel Morin pour les données du modèle SAFRAN, Marc Dzikowsky pour son aide dans l'étude statistique, E. Ployon pour son aide dans l'utilisation des SIG, et la Régie de Gestion de Données (RGD) 73-74 pour le MNA à 4 m de résolution. F. Magnin a bénéficié d'une allocation de thèse de la région Rhône-Alpes (programme CIBLE 2011-2014), et A. Brenning d'une bourse de recherche de la fondation *Alexander von Humboldt* à l'Université de Heidelberg.

Références

- Allen S., Huggel C. (2013) – Extremely warm temperatures as a potential cause of recent high mountain rockfall. *Global Planetary Change* 107, 59–69. doi:10.1016/j.gloplacha.2013.04.007.
- Allen S., Gruber S., Owens I.F. (2009) – Exploring steep bedrock permafrost and its relationship with recent slope failures in the Southern Alps of New Zealand. *Permafrost Periglacial Processes* 20, 345–356. doi:10.1002/ppp.658.
- Arenson L.U., Springman S.M., Sego D.C. (2007) – The rheology of frozen soils. *Applied Rheology* 17, 1, 1-14. DOI: 10.3933/ ApplRheol-17-12147.
- Bertini G., Marcucci M., Nevini R., Passerini P., Sguazzoni G. (1985) – Patterns of faulting in the Mont Blanc granite. *Tectonophysics*, 111, 1–2, 65-106. doi: 10.1016/0040-1951(85)90066.
- Bodin X., Lhotellier R., Schoeneich P., Gruber S., Deline P., Ravanel L., Monnier S. (2008) – Towards a first assessment of the permafrost distribution in the French Alps. *Swiss Geoscience Meeting*, 21-23 November 2008, Lugano.
- Bodin X., Krysiecki J.M., Iribarren Anaconda P. (2012) – Recent collapse of rock glaciers: two study cases in the Alps and in the Andes. *Interpraevent*, Grenoble, France, 48-49.
- Bodin X., Krysiecki J.M., Schoeneich P., Le Roux O., Lorier L., Echelard T., Peyron M., Walpersdorf A. The collapse of the Bérard rock glacier (Southern French Alps) in 2006. *Permafrost and Periglacial Processes*. In press.
- 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, 125-140. doi: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, 807-820. doi:10.5194/tc-6-807-2012.
- Bommer C., Phillips M., Arenson L.U. (2010) – Practical recommendations for planning, constructing and maintaining infrastructure in mountain permafrost. *Permafrost Periglacial Processes* 21, 97-104. doi:10.1002/ppp.679.
- Bonnaventure P., Lewkowicz A. (2008) – Mountain permafrost probability mapping using the BTS method in two climatically dissimilar locations, northwest Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 45, 4, 443-455. DOI: 10.1139/e08-013.
- Bosson J.-B., Deline P., Bodin X., Schoeneich P., Baron L., Gardent M., Lambiel C. (2014) – The influence of ground ice distribution on geomorphic dynamics since the Little Ice Age in proglacial areas of two cirque glacier systems. *Earth Surface Processes and Landforms*. doi:10.1002/esp.3666.
- Cremonese E., Gruber S., Phillips M., Pogliotti P., Boeckli L., Noetzli J., Suter C., Bodin X., Crepez A., Kellerer-Pirklbauer A., Lang K., Letey S., Mair V., Morra di Cella U., Ravanel L., Scapozza C., Seppi R., Zischg A. (2011) – Brief Communication: “An inventory of permafrost evidence for the European Alps”. *The Cryosphere* 5, 651-657. doi:10.5194/tc-5-651-2011.
- Delaloye R., Morard S. (2011) – Le glacier rocheux déstabilisé du Petit-Vélan (Val d'Entremont, Valais) : morphologie de surface, vitesses de déplacement et structure interne. *Géovisions*, 36, 195-210.
- Deline P., Alberto W., Broccolato M., Hungr O., Noetzli J., Ravanel L., Tamburini A. (2011) – The December 2008 Crammont rock avalanche, Mont Blanc massif area, Italy. *Natural Hazards Earth System Sciences*. 11, 3307-3318. doi:10.5194/nhess-11-3307-2011.
- Deline P., Gardent M., Magnin F., Ravanel L. (2012) – The morphodynamics of the Mont Blanc massif in a changing cryosphere: a comprehensive review. *Geografiska Annaler: Series A: Physical Geography*. 94: 265-283. doi: 10.1111/j.1468-0459.2012.00467.x.
- Durand Y., Brun E., Mérindol L., Guyomarc'h G., Lesaffre P., Martin E. (1993) – A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. *Annal of Glaciology* 18, 65-71.
- Durand Y., Laternser M., Giraud G., Etchevers P., Lesaffre P., Mérindol L. (2009) – Reanalysis of 44 Yr of Climate in the French Alps (1958-2002): Methodology, Model Validation, Climatology, and Trends for Air Temperature and Precipitation. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 48, 429-449.
- Fischer L., Purves R.S., Huggel C., Noetzli J., Haerberli W. (2012) – On the influence of topographic, geological and cryospheric factors on rock avalanches and rockfalls in high-mountain areas. *Natural Hazards Earth System Sciences* 12, 241-254. doi:10.5194/nhess-12-241-2012.
- Francou B. (1991) – Pentes, Granulométrie et Mobilité des Matériaux le long d'un Talus d'Eboulis en Milieu Alpin. *Permafrost and Periglacial Processes* 2, 175-186. doi: 10.1002/ppp.3430020302.
- Gardent M., Rabatel A., Dedieu J.-P., Deline P. (2014) – Multitemporal glacier inventory of the French Alps from the late 1960s to the late 2000s. *Global and Planetary Change* 120, 24-37. Doi:10.1016/j.gloplacha.2014.05.004.
- Geertsema M., Clague J.J., Schwab J.W., Evans S.G. (2006) – An overview of recent large catastrophic landslides in northern British Columbia, Canada *Engineering Geology* 83, 120-143. doi:10.1016/j.enggeo.2005.06.028.
- Gruber S. (2012) – Derivation and analysis of a high-resolution estimate of global permafrost zonation. *The Cryosphere* 6, 221-233. doi:10.5194/tc-6-221-2012.

- Gruber S., Haerberli W. (2007)** – Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 112, n/a–n/a. doi:10.1029/2006JF000547.
- Gruber S., Haerberli W. (2009)** – Mountain permafrost. In Margesin R. (Ed.): *Permafrost soils. Biology series*, Springer, 16, 33-44.
- Gruber S., Peter M., Hoelzle M., Woodhatch I., Haerberli W. (2003)** – Surface temperatures in steep alpine rock faces – A strategy for regional-scale measurement and modelling. In Arenson L. (Ed.): *8th International Conference on Permafrost, Proceedings*. Swets & Zeitlinger, Lisse, Zürich, 325-330.
- Gruber S., Hoelzle M., Haerberli W. (2004)** – Rock-wall temperatures in the Alps: modelling their topographic distribution and regional differences. *Permafrost Periglacial Processes* 15, 299-307. doi:10.1002/ppp.501.
- Haerberli W. (1975)** – Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (Graubünden). Mitteilung der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich, 17, 221 p.
- Hasler A., Gruber S., Font M., Dubois A. (2011)** – Advective Heat Transport in Frozen Rock Clefts: Conceptual Model, Laboratory Experiments and Numerical Simulation. *Permafrost Periglacial Processes* 22, 378-389. doi:10.1002/ppp.737.
- Heggem E.S.F., Etzelmüller B. Berthling I. (2001)** – Topographic radiation balance models – sensitivity and application in periglacial geomorphology. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography – Norwegian Journal of Geography* 55, 203-211.
- Heggem E.S., Juliussen H., Etzelmüller B. (2005)** – Mountain permafrost in Central-Eastern Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography* 59, 94-108. doi:10.1080/00291950510038377.
- Hiebl J., Auer I., Böhm R., Schöner W., Maugeri M., Lentini G., Spinoni J., Brunetti M., Nanni T., Tadić M.P., Bihari Z., Dolinar M., Müller-Westermeier G. (2009)** – A high-resolution 1961–1990 monthly temperature climatology for the greater Alpine region. *Meteorology Z.* 18, 507-530. doi:10.1127/0941-2948/2009/0403.
- Hoelzle M., Mittaz C., Etzelmüller B., Haerberli W. (2001)** – Surface energy fluxes and distribution models of permafrost in European mountain areas: an overview of current developments. *Permafrost Periglacial Processes* 12, 53-68. doi:10.1002/ppp.385.
- Huggel C. (2009)** – Recent extreme slope failures in glacial environments: effects of thermal perturbation. *Quat. Quaternary Science Reviews, Natural Hazards, Extreme Events and Mountain Topography* 28, 1119-1130. doi:10.1016/j.quascirev.2008.06.007.
- Huggel C., Zraggen-Oswald S., Haerberli 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 Quick-Bird satellite imagery. *Natural Hazards Earth System Sciences* 5, 173-187, doi:10.5194/nhess-5-173-2005.
- Lambiel C. (2011)** – Le glacier rocheux déstabilisé de Tsaté-Moiry (VS) : caractéristiques morphologiques et vitesses de déplacement. *Géovisions*, 36, 211-224 .
- Lambiel C., Reynard E. (2001)** – Regional modelling of present, past and future potential distribution of discontinuous permafrost based on a rock glacier inventory in the Bagnes-Hérémence area (Western Swiss Alps). *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography – Norwegian Journal of Geography* 55, 219-223.
- Le Roy M. (2012)** – Reconstitution des fluctuations glaciaires holocènes dans les Alpes occidentales. Thèse de Doctorat, Université de Savoie, Le Bourget du Lac, 344 p.
- Luetschg M., Lehning M., Haerberli W. (2008)** – A sensitivity study of factors influencing warm/thin permafrost in the Swiss Alps, *Journal of Glaciology* 54, 696-704.
- Magnin F., Deline P., Ravanel L., Noetzli J., Pogliotti P. (2015)** – 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, 109-121. doi:10.5194/tc-9-109-2015.
- Magnin F., Krautblatter M., Deline P., Ravanel L., Bevington A.** – 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, doi:10.1002/2014JF003351.
- Noetzli J., Gruber S. (2009)** – Transient thermal effects in Alpine permafrost. *The Cryosphere* 3, 85-99. doi:10.5194/tc-3-85-2009.
- Noetzli J., Gruber S., Kohl T., Salzmann N., Haerberli W. (2007)** – Three-dimensional distribution and evolution of permafrost temperatures in idealized high-mountain topography. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 112, n/a–n/a. doi:10.1029/2006JF000545.
- Paul F., Frey H., Le Bris R. (2011)** – A new glacier inventory for the European Alps from Landsat TM scenes of 2003: Challenges and results. *Annals of Glaciology* 52, 59, 144-152.
- PERMOS (2013)** – Permafrost in Switzerland 2008/2009 and 2009/2010. In Noetzli J. (Eds.): *Glaciological Report (Permafrost) N° 10/11 of the Cryospheric Commission of the Swiss Academy of Sciences*, Zürich, 95 p.
- 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.
- Ravanel L. (2010)** – Caractérisation, facteurs et dynamiques des écroulements rocheux dans les parois à permafrost du massif du Mont Blanc. Thèse de Doctorat. Université de Savoie, Le Bourget du Lac, 326 p.
- Ravanel L., Allignol F., Deline P., Gruber S., Ravello M. (2010)** – Rock falls in the Mont Blanc Massif in 2007 and 2008. *Landslides* 7, 493-501. doi:10.1007/s10346-010-0206-z.
- Ravanel L., Deline P. (2011)** – 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”. *The Holocene* 21, 357-365. doi:10.1177/0959683610374887.

Distribution et caractérisation du permafrost des parois du massif du Mont Blanc
Une approche combinant monitoring, modélisation et géophysique

- Ravel 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, 51-66. doi:10.1111/geoa.12000.
- Ravibabu M.V., Jain K. (2008)** – Digital Elevation Model Accuracy Aspects. *Journal of Applied Sciences* 8, 1, 134-139.
- Rossi M. (2005)** – Déformation, transferts de matière et de fluide dans la croûte continentale : application aux massifs cristallins externes des Alpes. Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble, 376 p.
- Rykiel Jr E.J. (1996)** – Testing ecological models: the meaning of validation. *Ecological Modelling* 90, 229-244. doi:10.1016/0304-3800(95)00152-2.
- Tanarro L.M., Hoelzle M., García A., Ramos M., Gruber S., Gómez A., Piquer M., Palacios D. (2001)** – Permafrost distribution modelling in the mountains of the Mediterranean: Corral del Veleta, Sierra Nevada, Spain. *Norsk Geografisk Tidsskrift- Norwegian Journal of Geography* 55, 253-260. doi:10.1080/00291950152746612.
- van Everdingen R.O. (1998)** – Multi-Language Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice Terms, 25 International Permafrost Association, University of Calgary, 268 p.
- Vincent C. (2002)** – Influence of climate change over the 20th Century on four French glacier mass balances. *Journal of Geophysical Research* 107, D19, 1-12. doi: 10.1029/2001JD000832.
- Wegmann M., Gudmundsson G.H., Haeberli W. (1998)** – Permafrost changes in rock walls and the retreat of alpine glaciers: a thermal modelling approach. *Permafrost and Periglacial Processes* 9, 23-33. doi:10.1002/(SICI)1099-1530(199801/03)9:1<23::AID-PPP274>3.0.CO;2-Y.
- Zakšek K., Oštir K., Kokalj Ž. (2011)** – Sky-View Factor as a Relief Visualization Technique. *Remote Sensing* 3, 398-415. doi:10.3390/rs3020398.
- Zakšek K., Podobnikar T., Oštir K. (2005)** – Solar radiation modelling. *Computers & Geosciences* 31, 2, 233-240. doi:10.1016/j.cageo.2004.09.018.
- Zemp M.W., Haeberli M., Paul F. (2006)** – Alpine glaciers to disappear within decades? *Geophysical Research Letters* 33, (L13504). <http://dx.doi.org/10.1029/2006GL026319>.

Article soumis le 16 septembre 2014, accepté le 30 janvier 2015

Tableaux

	MNA	Glaciers	Parois ≥ 40°	Indice ≥ 0,1	Indice ≥ 0,5	Indice ≥ 0,9
Alt. Min [m]	573	1400	1000	1900	2300	2600
Alt. Min.	4809	-	-	2800	3200	3600
Tot. [m]*						
Superficie [km ²]	605	102	86	79	65	45

Tab. 1 – **Distribution et superficie du MNA utilisé pour la modélisation, des glaciers français, des parois ≥ 40° et des indices de présence du permafrost.** * : Pour l'indice ≥ 0,1 à ≥ 0,9, l'altitude minimum totale (Alt. Min. Tot.) correspond à l'altitude à partir de laquelle l'indice couvre la totalité des parois. Les valeurs d'altitude correspondent à la borne inférieure de l'intervalle de 100 m dans laquelle les valeurs d'indice sont présentes.

Tab. 1 – Distribution and areas of French glaciers, rock walls ≥ 40°, and permafrost index. *: For index ≥ 0.1 to ≥ 0.9, total minimum elevation (Alt. Min. Tot.) means elevation from which the index covers all the rockwalls. The elevation values correspond to the lower boundary of the 100 m elevation interval within which the index values occur.

		Est	Sud	Ouest	Nord
Indice > 0,1	Alt. Min [m]	2100	2400	2100	1900
	Alt. Min. Tot. [m]*	2700	2800	2700	2300
	Sup. Tot. [km ²]**	13	15,7	19,3	19,6
	Sup. Rel. [%]***	89,1	81,7	67,2	83,9
Indice > 0,5	Alt. Min [m]	2400	2700	2400	2300
	Alt. Min. Tot. [m]*	3100	3200	3100	2600
	Sup. Tot. [km ²]**	11,4	13	4,8	16,3
	Sup. Rel. [%]***	77,9	7,6	51,4	70
Indice > 0,9	Alt. Min [m]	2600	3000	2800	2600
	Alt. Min. Tot. [m]*	3500	3600	3500	3000
	Sup. Tot. [km ²]**	8,8	7,9	34	12,4
	Sup. Rel. [%]***	60,4	41,4	11,4	53,3

Tab. 2 – **Distribution de la superficie correspondante aux indices de présence du permafrost en fonction de l'altitude et de l'exposition.** * : L'altitude minimum totale (Alt. Min. Tot.) correspond à l'altitude à partir de laquelle l'indice couvre la totalité des parois de l'exposition ; ** : la superficie totale (Sup. Tot.) correspond à la superficie des parois selon l'exposition ; *** : la superficie relative (Sup. Rel.) correspond à la superficie correspondante à l'indice par rapport à la superficie totale selon l'exposition.

Tab. 2 – Permafrost index areas distribution according to elevation and aspect. *: The minimum total elevation (Alt. Min. Tot.) corresponds to the elevation from which the index covers all the rockwalls of the aspect; **: the total area (Sup. Tot.) corresponds to the area of the rockwalls of the aspect; ***: the relative area (Sup. Rel.) corresponds to the area of the index relatively to the total area of the aspect.

Figures

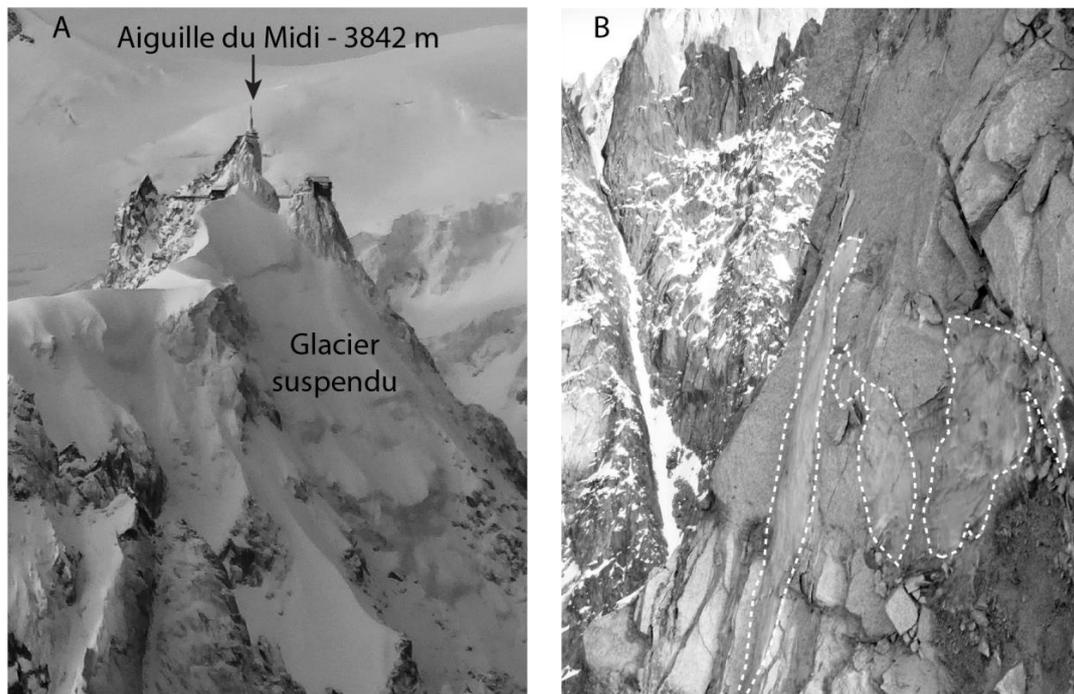


Fig. 1 – Indicateurs de présence de permafrost dans les parois du massif du Mont Blanc. A : glacier suspendu (octobre 2012). B : glace (tiretés blancs) dans la niche d'arrachement d'un écoulement dans la face ouest des Drus (massif du Mont Blanc, novembre 2011).

Fig. 1 – **Indicators of permafrost in the Mont Blanc rock walls.** A: hanging glacier (October 2012). B: ice (white dashed line) in a rock fall scar at Les Drus West face (Mont Blanc massif, November 2011).

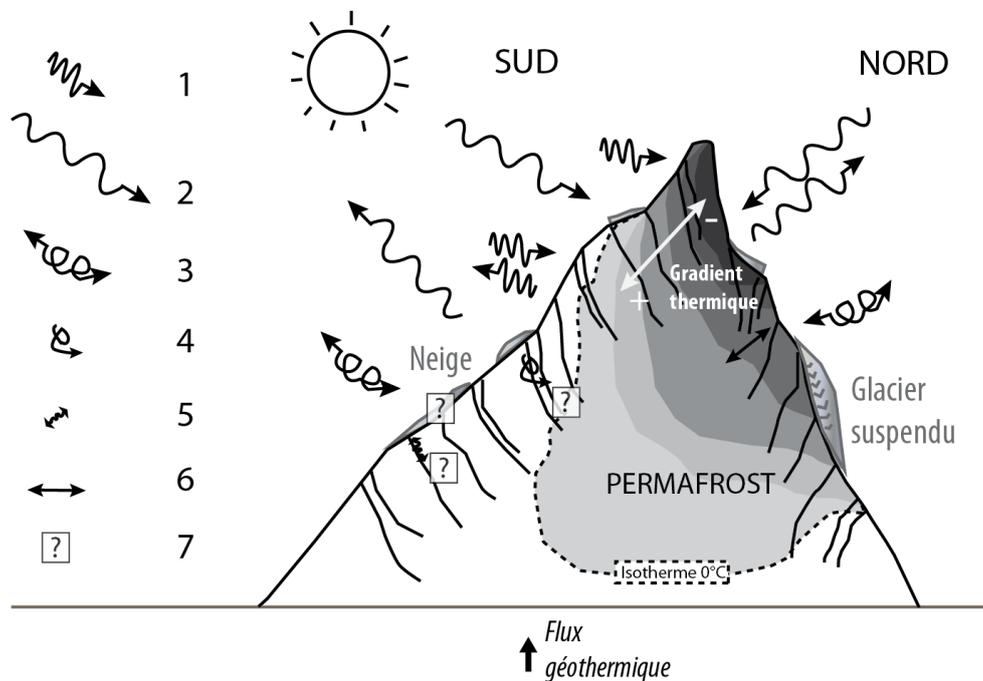


Fig. 2 – **Schéma conceptuel de la distribution des isothermes et des flux thermiques spécifiques au permafrost de paroi.** 1 : Rayonnement solaire de courte longueur d'onde ; 2 : Rayonnement solaire de grande longueur d'onde ; 3 : Flux de chaleur sensible ; 4 : Circulation d'air (convection) ; 5 : Infiltration d'eau de fusion (advection) ; 6 : Conduction et chaleur latente ; 7 : Processus encore difficiles à intégrer dans la compréhension systémique de la distribution du permafrost (processus liés à la fracturation et à la neige).

Fig. 2 – **Conceptual sketch of the distribution of isotherms and heat fluxes specifics to rock wall permafrost.** 1 : Short-wave solar radiation ; 2 : Long-wave solar radiation ; 3 : Sensible heat flux ; 4 : Air circulation (convection) ; 5 : Water infiltration from melting (advection) ; 6 : Conduction and latent heat ; 7 : Processes that are still hardly integrated in the systemic understanding of permafrost distribution (processes related to fractures and snow).

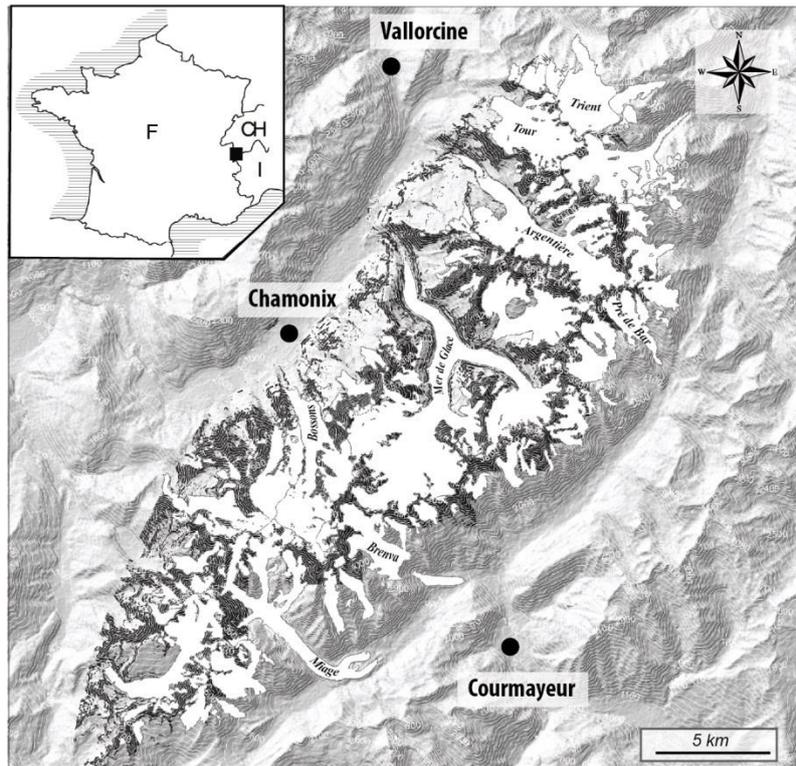


Fig. 3 – Le massif du Mont Blanc (M. Le Roy, 2012, modifié). Gris foncé : parois à angle de pente $\geq 40^\circ$ sur lesquels le modèle est implémenté (secteur français principalement) ; blanc : glaciers.

Fig. 3 – The Mont Blanc massif (M. Le Roy, 2012, modified). Dark grey areas: rock walls with slope angle $\geq 40^\circ$ on which the model is implemented (mainly French area); white areas: glaciers.

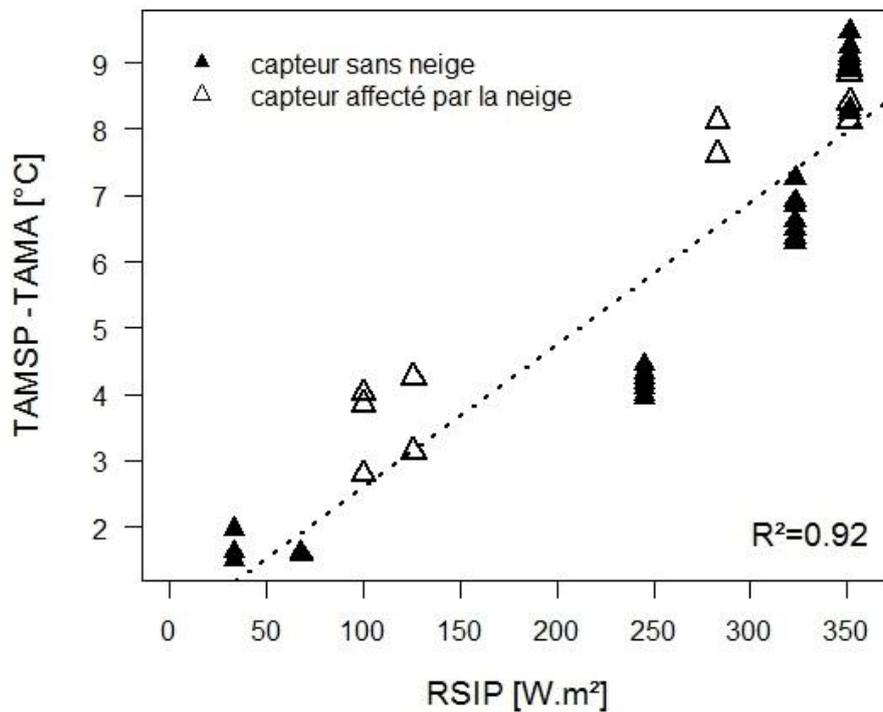


Fig. 4 – Relation entre *offset de surface* (= TAMSP - TAMA) mesuré à l'Aiguille du Midi (3842 m) et RSIP calculée sous SIG. TAMSP : Température Annuelle Moyenne à la Surface des Parois ; TAMA : Température Annuelle Moyenne de l'Air ; RSIP : Radiation Solaire Incidente Potentielle.

Fig. 4 – Relationship between *surface offset* (= MARST - MAAT) measured at the Aiguille du Midi (3842 m a.s.l) and PISR calculated in a GIS. Black triangles: sensors without winter snow. White triangles: sensors affected by snow. MARST: Mean Annual Rock Surface Temperature; MAAT: Mean Annual Air Temperature; PISR: Potential Incoming Solar Radiation.

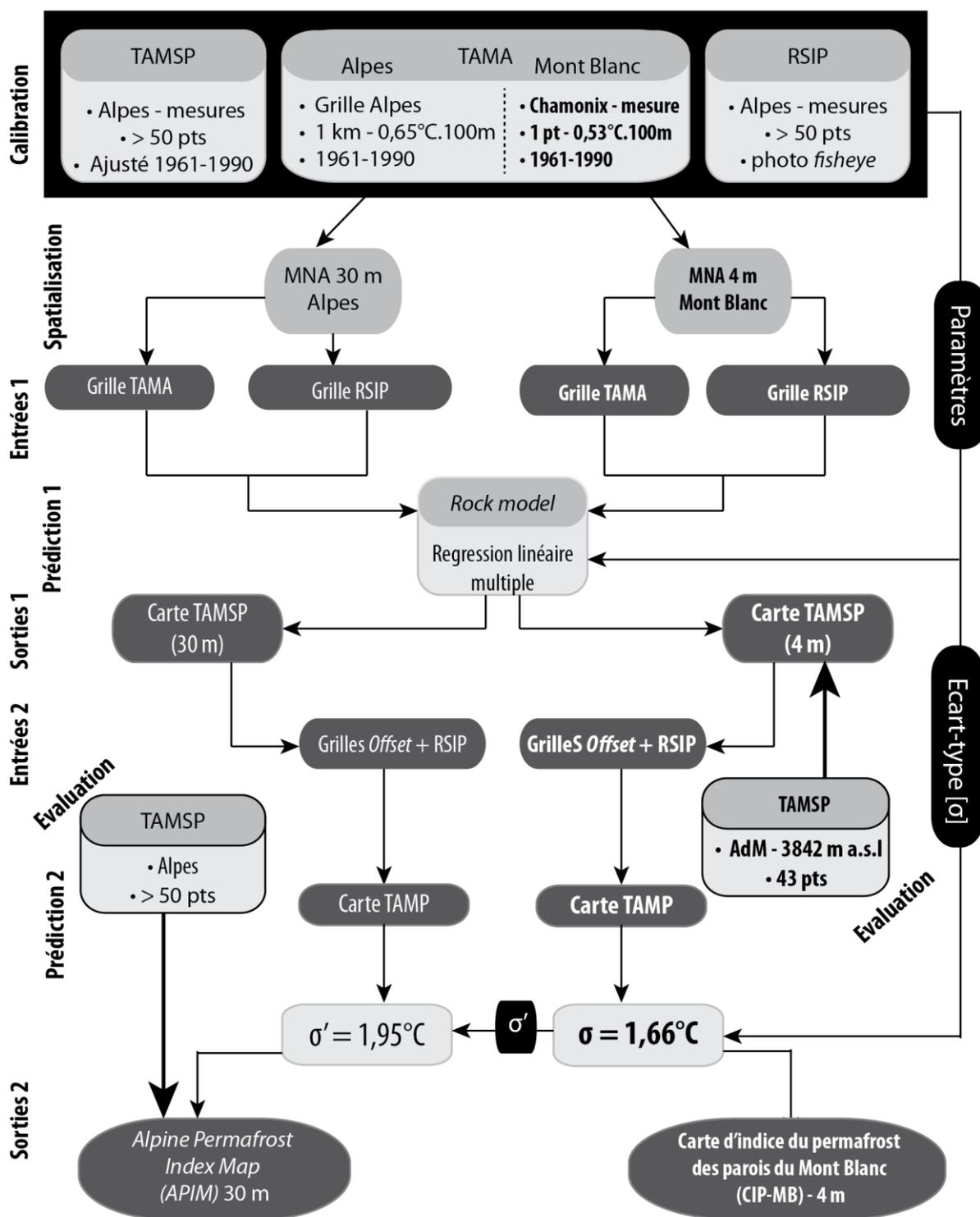


Fig. 5 – Données, calculs et sorties du modèle de distribution du permafrost appliqué aux échelles des Alpes et du massif du Mont Blanc (en gras pour ce dernier). TAMSP : Température Annuelle Moyenne à la Surface des Parois ; TAMA : Température Annuelle Moyenne de l'Air ; RSIP : Radiation Solaire Incidente Potentielle ; TAMP : Température Annuelle Moyenne dans les Parois (sous la couche active). CIP-MB : Carte d'Indice de Permafrost des parois du massif du Mont Blanc.

Fig. 5 – Inputs, calculations and outputs of the distributed model of permafrost applied at the Alpine and Mont Blanc massif scales (in bold for this last one). TAMSP: Mean Annual Rock Surface Temperature (MARST); TAMA: Mean Annual Air Temperature (MAAT); RSIP: Potential Incoming Solar Radiation (PISR); TAMP: Mean Annual Rock Temperature (MART). CIP-MP: Permafrost Index map of the Mont Blanc massif rock walls.

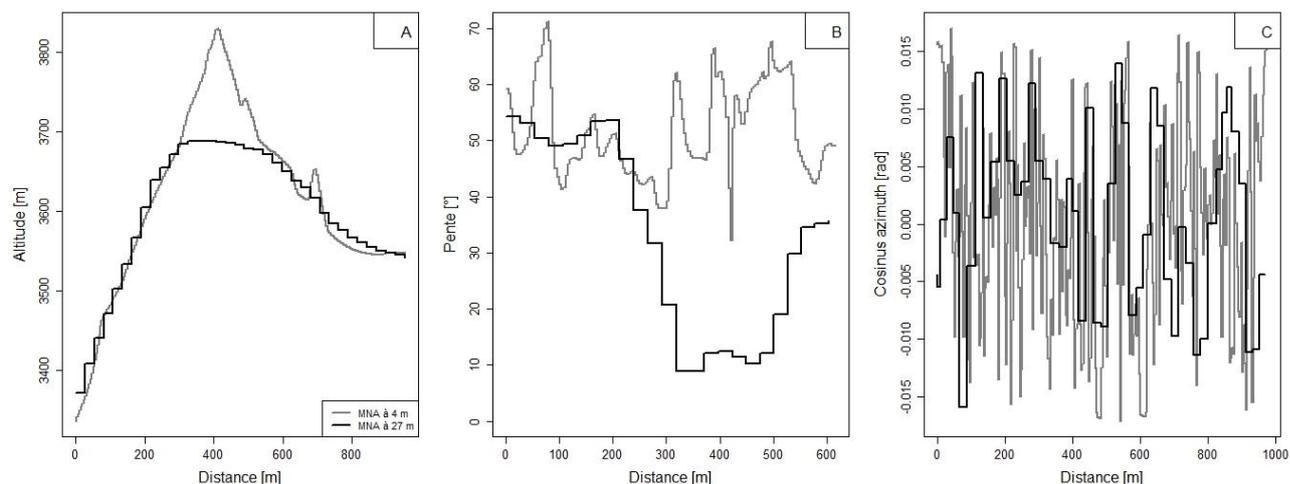


Fig. 6 – Différences de représentation de l'altitude (A), de la pente (B), et de l'exposition (C) entre les MNAs RGD (4 m) et ASTER-GDEM (30 m) le long de transects de 600 à 800 m de long dans le secteur de l'Aiguille du Midi.

Fig. 6 – Differences in the representation of the elevation (A), steepness (B), and aspect (C) and between the RGD (4 m) and ASTER-GDEM (30 m) DEMs, along 600 to 800-m-long transects in the Aiguille du Midi area.

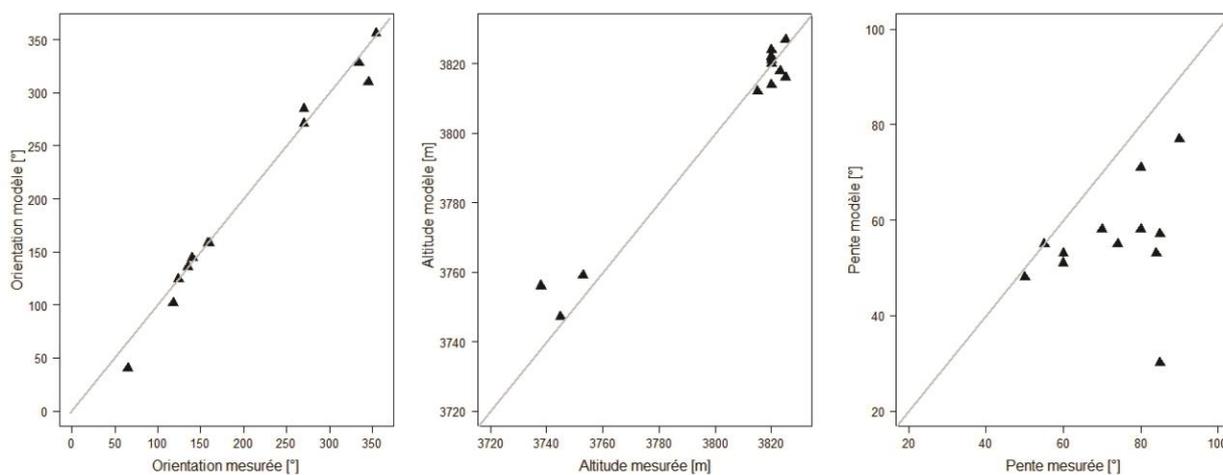


Fig. 7 – Orientation, altitude et pente dérivées du MNA-RGD comparées à celles mesurée à l'emplacement des capteurs de l'Aiguille du Midi.

Fig. 7 – Aspect, elevation and slope derived from the RGD-DEM (Modèle) compared to those measured at the Aiguille du Midi sensor locations (Mesurée).

Distribution et caractérisation du permafrost des parois du massif du Mont Blanc
Une approche combinant monitoring, modélisation et géophysique

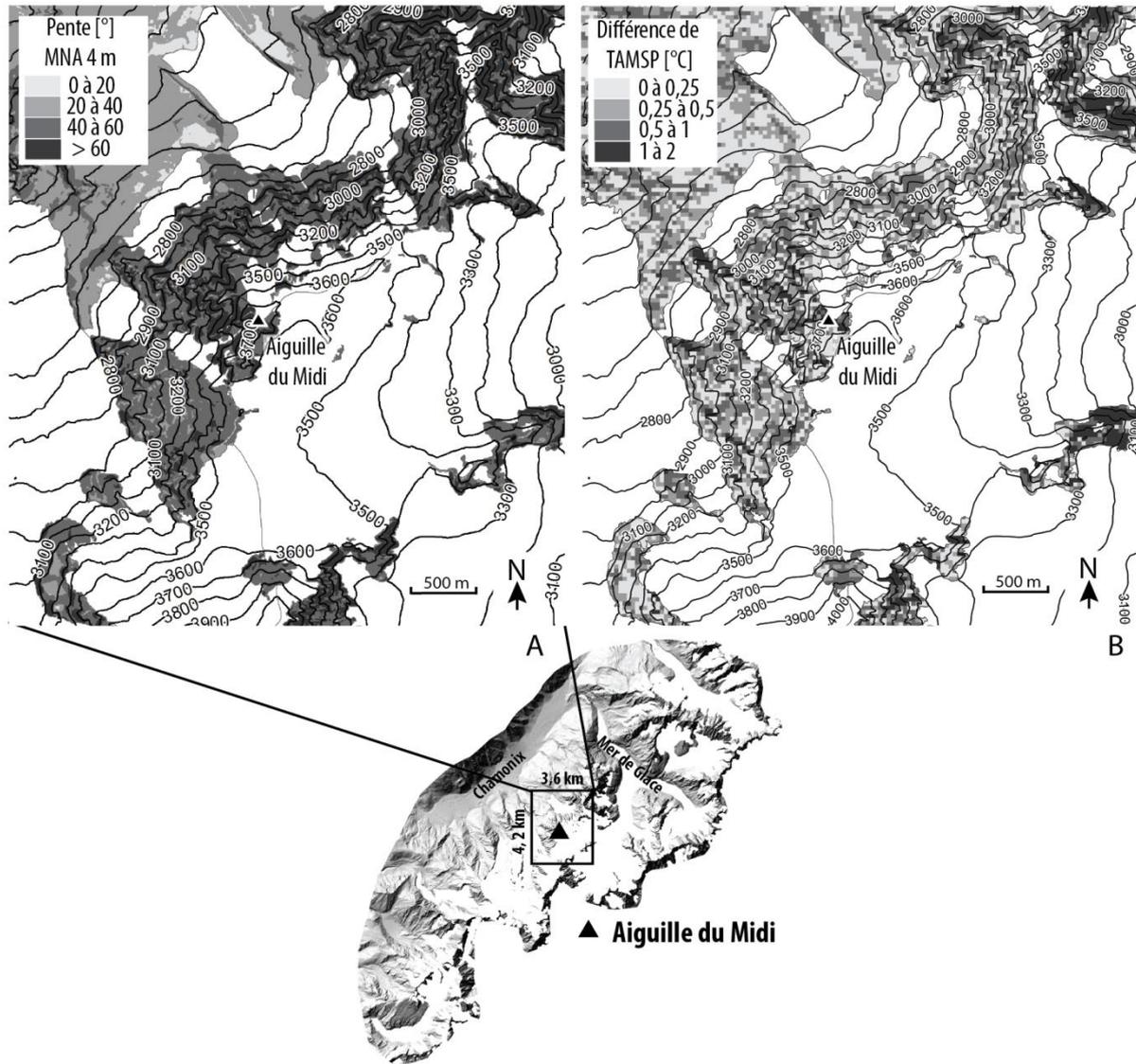


Fig. 8 – Distribution de la pente (A) et de la différence (B) entre $TAMSP_{mod}$ calculées à partir des MNAs ASTER-GDEM (30 m) et RGD (4 m) dans le secteur de l'Aiguille du Midi (droite). $TAMSP_{mod}$: Température Annuelle Moyenne à la Surface des Parois modélisée.

Fig. 8 – Distribution of the slope angle (left) and of the absolute difference between $MARST_{mod}$ calculated over the ASTER-GDEM (30 m) and the RGD DEM (4 m) in the Aiguille du Midi area (right). $MARST_{mod}$: Mean Annual Rock Surface Temperature modelled.

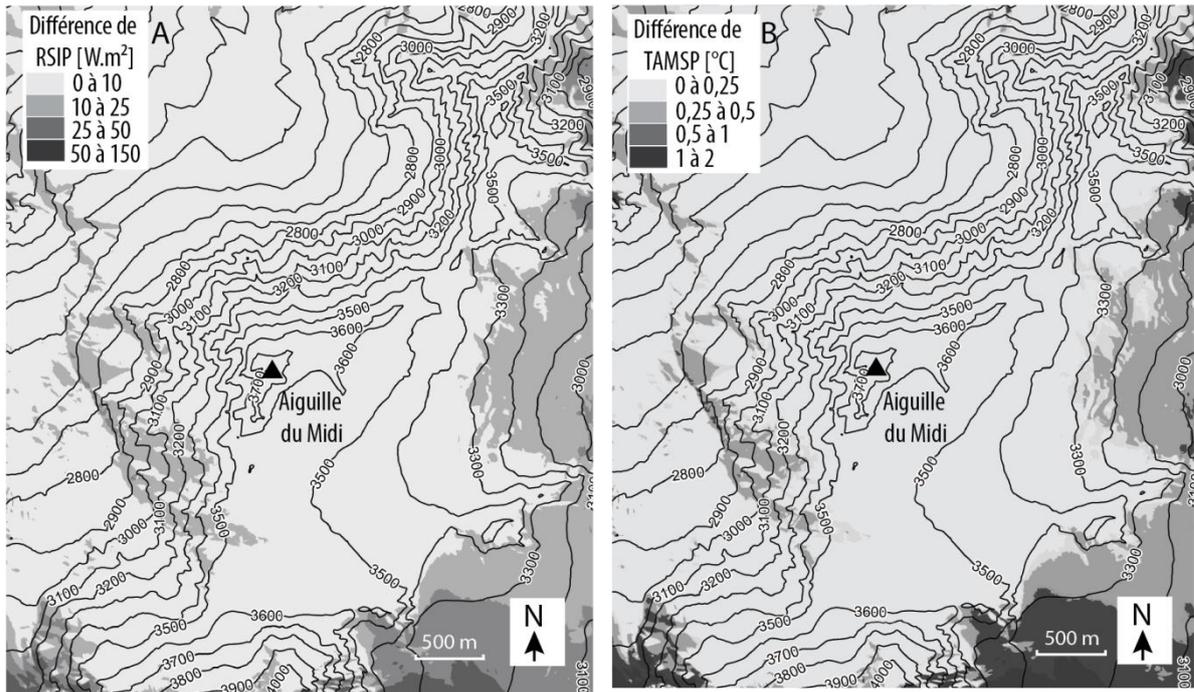


Fig. 9 – Différence (en valeur absolue) entre les valeurs de RSIP (A) et de TAMSP_{mod} (B), calculées à partir du MNA-RGD (4 m) avec l'ombre portée des sommets environnants et sans cette dernière en isolant le secteur pour les calculs. RSIP : Radiation Solaire Incidente Potentielle ; TAMSP_{mod} : Température Annuelle Moyenne à la Surface des Parois modélisée.

Fig. 9 – **Absolute difference between PISR (A) and MARST_{mod} (B) values calculated from the RGD-DEM (4 m) with shading of the surrounding summits and without this shading by isolating the displayed area for calculations.** PISR: Potential Incoming Solar Radiation; MARST_{mod}: Mean Annual Rock Surface Temperature modelled.

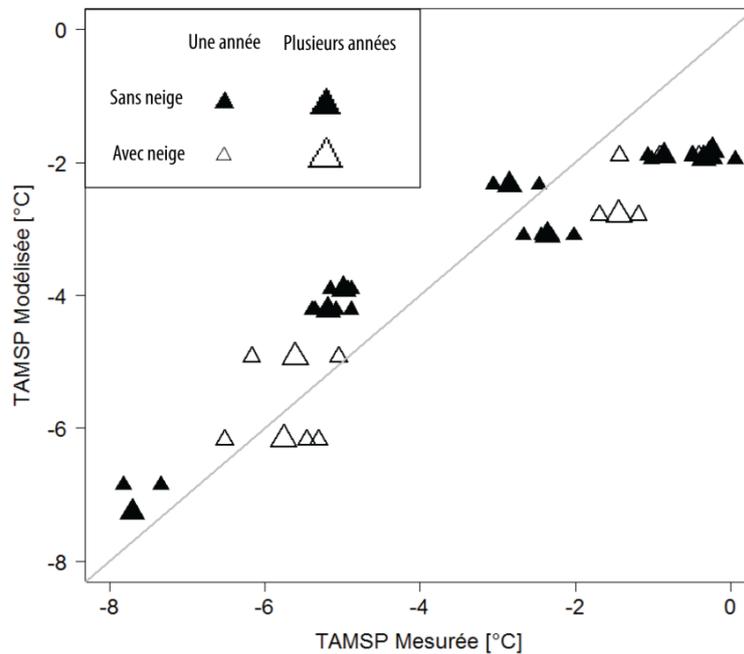


Fig. 10 – Relation entre TAMSP_{mes} par les capteurs de température de surface (-30 cm) de l'Aiguille du Midi et TAMSP_{mod}. TAMSP_{mes} : Température Annuelle Moyenne à la Surface des Parois mesurée ; TAMSP_{mod} : Température Annuelle Moyenne à la Surface des Parois modélisée.

Fig. 10 – **Relation between MARST_{mes} at the Aiguille du Midi temperature sensors (-30 cm) and MARST_{mod}.** Black triangles: sensors without winter snow; white triangles: sensors with winter snow; large triangles: several years of measure. MARST_{mes}: Mean Annual Rock Surface Temperature measured; MARST_{mod}: Mean Annual Rock Surface Temperature modelled.

Distribution et caractérisation du permafrost des parois du massif du Mont Blanc
Une approche combinant monitoring, modélisation et géophysique

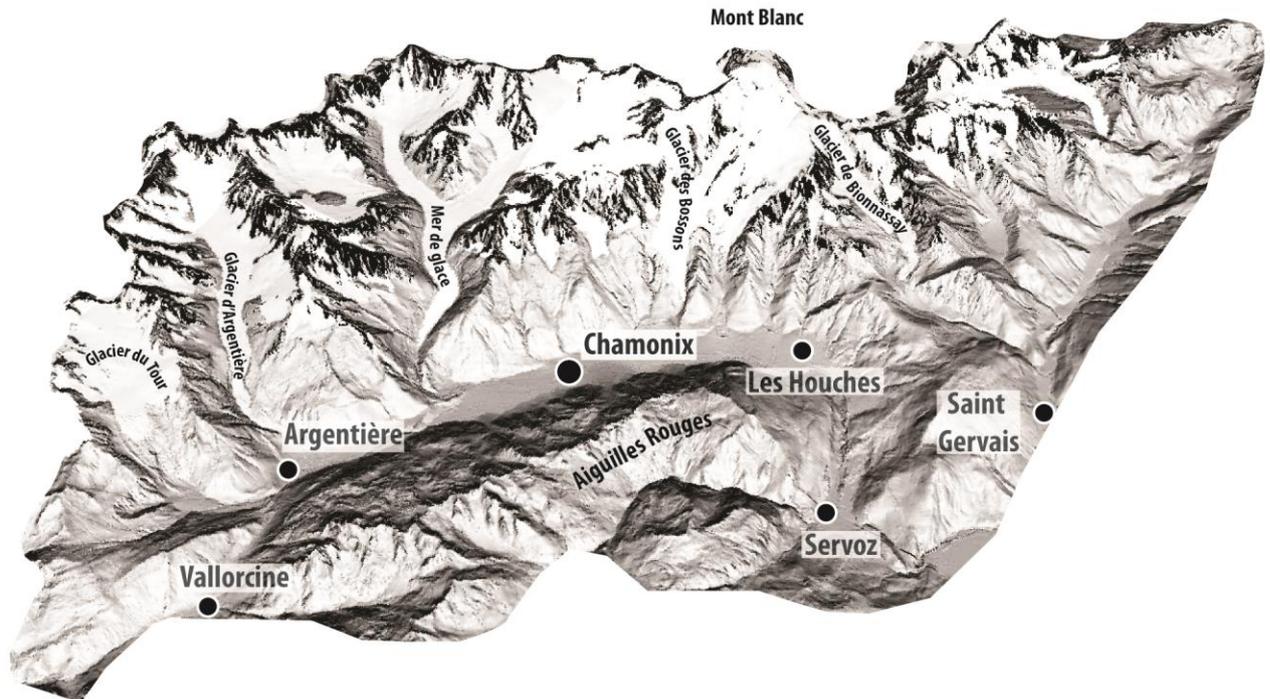


Fig. 11 – Carte de la distribution du permafrost dans le massif du Mont Blanc. Les secteurs en noir correspondent à l'indice de permafrost $\geq 0,5$ (NB : le massif des Aiguilles Rouges n'est pas traité).

Fig. 11 – *Map of permafrost distribution in the Mont Blanc massif. Black areas correspond to a permafrost index area ≥ 0.5 (NB: the Aiguilles Rouges is not taken into account).*

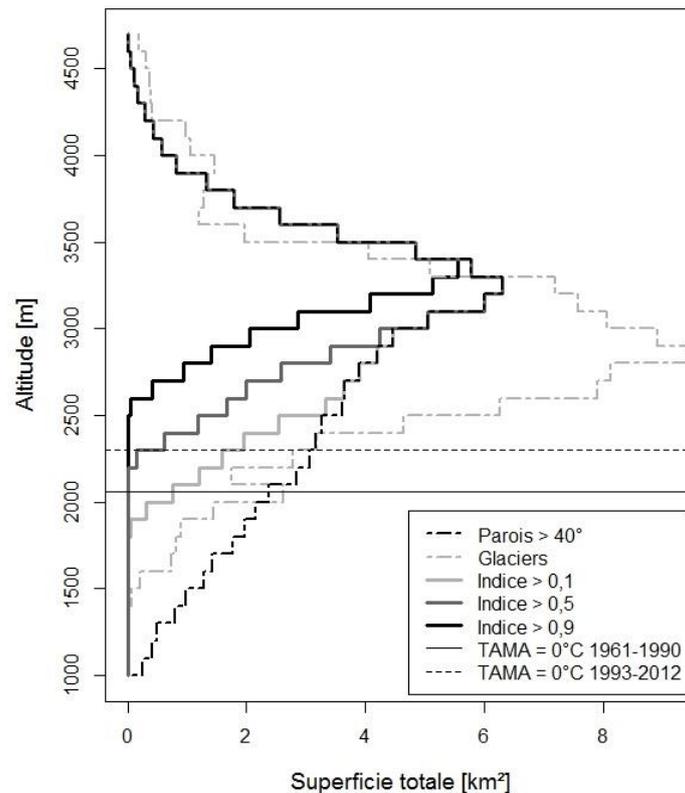


Fig. 12 – Distribution altitudinale de la superficie des parois rocheuses d'angle de pente $\geq 40^\circ$, des glaciers, des trois classes d'indice de permafrost, des TAMAs 0°C pour les périodes de modélisation (1961-1990) et récente. TAMA : Température Annuelle Moyenne de l'Air.

Fig. 12 – *Altitudinal distribution of surface areas the of the rock walls with slope angle $\geq 40^\circ$, glaciers, classes of permafrost index area, and 0°C MAATs for the modelling and recent periods. MAAT: Mean Annual Air Temperature.*

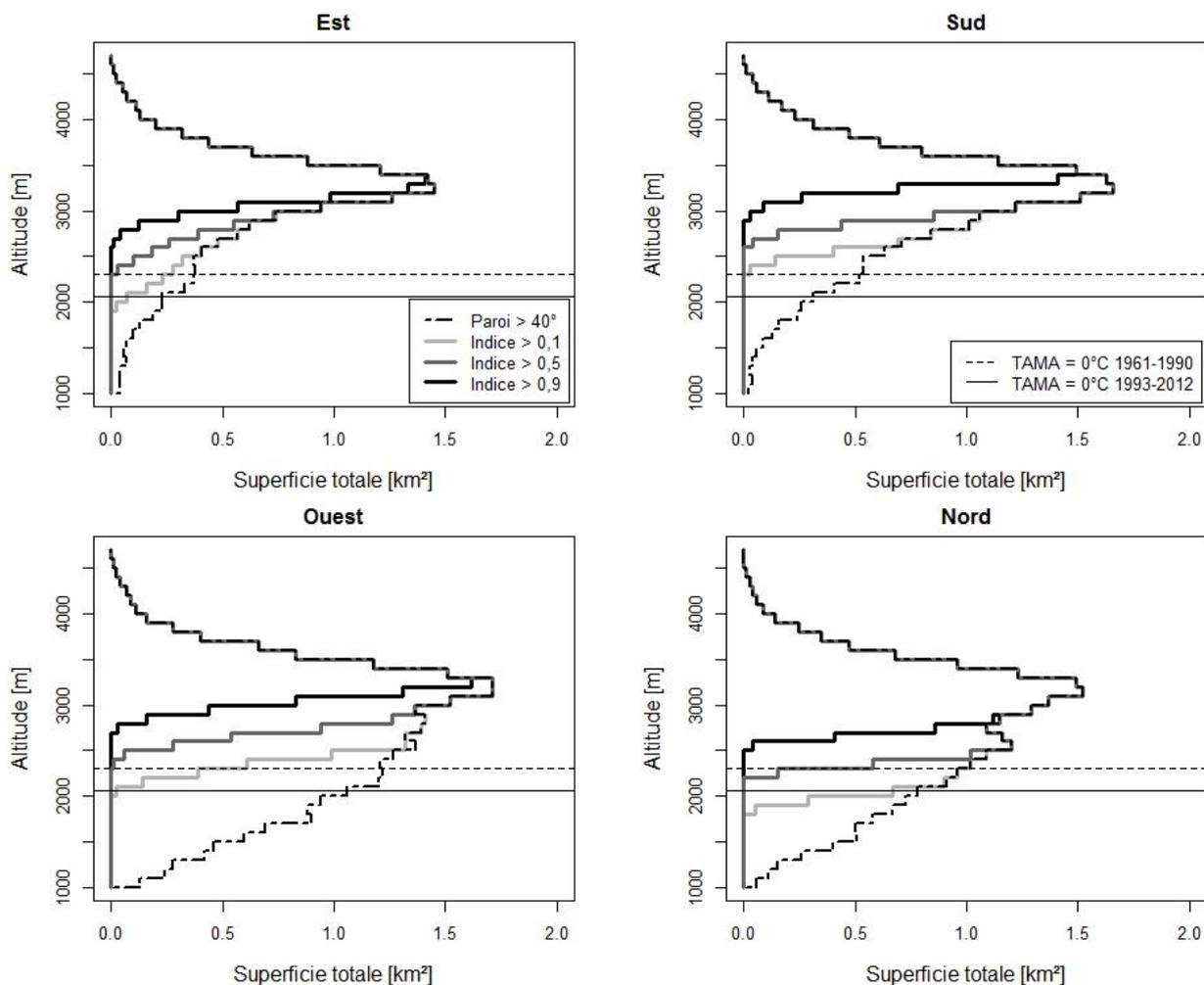


Fig. 13 – Distribution altitudinale de la superficie des classes d'indice de présence du permafrost selon l'exposition (nord = 315-45°, est = 45-135°, sud = 135-225°, ouest = 225-315°).

Fig. 13 – Altitudinal distribution of the permafrost index area classes according to aspect (north = 315-45°, east = 45-135°, south = 135-225°, west = 225-315°).

Distribution et caractérisation du permafrost des parois du massif du Mont Blanc
Une approche combinant monitoring, modélisation et géophysique

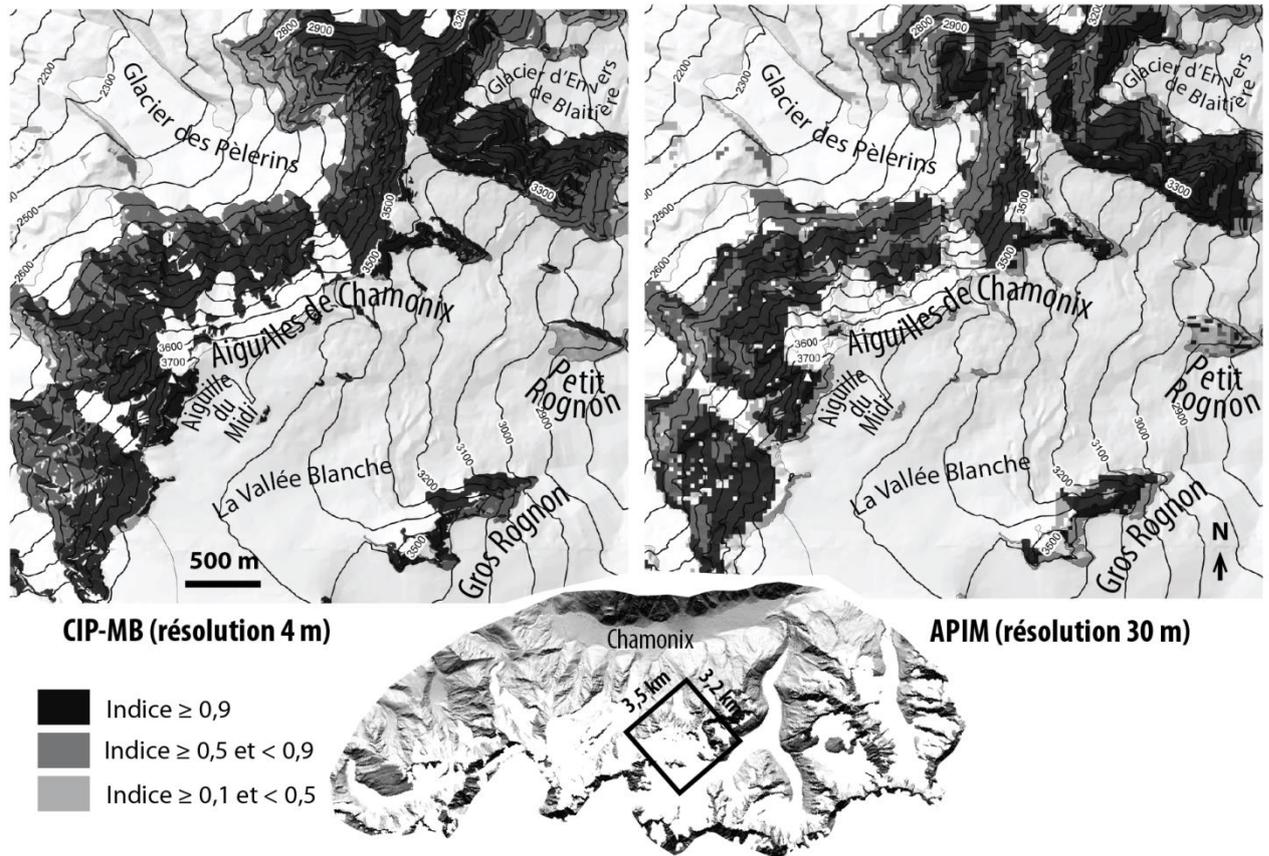


Fig. 14 – Sorties du **rock model** appliqué du massif du Mont Blanc (CIP-MB) et aux Alpes (APIM). CIP-MB: Permafrost index map of the rock walls of the Mont Blanc massif; APIM : Alpine Permafrost Index Map.

Fig. 14 – **Outputs of the rock model** applied to the Mont Blanc Massif (CIP-MB) and on the Alps (APIM). CIP-MB: Permafrost index map of the rock walls of the Mont Blanc massif; APIM : Alpine Permafrost Index Map.

4.3. Discussions et analyses complémentaires

Les cartes de distribution de la température en surface et en profondeur des parois, et celle de l'indice de permafrost peuvent être utilisées pour des applications géomorphologiques. Mais avant toute utilisation de ces cartes il est nécessaire d'évaluer les erreurs dans les valeurs modélisées, et si possible de les quantifier. Sous condition d'une validation robuste, ces cartes pourraient être utiles à des applications géotechniques. Cette section discute d'abord les sources d'erreur et de biais de la carte de TAMSP (fig. 4.13) et l'intérêt de sa correction, puis la justesse de l'offset de température injecté au modèle, afin d'évaluer l'erreur de la carte de TAMP. La validation de la CIP-MB n'est pas abordée dans cette section car elle est discutée dans les chapitres 5, 6 et 7.

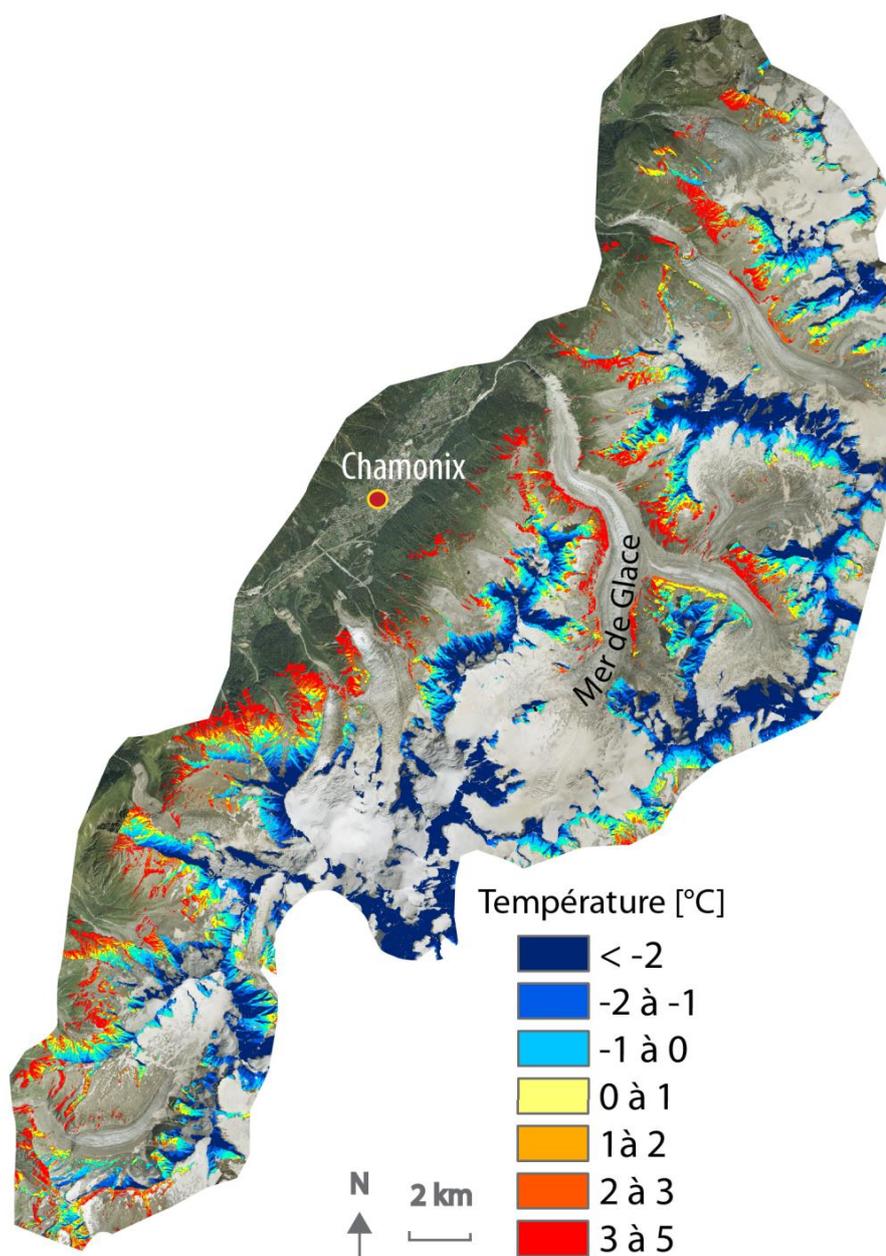


Figure 4.13. Carte de distribution de la température annuelle moyenne à la surface des parois [TAMSP] (orthophotos/2008).

4.3.1. Sources de biais de la TAMSP

4.3.1.1. Distribution spatiale des écarts entre TAMSP modélisée et mesurée

La distribution de la température de surface est en grande partie contrôlée par l'exposition à la radiation solaire avec une différence entre les faces nord et sud équivalente à une différence altitudinale de 1000 m (Gruber, 2005). Les mesures à l'Aiguille du Midi confirment les études pionnières avec une différence de température de 7-8°C entre les faces nord et sud (sect. 3.2.2.1). Elles montrent également des effets variables de la neige sur certains des capteurs.

La figure 4.14. représente la distribution des TAMSP_{mes} ajustées à la période 1961-1990 (sect. 4.2.2.3) et les TAMSP_{mod} en fonction de leur exposition. On constate que malgré l'effet refroidissant de la neige sur la face sud, le modèle reste toujours plus froid que les valeurs mesurées à BH_S, S1, S2 et S3. La TAMSP_{mod} semble très proche des TAMSP_{mes} pour les faces exposées est. Pour la face nord, la TAMSP_{mod} est plus froide que la TAMSP_{mes} sous la neige (BH_N), mais légèrement plus chaude que la TAMSP_{mes} sans neige (N1 et N2). La face ouest est elle aussi plus froide que ce que suggère le modèle.

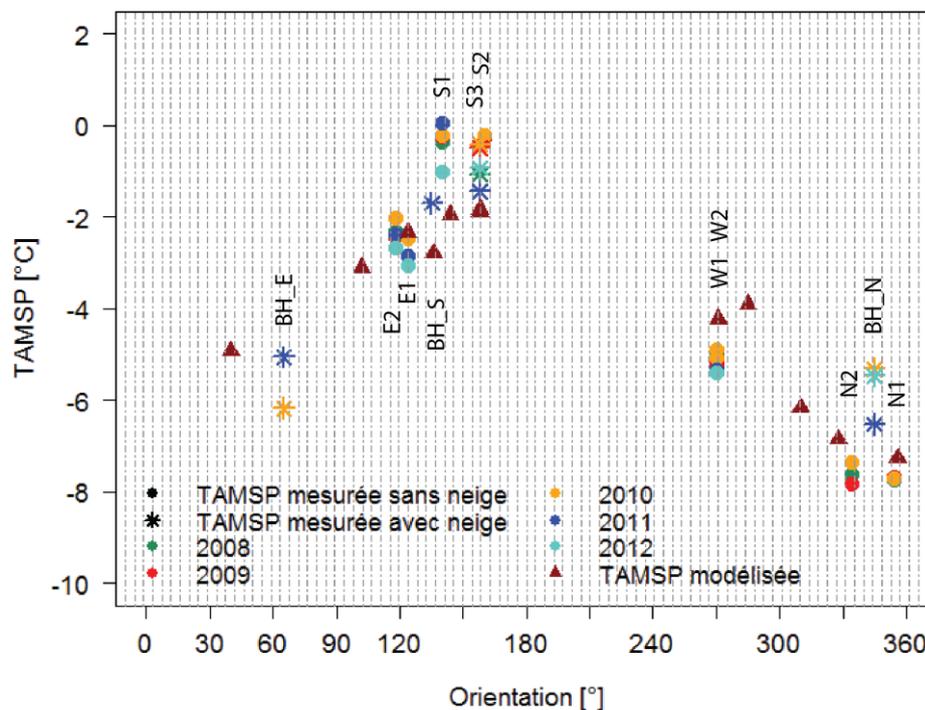


Figure 4.14. Distribution des TAMSP_{mes} et TAMSP_{mod} à l'Aiguille du Midi entre 2007 et 2012.

Cette analyse soulève la question de l'intérêt possible d'une correction du biais. Une correction peut sembler judicieuse pour les faces sud en premier abord puisque celles-ci sont toujours plus chaudes que ce que suggère le modèle quelles que soient les conditions. Pour les faces nord, la question est plus litigieuse puisque le modèle surestime légèrement la température des faces sans neige mais la sous-estime pour les faces couvertes d'une neige épaisse. Néanmoins, la surface des parois couvertes par une épaisseur de neige >0,6 m se cantonne principalement sur les microreliefs favorables (vires par exemple). Les faces plus à l'est montrent des valeurs très proches entre les TAMSP_{mes} et TAMSP_{mod} et la correction du biais (0.1°C seulement) pour ces

faces n'apparaît pas utile. Sur les faces ouest le modèle surestime la TAMSP et la correction du biais pourrait alors être judicieuse pour obtenir des valeurs plus proches de la réalité.

Une correction des biais par exposition serait toutefois peu robuste au vu du faible nombre de points par exposition disponibles pour son calcul. Cette correction pourrait être envisagée avec un nombre suffisant de points de mesure par exposition pour assurer un calcul robuste (invariable avec de légères modifications de l'échantillon) du biais. De plus, le calcul du biais est lui aussi biaisé puisque les TAMSP_{mes} sont ajustées à la période de la modélisation, ce qui constitue une source d'erreur certaine.

4.3.1.2. Ajustement temporel de la TAMSP mesurée

Le calcul du biais intègre une étape d'ajustement des valeurs de TAMSP_{mes} à la période de la prédiction (Allen *et al.*, 2009). Cette opération suppose *a priori* que la variabilité interannuelle de la TAMSP repose uniquement sur les changements de TAMA puisque la différence entre la TAMA du modèle et celle au cours de l'enregistrement des TAMSP_{mes} est appliquée telle quelle au TAMSP_{mes} pour les ajuster aux TAMSP_{mod}. Néanmoins, l'analyse des *offsets* de surface calculés avec les TAMSP et la TAMA mesurées à l'Aiguille du Midi (Pub. 1) montre que leurs changements interannuels sont bien plus complexes : ils dépendent à la fois de des modalités d'enneigement et de la micro-météorologie.

Dans le cas où les variations de TAMSP dépendraient uniquement de la TAMA, l'*offset* de surface serait invariable au cours du temps pour un capteur donné. Or des différences allant jusqu'à 1,2°C ont été enregistrées pour l'*offset* de surface d'un même capteur sur la période d'observation (fig. 4 de la Pub. 1), les différences les plus fortes correspondant aux capteurs sous la neige. Le calcul du biais est donc basé sur des valeurs plus ou moins certaines du fait de l'approximation de la variabilité interannuelle de la TAMSP, ce qui remet en question l'intérêt d'une correction, et souligne à cette occasion, l'intérêt de mieux comprendre les effets variables de la neige.

4.3.2. Sources d'erreur dans TAMP et de l'*offset* de température

4.3.2.1. Réflexions préliminaires à l'évaluation de l'*offset* de température

À la différence de la température de surface qui peut être calibrée et évaluée à partir de paramètres topoclimatiques aisément quantifiables et des mesures directes relativement nombreuses, la modélisation statistique de la température sous la couche active (TAMP) doit rendre compte de processus plus complexes, et souffre encore du nombre restreint des mesures en profondeur pour la contraindre et l'évaluer. Les valeurs d'*offset* de température sont encore peu connues et il reste difficile de contrôler les valeurs injectées au modèle pour quantifier leur erreur.

Comme Boeckli *et al.* (2012b), la Publication 2 se base sur les valeurs proposées par Hasler *et al.* (2011a) pour obtenir la TAMP (fig. 4.15) à partir de la TAMSP (fig. 4.13). La définition de ces valeurs est une avancée majeure dans la quantification générale de l'*offset* de température, mais elle ne rend pas compte de sa variabilité en fonction des conditions locales de fracturation, d'enneigement et de topographie.

La température mesurée en profondeur dans les forages de l'Aiguille du Midi semble en partie contrôlée par les flux latéraux de chaleur du versant le plus chaud vers le plus froid (sect. 6.3 de

la Pub. 2). Cette influence est rendue visible par le gradient négatif de BH_S et positif de BH_N, tandis que BH_E présente des profils plutôt linéaires. Les valeurs suggérées par Hasler *et al.* (2011a), déterminées sur la base des effets de la fracturation et de la neige dans la couche superficielle (profondeur d'investigation de 0.5 à 3 m dans la roche) ne tiennent pas compte des effets 3D comme ceux observés à l'Aiguille du Midi sous la couche active. Une comparaison directe des valeurs de Hasler *et al.* (2011a) à celle de l'Aiguille du Midi présenterait alors peu de pertinence.

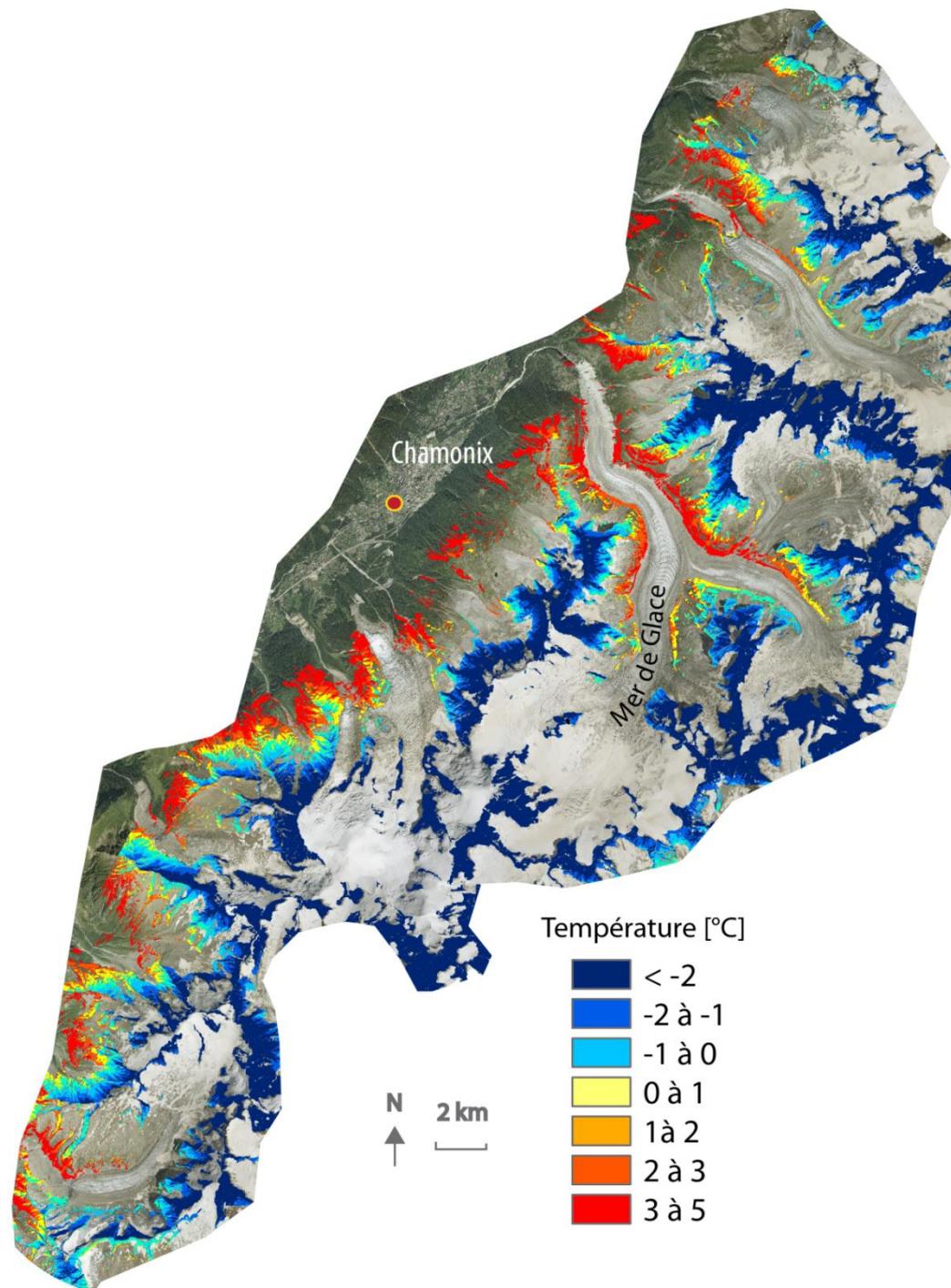


Figure 4.15. Carte de distribution de la température annuelle moyenne des parois sous la couche active [TAMP] (orthophotos/2008).

4.3.2.2. Contrôle de l'offset de température et de la TAMP modélisée

La détermination de la profondeur du toit du permafrost dans les parois rocheuses où la profondeur de couche active est hautement variable d'une face à l'autre est une difficulté majeure dans le calcul de l'offset de température. C'est pourquoi on ne peut utiliser le concept d'offset thermique (*thermal offset*, Burn et Smith, 1988) issu de la recherche sur le permafrost polaire (sect. 1.1.1.3.d), où les températures de surface et la profondeur de couche active varient peu dans l'espace et le temps. Dans les parois alpines, il est suggéré de déterminer arbitrairement une profondeur (Hasler *et al.*, 2011a) pour déterminer la TAMP qui sera soustraite à la TAMSP dans le calcul de l'offset de température.

Pour contrôler les valeurs d'offset de température injectées au modèle à 4 m de résolution (pub. 2), les enregistrements des capteurs à 0,3 (TAMSP_{mes}) et à 10 m (TAMP_{mes}) de profondeur des forages de l'Aiguille du Midi ont été choisis pour être comparés aux TAMSP_{mod} et TAMP_{mod}.

La comparaison des TAMP_{mod} et des TAMP_{mes} pour évaluer l'erreur de l'offset de température pose la question de l'ajustement des valeurs mesurées à celles de la période de la modélisation (1961-1990), à l'image du calcul du biais des TAMSPs (sect. 4.3.1.). Les valeurs mesurées n'ont pas été ajustées dans cette analyse. En effet, l'ajustement linéaire de la TAMP_{mes} à la TAMP_{mod} serait très incertain au vu de la variabilité des processus qui contrôlent la diffusion thermique (conduction, chaleur latente, circulation d'air ; chap. 3). Par ailleurs, les TAMSP_{mes} ne sont pas ajustées non plus, à la différence de la section 4.3.1, car les TAMSP_{mes} devraient également être ajustées pour garantir la pertinence du calcul de l'offset de température entre ces deux valeurs. La figure 4.16 montre les profils T(z) moyens disponibles à partir des relevés annuels complets de l'Aiguille du Midi (non ajustés à la période de la prédiction), et les points de TAMSP_{mod} et TAMP_{mod} aux emplacements les plus proches de ceux des forages sur le MNT à 4 m de résolution. Le tableau 4.4 affiche les valeurs d'offset de température calculées à partir des TAMSP_{mes} et des TAMP_{mes}.

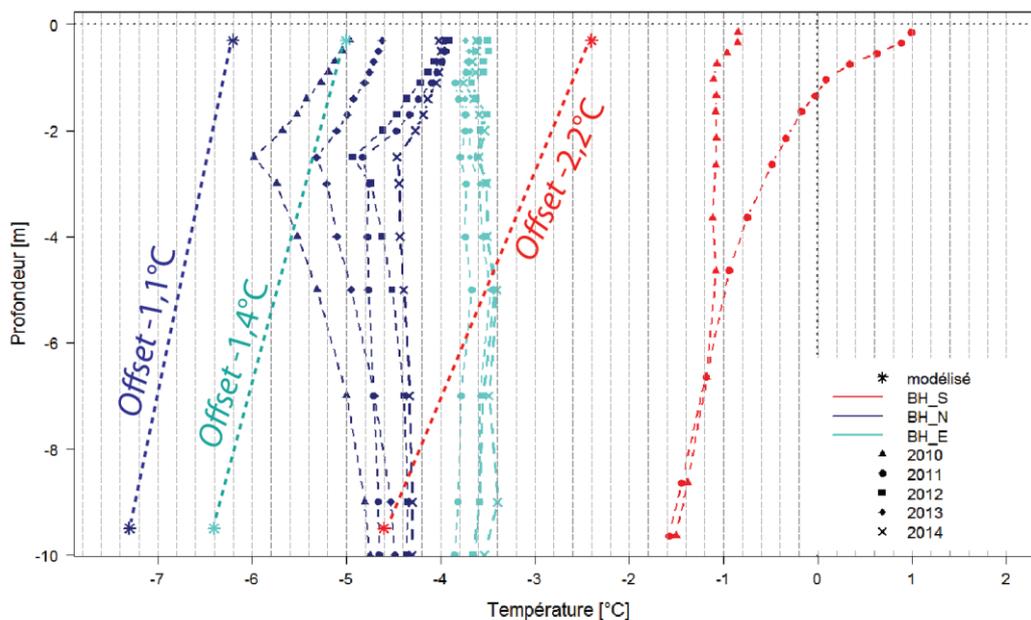


Figure 4.16. Profils T(z) de la moyenne annuelle de la température dans les forages de l'Aiguille du Midi et TAMSP et TAMP modélisées à leur emplacement.

	2010	2011	2012	2013	2014
BH_S	-0.7	-2.6			
BH_N	0.2	-0.8	-0.4	-0.1	-0.3
BH_E		-0.3	-0.2	0.1	-0.9

Tableau 4.4. Valeurs d'offset de température (°C) calculées pour les années complètes de relevés dans les forages de l'Aiguille du Midi.

L'offset de température calculé à partir des TAMSP_{mod} et TAMP_{mod} est légèrement plus important que celui mesuré à BH_N et BH_E, mais moins important à BH_S. Le premier constat met en évidence des valeurs mesurées à la fois positives et négatives, bien que les premières contredisent la théorie. L'effet de la fracture à 2,5 m de profondeur de BH_N est difficilement quantifiable car le gradient de température au-dessus et en-dessous de l'inflexion varie au cours du temps (sect. 6.3 de la pub. 1). Le profil au-dessus de l'inflexion est également affecté par l'accumulation de neige à l'emplacement du forage qui a un effet réchauffant. Le profil en-dessous de l'inflexion est quant à lui certainement influencé par la chaleur de la face sud. De plus, la variabilité interannuelle de ces offsets de température, de 1°C à BH_E et BH_N, mais de près de 2°C à BH_S montre les limites d'une généralisation de ces valeurs telles que celles injectées au modèle. La valeur extrême de -2,6°C à BH_S, toutefois en accord avec les valeurs proposées par Hasler *et al.* (2011a) pour cette exposition, résulte certainement de la combinaison des effets de la chaleur latente qui incline le profil (sect. 3.3.2.1 ; Williams et Smith, 1989), de la neige qui recouvre une large partie de cette face depuis l'automne jusqu'à la fin du printemps, et de la déperdition de chaleur induite par la face nord (gradient de température négatif, Pub. 3).

L'application de l'offset de température pour cartographier la TAMP élargit la différence entre les TAMP_{mes} et TAMP_{mod} qui atteint près de 2,8°C à BH_N (2010-2014) et à BH_E, et plus de 4,5°C à BH_S. Les TAMSP_{mod} sont bien plus froides que les TAMSP_{mes} non ajustées puisque les premières représentent les conditions de la période 1961-1990 et que les secondes ont été affectées par le réchauffement >1°C ces deux dernières décennies. En revanche, les différences de TAMP_{mes} et TAMP_{mod} apparaissent trop importantes pour se justifier uniquement par ce réchauffement de la température de l'air, et incluent donc l'effet de processus supplémentaires et notamment ceux des flux latéraux de chaleur.

Les TAMSP_{mod} sont plus représentatives des TAMP_{mes} malgré des valeurs modélisées significativement plus froides que les valeurs mesurées. Les TAMSP_{mod} semblent toutefois appropriées pour une approximation raisonnable (mais globalement plus froide) de la TAMP actuelle.

Les sorties du *rock model* comportent plusieurs sources d'erreur. Le biais moyen des TAMSP est tout à fait acceptable mais signifie que le modèle reste trop froid pour les faces sud quelles que soient les conditions. Sur les faces nord, les TAMSP_{mod} apparaissent légèrement plus élevées sauf pour les secteurs à manteau nival isolant. Cette constatation comporte toutefois une part d'incertitude liée à l'ajustement des valeurs de TAMSP_{mes} à celle de la période du modèle. La correction du biais n'apparaît alors pas judicieuse car elle suggère d'appliquer une correction

différente par exposition, et le nombre de points de mesure pour contraindre ce calcul est trop faible au vu de l'incertitude des valeurs utilisées. L'application d'un *offset* de température à la TAMSP pour obtenir la TAMP accroît l'erreur du modèle avec des valeurs de $TAMP_{mod}$ définitivement plus froides que les $TAMP_{mes}$. De plus, les flux latéraux de chaleur, essentiels dans la différence de température entre la surface et la profondeur, ne sont pas pris en compte dans la quantification générale de l'*offset* de température injecté au modèle. Ces erreurs ont des répercussions certaines sur le calcul de l'indice de permafrost, compensées en partie par la classification de l'indice sur la CIP-MB, et dont l'évaluation est discutée dans le Chapitre 5.

Conclusion du Chapitre 4

Depuis les débuts de la modélisation du permafrost alpin dans les années 1970 et sa cartographie dans les années 1990, les types de modèle se sont diversifiés. Le choix du type de modèle et de sa résolution spatiale et temporelle dépend du nombre de données disponibles pour le contraindre, des objectifs de la modélisation et des ressources numériques. Dans les parois rocheuses, le faible nombre de données disponibles depuis le début de leur instrumentation dans les années 2000, et la relative simplicité du système thermique ont d'abord conduit à développer des modèles numériques à base physique. Depuis l'homogénéisation des données disponibles sur le permafrost de paroi dans les Alpes dans les années 2010, les TAMSPs enregistrées ont pu être utilisées pour calibrer un modèle de la distribution du permafrost de paroi sur l'ensemble de l'arc alpin à une résolution de 30 m. Ce modèle a été appliqué sur les parois du massif du Mont Blanc sur la base d'un MNA d'une résolution de 4 m dans le but d'offrir une représentation plus réaliste de sa distribution à l'échelle locale. Notre étude met en évidence l'intérêt de la haute résolution spatiale pour cartographier le permafrost de paroi, du fait de sa grande sensibilité à la radiation solaire qui dépend directement de la topographie. Elle confirme de ce fait l'Hypothèse 2 (sect. 2.1.2.1).

L'application de ce modèle suggère la présence quasi-continue de permafrost, sauf dans les secteurs de roche très compacte non affectés par les effets refroidissants de la neige et de la fracturation, à partir de 2600 m en face nord et 3200 m en face sud, et à partir de 3000 m en face nord et 3600 m en face sud quelles que soient les conditions structurales. Du permafrost peut toutefois exister dans des secteurs isolés très fracturés et partiellement enneigés dès 1900 m en face nord et 2400 m en face sud.

Seule la sortie de TAMSP a pu être validée avec les enregistrements de l'Aiguille du Midi. La TAMP peut être évaluée mais le faible nombre de données disponibles pour cette évaluation la restreint significativement. Il apparaît que les $TAMP_{mod}$ sont tout à fait réalistes malgré une sous-estimation de la température des faces sud et une surestimation de la température des faces nord sans neige. Une analyse plus détaillée de la qualité du MNA utilisé pourrait aussi aider à mieux comprendre les sources d'erreur (sect. 7.2.3). En revanche, l'application d'un *offset* de température pour obtenir la TAMP (température sous la couche active) induit une erreur difficile à quantifier. L'*offset* de température du modèle n'est pas réellement représentatif de l'*offset* de température qui est mesuré à l'Aiguille du Midi et qui est en large partie contrôlé par les flux latéraux de chaleur. Il résulte de ces biais une carte d'indice de permafrost certainement trop optimiste (surestimation de la distribution du permafrost).

Summary of Chapter 5

Permafrost characterisation and validation of the distributed model by electrical resistivity tomography

This chapter presents the application and results of 8 Electrical Resistivity Tomography (ERT) transects chosen to evaluate the APIM and the CIP-MB. Ground resistivity mainly depends on the lithology, pore spaces, water saturation, and temperature, and significantly changes under freezing conditions (fig. 5.1). Electrical current is transported by ions in the electrolytic components of the ground water, which mobility is reduced with decreasing temperature. As geological parameters do not change over short time-scales, changes in measured ERT are mainly induced by changes in temperature. In bedrock pores, water does not freeze at 0°C but experiments a supercooling interval before the spontaneous freezing point (fig. 5.2). Temperature-resistivity relationship in hard rock has been described as an exponential function below the freezing point, but recent studies have shown that a bilinear relationship better represents the physics of hard rock. ERT consists in injecting electrical current through 2 electrodes (C1 and C2, fig. 5.4) and to measure the difference in potential through 2 other electrodes (P1 and P2, fig. 5.4). Electrodes are linked to a cable that is linked to the terrameter (fig. 5.5). Electrode settings (Wenner, dipole-dipole or Wenner-Schlumberger) depend on the ground specificities and the objectives of the survey. In mountain environment, the Wenner array is generally used (fig. 5.7) because it provides a better vertical resolution (depth), reaches deeper layers and lowers the measurement time. The electrode spacing is a compromise between the transect length and the resolution of the measurements. The terrameter measures resistances that are then converted into apparent resistivity, to calculate a pseudo-section of resistivity with an inversion process (using software such as RES2DINV) that minimizes the difference between measured and calculated pseudo-sections by an iterative process. Different inversion procedures can be applied using different parameters, leading to non-unique solutions in ERT inverted models. In periglacial environment, the robust inversion method is generally preferred against the smoothness constrain method as it better represents strong contrasts in resistivity (fig. 5.6) such as they occur between frozen and unfrozen bedrock. The topography is an important parameter of the model inversion as it can distort the resistivity values. Bi-dimensional approaches to obtain images of the ground resistivity (fig. 5.3) have been largely employed to validate permafrost distribution models. In this study, we chose 6 rock faces where we can expect contrasts between frozen and unfrozen rock according to the CIP-MB and APIM (fig. 1 and 2 of Pub. 3), and where access, safety and

vertical length of the transect were appropriate to perform ERT surveys. Site characteristics are detailed in table 1 of the Publication 3. For two sites: La Pendant and Les Charmoz, measurements were repeated in 2012 and 2013. Data were acquired (fig. 4 of the Pub. 3) using an ABEM LS terrameter with two 80-m-long cables and 32 electrodes with a 5-m spacing that yielded 160-m-long survey lines and a mean depth of investigation (MDOI) of ca. 25-m. A granite sample, corresponding to the lithology for 5 among the 6 sites was tested in a laboratory (TUM – Munich) to define the temperature-resistivity relationship. Freezing has been identified within the range 40-100 k Ω m that is temperature from 0 to -1°C (fig. 5 of the Pub. 3), and helped for a semi-quantitative description of field results. ARs were plotted against MDOI (fig. 6 of the Pub. 3) prior to invert data to check data quality and identify possible inversion artefacts. For all transects, except la Pointe Albert, AR gradients are positive and suggest permafrost occurrence with values >100 k Ω m. At La Pointe Albert, values oscillate around the transitional range. The ER Tomographies are displayed in fig. 7 of the Pub. 3 while fig. 8 shows model uncertainties and inverted models plus or minus the maximum uncertainty. Resistivity distributions show coherence with topographical settings: the highest values are recorded in the highest site (Le Gros Rognon) and the lowest values in the lowest site (La Pointe Albert). High resistivity gradients are observed in the sharpest crests whereas low gradients are visible in larger summits, which suggest the effect of the lateral heat fluxes in sharp crests. At La Pointe Albert, the permafrost body in the bottom portion is attributed to the effect of the high degree of fracturing and of the debris accumulations. Inconsistencies between site elevations and aspects with resistivity ranges are observed: for example, Les Grands Montets has lower values than Les Charmoz despite the first one is higher. This pinpoints possible control of the glacial environment: all sites surrounded by glaciers are warmer than expected according to topographical settings and permafrost maps. Year-to-year changes recorded in the two repeated profiles are coherent with climatic signal. Uncertainty plots show that the interpreted portions have low uncertainty (<10%). Higher uncertainties are induced by strong resistivity gradients, major topographical changes or high ground surface resistances. Comparison of ERT results against permafrost index maps demonstrates that the 30-m-resolution APIM is too coarse for validation whereas the 4-m-resolution CIP-MB is better adapted and can be validated with ERT. The CIP-MB is coherent with 2 sites not surrounded by glaciers whereas it is too optimistic for rock walls surrounded by glaciers. Glaciers are thus possibly influencing permafrost by inducing warmer conditions due to the reflexion and diffusion of solar radiations. Finally, one of the site was located in the poly-metamorphic basement: Les Rachasses. It has not been included in Publication 3 as it was not comparable to other transects and no laboratory testing was done on a gneiss sample. Except from the AR at the MDOI 2.5 m, the Rachasses AR gradient is globally lowering with increasing MDOI (fig. 5.10). AR values are at ca. 45 k Ω m. In the inverted model, the transition between frozen and unfrozen rock has been defined at 30 k Ω m based on values found in the literature. Permafrost may only be present in the top portion (fig. 5.11) and resistivity distribution is coherent with elevation. Except from the near surface, the inverted model contains low uncertainty (fig. 5.12). For this site, the permafrost index maps are too optimistic, which reinforces the hypothesis of the warming effect of glacial environment. Les Rachasses crest is highly foliated and raises questions about the effects of anisotropy in ERT results. It encourages to better understand the effects of ground discontinuity in such ERT surveys.

Chapitre 5

Caractérisation du permafrost et validation du modèle de distribution par tomographie de résistivité électrique

Ce chapitre présente les premières mesures subverticales de tomographie (ou imagerie) de résistivité électrique (ERT) en contexte de paroi à permafrost. Huit profils de 160 m de long sur six sites de paroi rocheuse entre 2810 et 3350 m d'altitude ont été acquis dans le massif du Mont Blanc au cours des automnes 2012 et 2013. Les mesures de terrain ont été complétées par une calibration des valeurs de température et de résistivité sur un échantillon du granite du Mont Blanc (constitutif de 7/8 sites) en laboratoire. L'analyse des images 2D de résistivité propose une interprétation de la distribution du permafrost et de ses facteurs de contrôles. L'interprétation des profils ERT est confrontée aux sorties du modèle de distribution du permafrost (chap. 4) pour l'évaluer à l'échelle locale. Les principes physiques et méthodologiques généraux de l'ERT sont présentés dans la première section. La deuxième section présente l'analyse de sept des huit mesures réalisées dans un l'article : « *Determination of warm, sensitive permafrost areas in near-vertical rockwalls and evaluation of distributed models by Electrical Resistivity Tomography* » soumis à la revue *Journal of Geophysical Research : Earth Surface* et publié en mai 2015. L'article est précédé d'un résumé et d'une fiche synoptique. Dans la troisième partie, le huitième profil (le seul dans la zone de métamorphisme du massif) est présenté, avec des éléments de discussion additionnels sur l'évaluation du modèle de distribution du permafrost et sur l'application de telles mesures en paroi alpine.

5.1. L'ERT et ses applications au permafrost alpin

Les méthodes électriques et électromagnétiques basées sur les changements des propriétés physiques du sol sont nombreuses. La résistivité électrique est la plus universellement applicable dans la recherche en domaine périglaciaire (Kneisel et Hauck, 2008). Depuis sa mise en place dans les années 1920 par les frères Schlumberger, elle a fait ses preuves pour détecter et caractériser le permafrost alpin. Avec le développement des logiciels d'inversion, les applications 2D de la méthode se sont largement développées.

5.1.1. Principes physiques de la résistivité électrique

5.1.1.1 Principes généraux

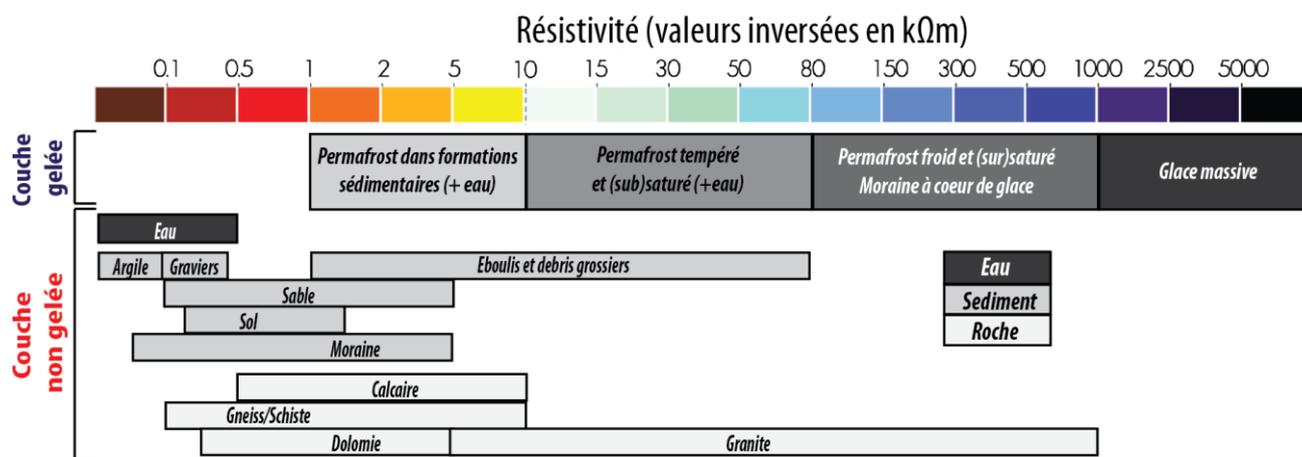
La résistivité est la capacité d'un matériau à s'opposer au passage d'un courant électrique. Elle est l'inverse de la conductivité électrique. Elle se définit par la résistance (R) d'un cube (1m^3) à un courant électrique d'intensité (I) et de potentiel (U), circulant de chacun de ses côtés. La loi d'Ohm définit :

$$U = R \times I \iff R = \frac{U}{I} \quad \text{Équation (5.1)}$$

U se mesure en Volt (V), R en Ohm (Ω) et I en Ampères (A).

La résistivité d'un sol dépend de plusieurs paramètres : sa minéralogie, sa porosité, sa quantité de sels minéraux dissous, ou sa saturation (Zhdanov et Keller, 1994). La plupart des matériaux sont isotropes, c'est à dire qu'ils ont la même résistivité dans toutes les directions. Cependant, la foliation et la fracturation induisent une anisotropie, et la résistivité est plus élevée lorsqu'il y a une discontinuité. La gamme de résistivité des éléments naturels qui composent la lithosphère est très étendue, de $<1\Omega\text{m}$ à plusieurs millions d' Ωm (fig. 5.1).

Figure 5.1. Valeurs de résistivité pour les éléments lithosphériques en contexte et hors-contexte de permafrost. (Bosson et al., 2014, modifié).



permafrost. (Bosson et al., 2014, modifié).

La circulation du courant électrique s'opère par les ions des électrolytes des sels minéraux dissous dans l'eau. Les roches sont des milieux semi-conducteurs et leur résistivité dépend de la porosité, du volume des pores, leur saturation et la résistivité de l'eau interstitielle. Archie (1942) a développé une loi empirique pour calculer la résistivité des roches saturées en eau (ρ_e)

en fonction de leur porosité (Φ), de l'espace des pores occupé par de l'eau liquide (S), de la résistivité de l'eau interstitielle (ρ_w), et de coefficients sans dimension n , m et a :

$$\rho_e = a\Phi^{-m}S^{-n}\rho_w \quad \text{Équation (5.2)}$$

La variabilité de la porosité n'est significative qu'à l'échelle des temps géologiques. Les changements de résistivité mesurés dans une masse rocheuse dépendent donc principalement de la résistivité de l'eau interstitielle (S et ρ_w). Les changements de température autour des points de fusion et de congélation modifient la viscosité de l'eau interstitielle, agissant sur la mobilité des ions et engendrant des changements de résistivité (Hauck *et al.*, 2011).

5.1.1.2. Principes dans un contexte de permafrost

Pour une température positive, la résistivité est une fonction linéaire de la température (Keller et Frischknecht, 1966). Pour une température négative, la résistivité dépend principalement du ratio entre eau gelée et non gelée. Du fait de la salinité et de la pression, l'eau interstitielle ne gèle pas exactement à 0°C. Cette surfusion qualifie l'intervalle de température négative pour lequel l'eau n'est pas encore gelée (fig. 6.2). Une augmentation significative de la résistivité a été observée au point de gel (Seguin, 1978 ; King *et al.*, 1988). Par une série de tests sur différentes roches, Krautblatter (2009) et Krautblatter *et al.* (2010) ont montré que la fonction exponentielle développée pour calculer la résistivité sous le point de gel (McGinnis *et al.*, 1973 ; Pearson *et al.*, 1983) ne représentait pas correctement la physique de la roche. La relation entre température négative et résistivité est plutôt linéaire, mais avec une plus forte pente que celle de la température positive. Il y a ainsi une relation bilinéaire entre la température et la résistivité. Le point de congélation spontanée (fig. 5.2), qui se traduit par une augmentation soudaine de la résistivité, se trouve généralement entre -1 et -2°C selon le type de roche. Un bref rappel historique de l'application de la résistivité électrique dans le permafrost alpin, des formations superficielles aux parois, est exposée dans l'encart 5.1.

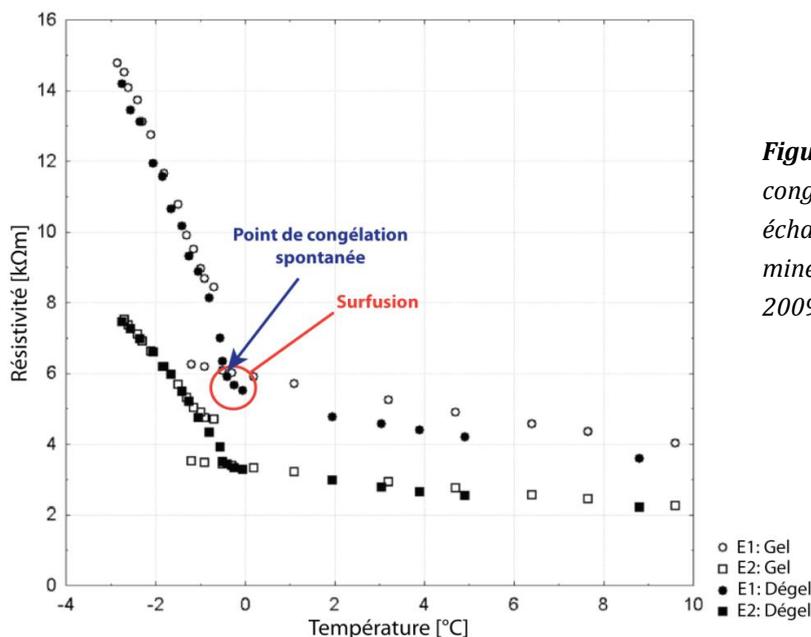


Figure 5.2. Surfusion et congélation spontanée d'un échantillon de paragneiss minéralisé (Krautblatter, 2009, modifié).

Encart 5.1 - La géoélectrique et l'étude du permafrost

Dès le début des études du permafrost alpin, les sondages géo-électriques 1D ont été fréquemment employés pour détecter la présence de permafrost sur des glaciers rocheux, moraines et éboulis (Fish et al, 1977). Les méthodes 2D (ERT) se sont ensuite largement répandues grâce au développement des logiciels d'inversion (Hauck et Vonder Mühl, 2003a). Nombre de ces études ont utilisé la résistivité électrique pour vérifier des modèles de distribution en considérant une augmentation brutale de la résistivité comme indicateur de permafrost. Les approches 1D détectent un terrain par une augmentation de la résistivité marquant la profondeur de couche active, et une baisse de la résistivité sous le corps de permafrost (fig. 5.3a, b). Avec l'ERT, il est possible de visualiser la variabilité du permafrost le long de la ligne d'acquisition (fig. 5.3c).

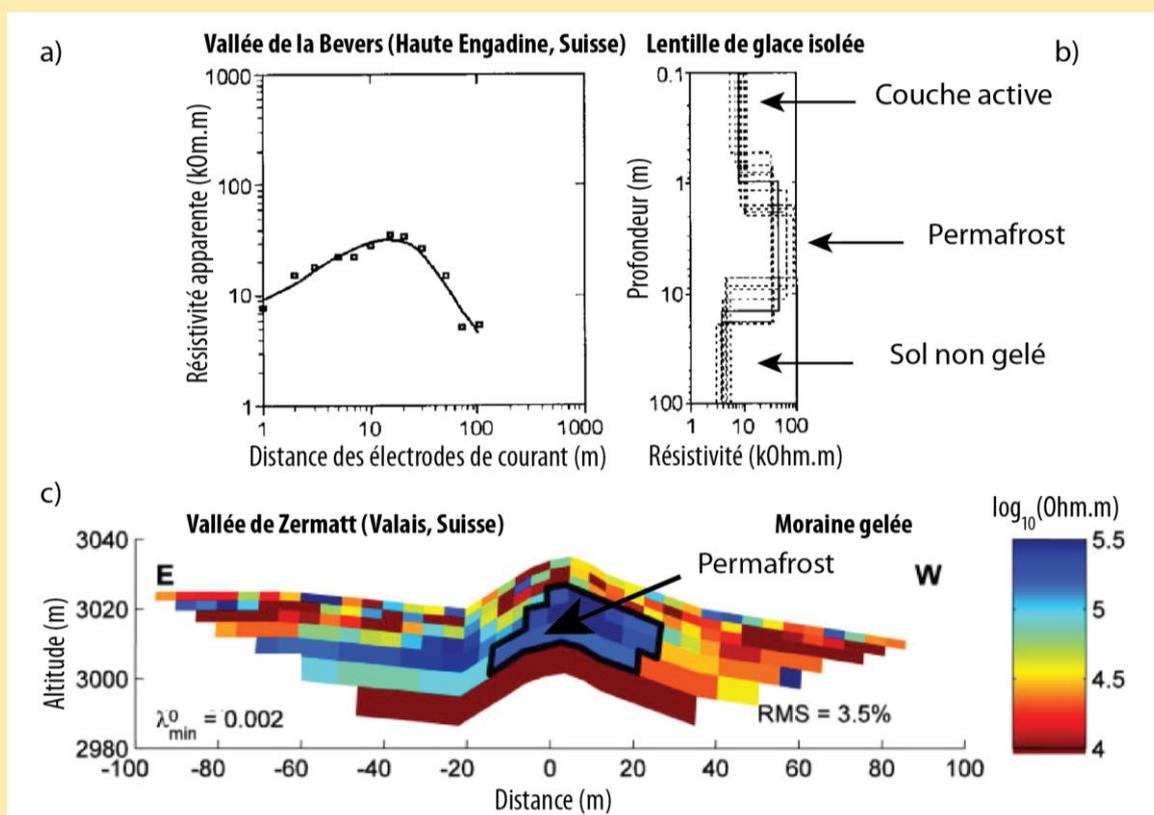


Figure 5.3. Exemples de (a) mesures de résistivités apparentes, (b) de modèle vertical 1D (Kneisel et al., 2000, modifié), et (c) de pseudo-section 2D (Hauck et al., 2003, modifié).

Dans certaines études, une calibration de la température et de la résistivité a été réalisée pour aider à l'interprétation quantitative des résultats à partir de forages thermiques dans le terrain étudié, ou à partir d'échantillons de terrain en laboratoire (Haeberli, 1985 ; Assier et al., 1996 ; Vonder Mühl et al., 1996 ; Delaloye, 2004 ; Krautblatter et al., 2010).

Les premières applications en paroi rocheuse ont été réalisées par Sass (2003), d'abord pour mesurer le degré d'humidité des roches dans leur partie superficielle, avant les premières applications en contexte de paroi à permafrost (Krautblatter et Hauck, 2007). Ces mesures sont également utilisées pour suivre l'évolution du permafrost et de la couche active avec des installations de monitoring (Hauck, 2002).

5.1.2. Principes méthodologiques de l'ERT

5.1.2.1. L'acquisition des données

L'ERT consiste à injecter un courant électrique à la surface du terrain *via* deux électrodes (C1 et C2) et d'en mesurer la différence de potentiel par un second dipôle (P1 et P2). Dans le cas d'un matériau homogène et isotrope, la résistivité mesurée correspond à la résistivité vraie du terrain ; mais pour les milieux hétérogènes, le concept de résistivité apparente est utilisé (Kunetz, 1966). À partir des valeurs d'intensité (I) et de tension (V) du courant électrique injecté, qui sont des valeurs connues, la résistivité apparente (ρ_a) peut être calculée :

$$\rho_a = \kappa R \quad \text{Équation (5.3)}$$

avec κ le facteur géométrique déterminé par le positionnement des différentes électrodes entre elles (fig. 5.4) et R la résistance (éq. 5.1).

Plusieurs dispositifs d'électrodes ont été mis au point, pour répondre aux différentes natures de terrain et aux différents objectifs d'étude. Dans l'étude du permafrost, les dispositifs en Wenner, Wenner-Schlumberger, et Dipôle-dipôle (fig.5.4) sont les plus employés (Kneisel et Hauck, 2008).

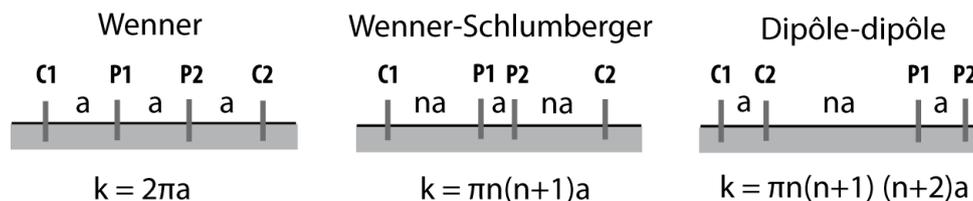


Figure 5.4. Dispositifs de mesure les plus couramment utilisés pour l'imagerie électrique du permafrost.

L'acquisition des données requiert un certain nombre d'électrodes, sous forme de tiges métalliques lorsque qu'il est possible de les insérer dans le substratum (entre des blocs rocheux ou dans un sol meuble). Dans les parois alpines, l'utilisation de vis en acier inoxydable est privilégiée (Krautblatter et Hauck, 2007). Celles-ci sont fixées avec des pinces-crocodiles à des câbles, reliés à un résistivimètre qui injecte le courant et calcule la différence de potentiel (fig. 5.5). Le résistivimètre est piloté par ordinateur s'il ne dispose pas de disque dur pour programmer la séquence de mesure, et est alimenté par batterie externe. Dans le milieu minéral, typique des surfaces périglaciaires, le contact électrique des électrodes avec le substratum est généralement difficile car celui-ci présente une forte résistance. Il est donc recommandé de mettre des éponges imbibées d'eau salée autour des électrodes (Marescot *et al.*, 2003). Dans les milieux rocheux compacts, qui privilégient l'utilisation de vis comme électrode, l'enduction des vis avec une graisse conductrice avant de les insérer dans la roche, en plus de la pulvérisation d'eau salée, s'est montrée satisfaisante (Krautblatter et Hauck, 2007).

Pour une mesure 2D, plusieurs quadripôles d'électrodes sont nécessaires, répartis le long de la ligne d'acquisition. La longueur de cette ligne est définie par le nombre d'électrodes utilisées, qui dépend notamment de la longueur des câbles et de leur conception (nombre de contacts possibles), et de l'intervalle inter-électrodes, qui est lui contraint par le choix du compromis entre d'une part la longueur et la profondeur d'investigation, et d'autre part la résolution de la

mesure. Plus les électrodes sont espacées, plus le profil sera long et la profondeur d'investigation grande (enc. 5.2.), mais la résolution sera plus médiocre. Ce choix est donc guidé par la priorité des questions de recherche : visibilité spatialement large ou à haute résolution. La prise de mesure par un dispositif Wenner est exposée dans l'encart 5.2.



Figure 5.5. Matériel nécessaire à l'acquisition d'un profil électrique 2D : exemple d'application au Steintälli (Vallée de Turtmann, Valais Suisse).

En montagne, le dispositif Wenner est généralement privilégié car il atteint une profondeur plus importante que d'autres dispositifs et offre une bonne résolution verticale (profondeur) de la structure étudiée (Barker, 1989). Il requiert un nombre de points de mesure inférieurs aux autres dispositifs pour réaliser une mesure complète, et raccourcit donc le temps de mesure. Une description des caractéristiques de chaque dispositif est proposée par Loke (2004), et celle de l'application de ces différents dispositifs selon les terrains d'étude, par Kneisel *et al.* (2003).

5.1.2.2. Pseudo-sections et modèle inverse

Les mesures de résistance du sol sont d'abord converties en une pseudo-section de ρ_a mesurée à partir de l'Équation 3 par un processus d'inversion des données qui résout la relation complexe entre les deux valeurs, et produit un modèle sous forme d'une coupe 2D (pseudo-section calculée, fig. 5.6). Cette pseudo-section représente la résistivité d'un terrain homogène. Le modèle inversé résulte du processus itératif qui vise à réduire la différence entre la pseudo-section mesurée et celle calculée. Le modèle inversé rend compte de la distribution verticale (profondeur) et horizontale (le long du profil) de la résistivité du terrain mesuré. L'algorithme d'inversion vise à minimiser l'erreur de la somme des écarts au carré entre ρ_a et la résistivité calculée par la méthode des moindres carrés et une procédure itérative. L'algorithme d'inversion par « contrainte adoucie » (*smoothness constrain*) force les valeurs du modèle à changer en douceur. L'inversion robuste (*robust inversion* ; Claerbout et Muir, 1973) minimise plutôt la différence absolue entre les valeurs de résistivité et représente ainsi bien mieux les transitions abruptes entre les différents champs de résistivité (fig. 5.6). Cette dernière convient de ce fait mieux aux terrains périglaciaires caractérisés par de forts contrastes de résistivité.

Comme la plupart des méthodes géophysiques, le modèle de résistivité n'est pas sans ambiguïté et répond au principe de non-unicité : il dépend de la qualité des données, de la géométrie de la mesure et du choix des paramètres d'inversion (Kneisel et Hauck, 2008). Un nombre d'itération trop élevé tend à « sur-ajuster » le modèle : les contrastes de résistivité augmentent sans réduire l'erreur (Hauck et Vonder Mühl, 2003b ; Kneisel et Hauck, 2008).

Le relief de la surface peut significativement distordre les ρ_a mesurées (Tsourles *et al.*, 1999). Le logiciel Res2DInv (Loke et Barker, 1996) permet d'intégrrer cette topographie (Loke, 2004) en utilisant un maillage distordu à éléments finis, qui considère autrement une surface plane. Autre méthode particulièrement utile pour la procédure d'inversion : l'affinement du modèle réduit la taille des cellules, autrement régie par l'espacement inter-électrodes, et pallie les possibles distorsions induites par les forts contrastes de résistivité près de la surface.

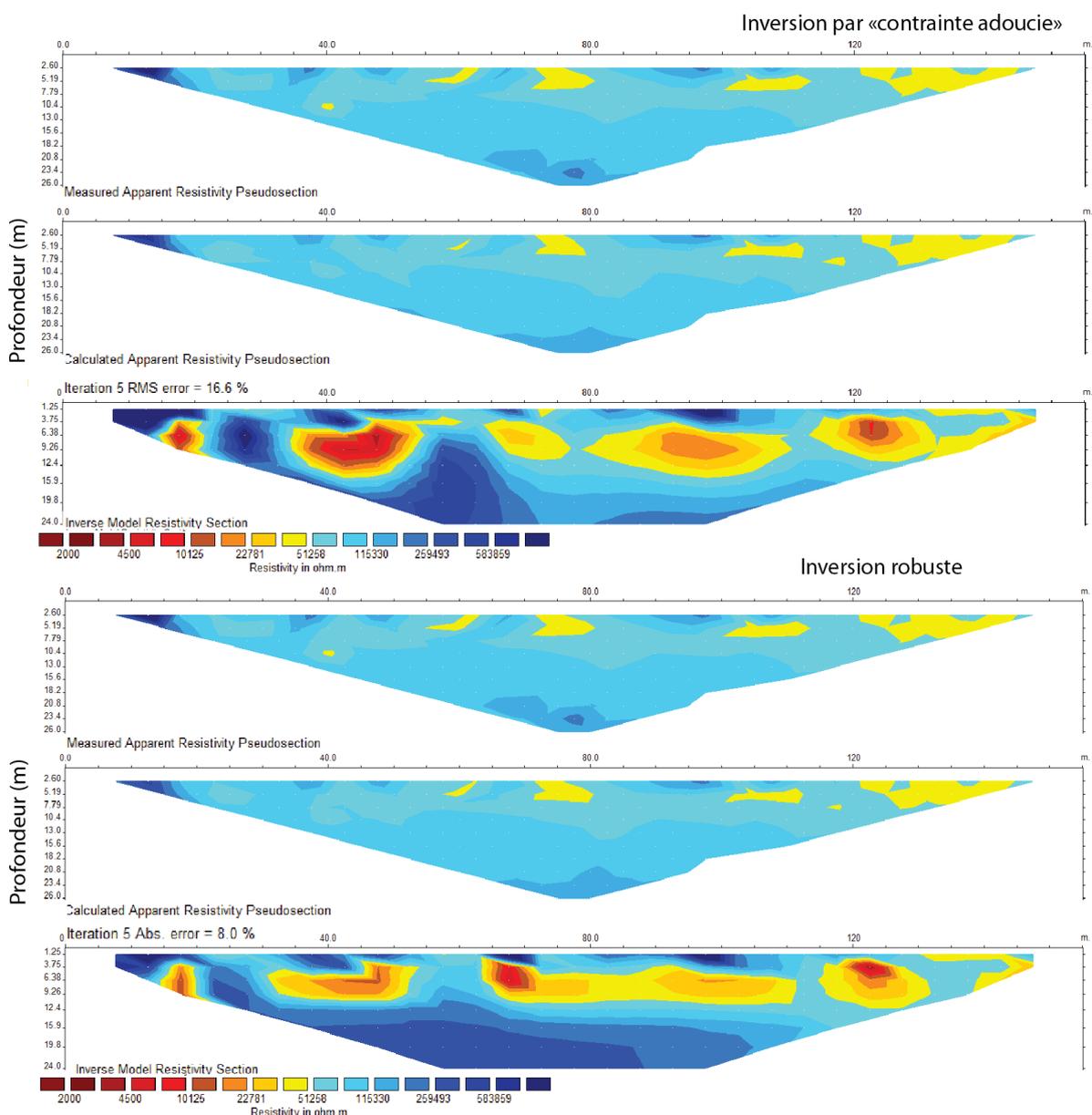


Figure 5.6 Exemple de pseudo section de résistivité mesurée, calculée et de modèle inversé pour une inversion « adoucie » et « robuste » (profil de paroi rocheuse, 3000 m, massif du Mont Blanc, octobre 2012).

Encart 5.2 - Acquisition de données en dispositif Wenner

Au cours de la mesure, les électrodes sont combinées en quadripôles à partir du câble le long de la ligne d'acquisition, relié à une boîte de commutation sur le résistivimètre qui sélectionne automatiquement les quadripôles de mesure. La mesure est d'abord réalisée avec un espace de $1a$, pour tous les quadripôles existants, puis avec un espace de $2a$, puis de $3a$, etc. (fig.5.7) selon le nombre d'électrodes. Le nombre de points de mesure décroît avec l'espacement tandis que la profondeur (niveau d'acquisition) augmente. Cette acquisition de données permet de construire la pseudo-section de résistivité apparente (ρ_a) en interpolant les points de mesure pour tracer les lignes d'isoresistivité apparente.

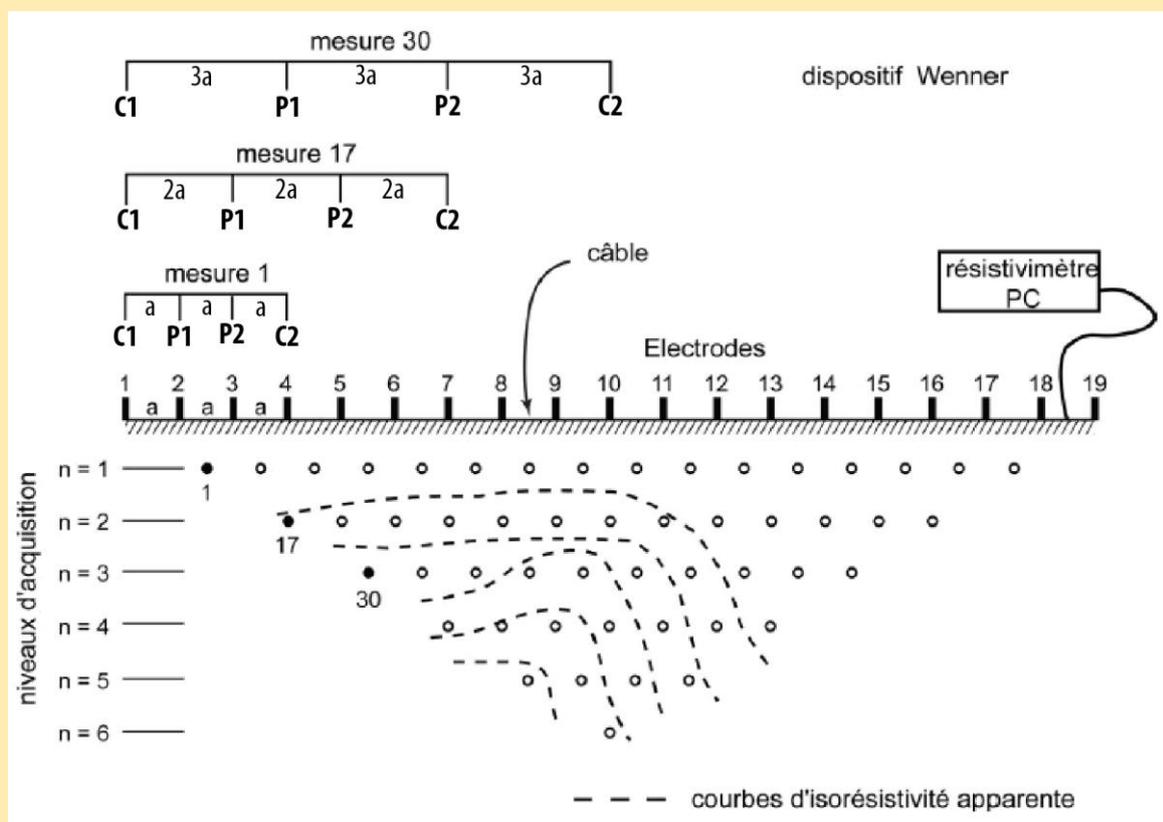


Figure 5.7. Acquisition de données en dispositif Wenner pour construction d'une pseudo-section de ρ_a . (Marescot, 2006, modifié).

Ces points de mesure sont ensuite reportés à l'aplomb de la pseudo-section de ρ_a . Cette dernière donne une image très approximative de la répartition des résistivités dans un milieu. Les contours des ρ_a dépendent du dispositif d'acquisition. Le dispositif dipôle-dipôle couvre une plus grande zone sur le plan horizontal que le dispositif Wenner, qui atteint une profondeur d'investigation plus grande. Cette pseudo-section ne peut être interprétée, elle permet de mettre en évidence les points de mesure erronés (résistivité extrêmement haute ou basse) et de nettoyer ainsi le jeu de données avant son inversion (suppression des mauvais points). Dahlin et Loke (1998) discutent les questions de résolution de la mesure pour différents contextes géologiques en dispositif Wenner.

Le gel de l'eau interstitielle se traduit par une augmentation soudaine des valeurs de résistivité. Les sondages géoélectriques apparaissent de ce fait particulièrement adaptés pour la détection du permafrost et ont été largement employés dans les études périglaciaires. Avec le développement des méthodes 2D et des logiciels d'inversion, l'ERT s'est montrée particulièrement utile pour la cartographie et la caractérisation du permafrost. Bien que cette méthode ait été récemment appliquée sur des parois rocheuses, aucune étude connue ne présente à ce jour des mesures sur des parois subverticales de haute montagne. Notre étude présente la mise en place et l'adaptation de l'ERT à ce contexte, les premiers résultats obtenus, et l'utilité de ceux-ci pour l'évaluation, voire la validation, du modèle présenté dans le Chapitre 4.

5.2. Résumé des mesures et résultats de l'ERT

Cette section résume la Publication 3: « *Determining warm, sensitive permafrost areas in near-vertical rockwalls and evaluation of distributed models by electrical resistivity tomography* » soumise à *Journal of Geophysical Research : Earth Surface* en septembre 2014 et publié en mai 2015. Sept profils géoélectriques sur cinq sites de permafrost *a priori* sensible, c'est-à-dire proche de 0°C et prédisposés à la déstabilisation sous l'effet du changement climatique (Verleysdonk *et al.*, 2011) ont été réalisés. Les mesures ont été réalisées en octobre 2012 et septembre 2013 ; elles ont été répétées deux années de suite sur 2 des 5 sites. Les mesures de terrain ont été complétées par une étude en laboratoire sur un échantillon de granite du Mont Blanc afin de calibrer la relation entre la température de la roche et sa résistivité. L'interprétation semi-quantitative des profils a pour objectif de caractériser la distribution du permafrost au regard de la connaissance actuelle sur le contrôle topoclimatique (Noetzli *et al.*, 2007) et sur les effets de la neige et de la fracturation (Hasler *et al.*, 2011a). Elle vise également à discuter de la validation des cartes de distribution du permafrost à 30 m de résolution (APIM ; Boeckli *et al.*, 2012b) et à 4 m de résolution (CIP-MB ; chap. 4). Cette démarche pose les questions de recherche suivante :

- ***L'ERT peut-elle montrer la distribution et les changements interannuels du permafrost à l'échelle d'une paroi alpine?***
- ***Est-ce qu'elle confirme la domination du contrôle climatique et les effets globalement refroidissants de la neige et de la fracturation ?***
- ***Est-ce que les données ERT peuvent servir à la validation de modèles distribués du permafrost de paroi alpine ?***

5.2.1. Choix et caractéristiques des sites de mesure

Cette section résume les sections 2.3 et 2.4 de la Publication 3. La section 2.1 présente les caractéristiques du massif du Mont Blanc décrites dans la section 2.1 et dans le Chapitre 2 (sect. 2.2). La section 2.2. de la Publication 3 résume la modélisation du permafrost dans le massif présentée dans le Chapitre 4. Les cinq sites sélectionnés et les indices de permafrost proposés par l'APIM et la CIP-MB à leur emplacement sont montrés dans les figures 1 et 2 (Pub. 3). Ils ont été sélectionnés à partir de l'APIM et de la CIP-MB : les secteurs pouvant correspondre à la transition absence/présence du permafrost d'abord indiqués par une classe d'indice de 0,1 à 0,5, puis de 0,5 à 0,9, voire les marges inférieures de l'indice >0,9 ont été considérés pour l'application de l'ERT. Bon nombre de ces secteurs se situent dans la zone de polymétamorphisme du massif, et par souci de comparabilité des profils, les mesures dans cette zone ont été limitées. Un seul profil a été acquis dans cette zone et a été exclu de l'article puisqu'il n'est pas directement comparable aux cinq autres sites situés dans un environnement granitique. Il est présenté dans la section 5.3.

Les sites choisis ont des expositions diverses, du NW au SE, avec une gamme altitudinale de 2810 à 3350 m (sommet des profils), des conditions variables (fracturation, accumulation de neige), et des morphologies différentes (arête, pyramide, etc.). Le tableau 1 de la Publication 3 résume leurs caractéristiques. Les mesures ont été réalisées sous des conditions météorologiques variables (fig. 3 de la Pub. 3). Ces deux années étaient dans la moyenne de la

période 1993-2012, pour laquelle la température annuelle moyenne de l'air était de +6,6°C à Chamonix (1042 m), mais 2012 était 0.5°C plus chaude que 2013.

5.2.2. Méthodes : acquisition, traitement des données et validation du modèle de permafrost

Cette section résume la section 3 de la Publication 3. Les données de résistivité ont été collectées sur le terrain à l'aide d'un résistivimètre ABEM LS et d'une approche adaptée aux contraintes des parois alpines (Krautblatter et Hauck, 2007). Les campagnes de mesure ont été soumises à une organisation rigoureuse afin de répondre aux difficultés induites par la haute résistance du substratum rocheux et par la verticalité de l'installation. Des mesures en laboratoire ont été réalisées sur un bloc de granite du Mont Blanc pour interpréter les mesures de terrain de manière semi-quantitative : identification de zones gelées, non gelées et transitoires.

Un résistivimètre ABEM LS (<http://www.abemfrance.eu/fr/produits/resistivite/65-terrameter-ls>) a été utilisé pour les deux types de mesure, combiné à un gigaohmmètre en laboratoire afin d'acquérir des données dans les hautes résistivités. Sur le terrain, l'intervalle inter-électrodes de 5 m a permis d'atteindre la plus grande profondeur d'investigation possible aux dépens de la haute résolution spatiale (résolution minimum de 2,5 m). En effet, la profondeur d'investigation était à privilégier pour répondre aux questions de l'étude, alors qu'une plus haute résolution spatiale aurait été par exemple nécessaire pour investiguer la profondeur et l'évolution de la couche active. Avec deux câbles de 80 m chacun, les profils faisaient 160 m de long pour 32 électrodes, avec une profondeur >25 m, bien au-delà de l'épaisseur de la couche active. Du fait de la difficulté d'obtenir un contact à certaines électrodes, jusqu'à trois électrodes ont dû être ignorées pour prendre la mesure, réduisant ainsi le nombre points de mesure. Une configuration en Wenner (enc. 5.2) a été utilisée conformément aux recommandations pour de tels milieux (Kneisel, 2006), avec 155 points de mesure par profil lorsque toutes les électrodes avaient un contact électrique. La topographie a été mesurée à l'aide d'un laser TruPulse (précision : ± 30 cm, $\pm 0,25^\circ$, résolution : ± 10 cm, $\pm 0,1^\circ$) ou à partir de cartes topographiques (IGN Top 25). Les câbles multi-conducteurs ont été enfilés (fig. 4a de la Pub. 3) avec les pinces crocodiles scotchées, et ont été déroulés progressivement par deux personnes (E. Malet, L. Ravel et guides de la compagnie de Chamonix) descendant en rappel le long de la paroi à mesure que les électrodes ont été installées.

Pour les mesures en laboratoire, un bloc rocheux de 45×30×20 cm a été immergé jusqu'à saturation, puis emballé dans un film plastique afin d'atteindre les conditions proches de l'environnement naturel (Sass, 1998), en suivant la procédure décrite par Krautblatter *et al.* (2010). Quatre quadripôles en Wenner aux électrodes espacées de 8 cm ont été installés sur le bloc placé dans un compartiment froid (fig. 4b de la Pub. 3). Deux thermomètres ont été insérés dans le bloc de granite, et un troisième à l'air libre du compartiment afin d'éviter les forts gradients thermiques (stratification) et garantir ainsi l'homogénéisation du changement de température au sein du bloc rocheux. L'inversion des données a été réalisée avec le logiciel Res2DInv (Loke et Barker, 1996) en utilisant la méthode robuste et un affinement de l'espace inter-électrodes (2,5 m) afin de palier les difficultés induites par les forts gradients de résistivité, typiques de ce milieu (sect. 5.1.2.2).

Pour juger de la qualité des données, l'incertitude des modèles inversés a été calculée avec les outils de RES2DInv 3.32 qui spatialise le pourcentage d'incertitude dans la pseudo-section. Les modèles inversés avec le maximum et le minimum d'incertitude ont également été calculés. L'erreur résiduelle de la procédure d'inversion par les moindres carrés (*RMS error*) n'est pas pertinente pour juger de l'incertitude d'un profil d'une paroi à permafrost (Krautblatter, 2010) car les forts gradients de résistivité et l'anisotropie de la masse rocheuse amplifient l'erreur. Elle est comprise entre 3,5% aux Grands Montets et 12,2% aux Charmoz 2013.

Le concept de validation utilisé dans cette étude est défini dans la section 3.3. (Pub. 3) et 2.3.1.3. de ce manuscrit. La validation consiste ici à évaluer la cohérence entre les indices de permafrost fournis par l'APIM et la CIP-MB, et la distribution du permafrost suggérée par les modèles inversés de résistivité.

5.2.3. Résultats

Les résultats de l'étude sont exposés dans la section 4 de la Publication 3. La calibration de la température et de la résistivité réalisée en laboratoire (Université Technique de Munich, Allemagne) couvre un intervalle de température de 15°C à -1°C (fig. 5 de la Pub. 3). De plus, les basses températures induisent une résistivité trop élevée pour les capacités du résistivimètre, même couplé à un gigaohmmètre. Pour une température positive, la résistivité augmente de 4% à chaque baisse de 1°C. La résistivité de la roche augmente significativement à partir de 40 kΩm pour atteindre >100 kΩm à -1°C. Ces valeurs sont cohérentes avec les études de Mellor (1973) sur le granite de Barre mais le granite du Mont Blanc présente des valeurs plus élevées.

Les résistivités apparentes (AR) mesurées sont représentées en fonction de la profondeur moyenne d'investigation (MDOI) (Edwards, 1977) dans la figure 6 de la Publication 3, afin de réaliser une première vérification de la qualité des données et de détecter de possibles artefacts dans les modèles de résistivité après inversion (Marescot *et al.*, 2003). La moyenne des ARs enregistrées pour un point de MDOI entre 60 m et 120 m de distance horizontale (surface) est reportée avec des barres d'erreur correspondant à l'écart moyen autour de cette moyenne. Les courbes d'AR en fonction de la MDOI sont ensuite décrites en considérant (i) le gradient d'AR, (ii) sa variabilité pour une même MDOI (sur la base des barres d'erreur), et (iii) les changements interannuels pour les deux profils répétés en 2012 et 2013.

L'ensemble des sites sauf la Pointe Albert présente un gradient d'AR positif au moins à partir de la MDOI 7,5 m. L'AR des Grands Montets est remarquablement uniforme contrairement au Gros Rognon qui montre d'importants écarts moyens. Pour Les Charmoz et La Pendant, les ARs de 2013 sont globalement plus élevées qu'en 2012 jusqu'à environ 20 m de profondeur, alors qu'elles sont moins élevées en-dessous.

La distribution des résistivités des modèles inversés est observée à partir de la figure 7 (Pub. 3) en fonction de leur échelle de valeurs, du gradient altitudinal et en profondeur. Les modèles inversés couvrent un large éventail de valeur de résistivité pour chacun des sites, de <10 kΩm à plusieurs centaines de kΩm. Au Grands Montets, au Gros Rognon, aux Charmoz 2012 et à la Pendant 2012 et 2013, les plus hautes résistivités (>100 kΩm) calculées en profondeur se trouvent au sommet du profil. À la Pointe Albert elles se trouvent plutôt dans les 2/3 inférieur du profil. Pour l'ensemble des sites (sauf Les Charmoz 2013) une couche de plus faibles résistivités est calculée au-dessus de la couche de haute résistivité. Les changements

interannuels sont considérés en pourcentage et sont similaires aux Charmoz et à La Pendant avec une augmentation de 50 à 100% des valeurs de résistivité dans les secteurs superficiels et une réduction du même ordre en profondeur. La distribution de ces changements est toutefois spécifique à chacun de ces sites.

Les pseudo-sections d'incertitude (fig. 8 de la Pub. 3) montrent des valeurs proches de 0% en profondeur de chacun des profils. Les valeurs les plus élevées, de 25-30% d'incertitude, sont calculées pour les couches superficielles du Gros Rognon, des Charmoz et de la Pointe Albert. Néanmoins, les modèles avec le minimum et maximum d'incertitude ne suggèrent qu'une légère différence dans la distribution des résistivités.

5.2.4. Interprétation et discussion

Les résultats sont discutés dans la section 5 de la Publication 3. Les mesures réalisées en laboratoire sont interprétées puis les sources d'erreur possibles dans les mesures sont discutées. Les résistivités apparentes et les modèles inversés sont discutés pour évaluer l'APIM et la CIP-MB.

La calibration de la température et de la résistivité de la roche montre une relation bilinéaire de ces variables dont l'inclinaison s'accroît remarquablement sous le point de gel. La transition entre le gel et le non gel s'opère progressivement entre 50 et 100 k Ω m. Cette calibration confirme les études récentes (Krautblatter, 2009 ; Krautblatter *et al.*, 2010) qui montrent une relation bilinéaire et non exponentielle de la température et de la résistivité, contrairement aux conclusions des études des années 1970 (Mellor, 1973). La valeur conservatoire de 80 k Ω m est utilisée pour définir la transition entre présence et absence du permafrost et l'échelle de couleur des modèles inversés.

Cinq sources d'erreur ont été identifiées et attribuées aux incertitudes calculées dans les modèles inversés : (i) la forte résistance à la surface des parois, possiblement induite par le regel nocturne, (ii) les forts gradients de résistivité (Marescot *et al.*, 2003 ; Hilbich *et al.*, 2008), (iii) la non considération de la microtopographie dans les modèles inversés, (iv) les changements majeurs dans la topographie et (v) l'anisotropie des masses rocheuses due à la fracturation (Krautblatter *et al.*, 2010).

D'après les mesures en laboratoire, le permafrost est identifié pour des valeurs >100 k Ω m. Les ARs les plus élevées (>200 k Ω m) enregistrées en profondeur (>10 m) se trouvent au site le plus élevé (Le Gros Rognon). Les valeurs les plus basses sont enregistrées au site le moins élevé (La Pointe Albert). L'ensemble des profils suggère principalement un permafrost de type chaud. Néanmoins, des incohérences avec le contrôle topographique sont détectées: La Pendant et Les Grands Montets ont des ARs dans la gamme de La Pointe Albert bien que ces deux premiers sites soient plus élevés et plus à l'ombre que celui-ci. Ils sont tous les deux entourés de glaciers qui peuvent réchauffer les parois alentours par l'augmentation du rayonnement réfléchi et diffus (PERMOS, 2013), au contraire de la Pointe Albert. De même, l'accumulation saisonnière de neige aux Grands Montets peut engendrer des conditions plus chaudes (Hanson et Hoelzle, 2004) que dans les parois nues. Les différences de gradient d'AR sont attribuées aux différences de largeur des sommets et des flux latéraux de chaleur relatifs qui en résultent (Noetzli *et al.*, 2007): faible gradient au large sommet des Grands Montets *versus* fort gradient à la crête escarpée du Gros Rognon. Les faibles ARs à proximité de la surface des Grands Montets sont possiblement dues à

l'isolation thermique de la neige qui s'est déposée après une période chaude et juste avant la mesure (fig. 5.6) alors que les fortes ARs à proximité de la surface des autres sites peuvent être un effet du regel nocturne. Les écarts moyens élevés observés sur certains sites (Gros Rognon notamment) sont sans doute dus aux hétérogénéités topographiques et des conditions de surface le long des profils.



Figure 5.8. Face des Grands Montets le jour de la mesure le 11.10.2012.

Les changements entre 2012 et 2013 observés à La Pendant et aux Charmoz sont cohérents avec le signal climatique : l'hiver 2012-2013 a été plus froid que le précédent (fig. 3 de la Pub. 3), ce qui explique sans doute l'augmentation des résistivités jusqu'à environ 20 m de profondeur, alors que la baisse des résistivités au delà de 20 m peut être une réponse à un réchauffement pluriannuel.

Sur les modèles inversés, les corps de permafrost sont identifiés en profondeur. Ils se situent dans la partie supérieure du profil au Gros Rognon, aux Grands Montets, à La Pendant et aux Charmoz 2012, en accord avec le contrôle altitudinal. Dans la partie supérieure du profil du Gros Rognon et les 2/3 inférieurs du profil de La Pointe Albert, ils sont attribués à l'effet de la face nord opposée (Noetzli *et al.*, 2007). Les Grands Montets et Les Charmoz ne montrent pas de gradient positif malgré une face sud opposée à celle de la mesure. La largeur de la crête est certainement responsable de ces différences de gradients. Le sommet du Gros Rognon est particulièrement étroit à l'inverse des Grands Montets beaucoup plus large par exemple. À La Pendant des influences mixtes de la face sud plus chaude et de la face NE plus froide rendent difficile l'interprétation des profils. Le corps de haute résistivité enregistré au pied de La Pointe Albert est attribué à l'effet combiné des blocs, des fractures et de l'ombre dans ce couloir plus à l'ombre que le sommet du profil. Les faibles résistivités observées dans les couches

superficielles (au-dessus des corps de haute résistivité interprétés comme permafrost) sont interprétées comme couches actives. L'épaisseur de cette couche à La Pendant (>15 m) signifie que le corps de haute résistivité en profondeur représente certainement un corps de permafrost relique. La distribution des changements interannuels aux Charmoz et à La Pendant est variable d'un site à l'autre du fait des différentes géométries.

Ces interprétations ont été confrontées aux indices de permafrost suggérés par l'*APIM* et la CIP-MB (fig. 9 de la Pub. 3). De manière générale, la CIP-MB à 4 m est plus cohérente avec les modèles inversés que l'*APIM* à 30 m de résolution dont la cartographie ne représente pas l'effet des changements topographiques (faces nord/sud d'une crête par exemple) sur la distribution de l'indice. La CIP-MB est validée aux Charmoz dont l'indice 0,5 correspond au corps de permafrost sensible interprété en profondeur du modèle inversé. Elle est également validée à La Pointe Albert avec une représentation cohérente des changements d'indice en fonction de la topographie et des conditions structurales. En revanche, pour les trois autres sites, la CIP-MB tend à surestimer les conditions de permafrost. Ces trois sites sont entourés de glaciers et leur caractère plus chaud (Les Grands Montets) et moins continu (La Pendant et Le Gros Rognon) qu'escompté à partir des cartes d'indice de permafrost est donc attribué à l'effet de l'environnement glaciaire local qui, du fait de son fort albédo, engendre un rayonnement supplémentaire par la réflexion et la diffusion de sa surface.

5.2.5. Conclusion de l'étude

L'ERT a été appliquée le long de profils subverticaux en paroi à permafrost de haute montagne pour la première fois. Sept profils ont été mesurés dans la zone granitique du massif du Mont Blanc, dont deux répétés sur deux sites entre 2012 et 2013. Un échantillon de granite a été placé dans une chambre froide afin de calibrer la relation entre la résistivité et la température. Une relation bilinéaire entre ces deux variables est confirmée avec une augmentation soudaine de la résistivité sous le point de congélation. Les modèles inversés suggèrent une domination du contrôle de la topographie (altitude, largeur de la géométrie, flux latéraux de chaleur) dans la distribution du permafrost. L'effet d'isolation thermique du manteau de neige saisonnier est suggéré aux Grands Montets qui présente des conditions plus chaudes qu'attendues. L'effet refroidissant d'une forte fracturation et de débris est suggéré au pied de la Pointe Albert. Ces modèles inversés permettent de valider la CIP-MB qui tend toutefois à surestimer les conditions de permafrost pour les sites entourés de glaciers. La résolution de l'*APIM* apparaît trop grossière pour une comparaison pertinente avec les profils d'ERT.

Fiche synoptique

Publication 3

Determination of warm, sensitive permafrost areas in near-vertical rockwalls and evaluation of distributed models by Electrical Resistivity Tomography

Journal Geophys. Res. : Earth Surface

F. Magnin, M. Krautblatter, P. Deline, L. Ravel, E. Malet, A. Bevington

Objectifs de l'article

- Présenter les premiers profils ERT subverticaux réalisés en parois alpines.
- Caractériser et analyser la distribution 2D du permafrost sur les sites mesurés.
- Evaluer le potentiel de validation de deux modèles de distribution du permafrost avec l'ERT.

Questions de recherche

- Peut-on caractériser la distribution et les changements interannuels du permafrost de paroi avec l'ERT ?
- Peut-on déterminer les contrôles de la topographie, de la neige et de la fracturation sur la distribution du permafrost avec l'ERT ?
- Peut-on valider des modèles de distribution du permafrost de paroi avec l'ERT ?

Principaux résultats

- La distribution du permafrost met en évidence l'influence des paramètres topographiques: altitude, effets 2D/3D (largeur de la crête et intensité des gradients), ombrage.
- Les changements de résistivité entre 2012-2013 sont cohérents avec le signal climatique.
- Le permafrost est plus chaud sur une face NW avec un manteau nival saisonnier.
- Le rôle de la fracturation est difficile à identifier, il est suggéré sur un site.
- Le modèle à 4 m de résolution peut être validé avec les profils ERT, celui à 30 m est trop grossier.
- Le permafrost est plus chaud et plus discontinu sur les trois sites situés en domaine glaciaire (incluant la face NW enneigée) que ce que suggère le modèle.

Implications dans la connaissance de la morphodynamique des parois

- La distribution du permafrost dépend d'abord des paramètres topographiques (dont ombrage local), mais aussi de l'environnement local (domaine glaciaire).
- La carte de distribution du permafrost à 4 m de résolution est validée mais surestime les conditions de permafrost (continuité, rang de température) sur les secteurs en domaine glaciaire.

Perspectives et développements attendus

- Nouvelles campagnes de mesures systématiques: améliorer la validation de la carte du permafrost et confirmer le rôle de l'environnement glaciaire.
- Réitération des mesures sur des secteurs clés: un suivi du permafrost.
- Mesures sur les forages de l'Aiguille du Midi: quantification de la relation température-résistivité.

RESEARCH ARTICLE

10.1002/2014JF003351

Key Points:

- 2-D images of permafrost along near-vertical rock face transects
- ERT validates permafrost distributed model in rockwalls
- Sensitive permafrost in near-vertical rockwalls is detected

Correspondence to:

F. Magnin,
florence.magnin@univ-savoie.fr

Citation:

Magnin, F., M. Krautblatter, P. Deline, L. Ravel, E. Malet, and A. Bevington (2015), Determination of warm, sensitive permafrost areas in near-vertical rockwalls and evaluation of distributed models by electrical resistivity tomography, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 120, doi:10.1002/2014JF003351.

Received 25 SEP 2014

Accepted 7 APR 2015

Accepted article online 10 APR 2015

Determination of warm, sensitive permafrost areas in near-vertical rockwalls and evaluation of distributed models by electrical resistivity tomography

Florence Magnin¹, Michael Krautblatter², Philip Deline¹, Ludovic Ravel¹, Emmanuel Malet¹, and Alexandre Bevington³

¹EDYTEM Lab, Université de Savoie, CNRS, Le Bourget-du-Lac, France, ²Chair of Landslide Research, Technische Universität München, München, Germany, ³Ministry of Forests, Lands and Natural Resource Operations, Prince George, British Columbia, Canada

Abstract Alpine rockwalls with warm permafrost (near 0°C) are the most active rockfall detachment zones in the Mont Blanc massif (MBM, French Alps) with more than 380 recent events. Near-vertical rockwall permafrost is spatially controlled by variations in rock fractures, snow cover, and microtopography. A reliable method to validate the distribution of permafrost in critical and unstable areas does not yet exist. We present seven electrical resistivity tomography (ERT) surveys measured on five near-vertical rockwalls in the MBM from 2012 and 2013 that have been calibrated with measurements on a granite sample in the laboratory. ERT shows consistent measurements of remaining sensitive permafrost relating to inferred temperatures from 0 to −1.5°C. ERT results demonstrate evidence of topographic controls on permafrost distribution and resistivity gradients that appear to reflect crest width. ERT results are compared to two permafrost index maps that use topoclimatic factors and combine effects of thin snow and fractures, where index model spatial resolution is crucial for the validation with ERT. In cryospheric environments, index maps seem to overestimate permafrost conditions in glacial environments. As a consequence, the sensitive areas of permafrost may slightly deviate from the results from distributed models that are only constrained by topoclimatic factors and interpreted with consideration of local fracture and snow conditions. This study demonstrates (i) that the sensitive and hazardous areas of permafrost in near-vertical rock faces can be assessed and monitored by the means of temperature-calibrated ERT and (ii) that ERT can be used for distributed model validation.

1. Introduction

Rockfalls and rock avalanches linked to permafrost degradation are important hazards in high mountain regions worldwide [e.g., Geertsema et al., 2006; Fischer et al., 2006; Huggel et al., 2008; Allen et al., 2009; Deline et al., 2011; Ravel et al., 2013]. In the Mont Blanc massif (MBM), more than 380 rockfalls were documented in 2003 and between 2007 and 2011 [Ravel et al., 2010, 2011; Ravel and Deline, 2013]. The MBM is a densely populated region with popular climbing routes, widespread infrastructure, and rockwalls that often exceed 1000 m height. Rockfalls and rock avalanches can pose a high risk to individuals and infrastructure in these areas, as seen in the $2\text{--}3 \times 10^6 \text{ m}^3$ Brenva rock avalanche in 1997 [Deline, 2001].

Rockwall destabilization has been linked to geological, geomorphological, hydrological, and thermal factors [Krautblatter and Moor, 2014]. Near-vertical rockwall permafrost destabilization, however, is not as well understood because the complex thermo-hydro-mechanic interplay is difficult to observe and model [Krautblatter et al., 2012]. Verleysdonk et al. [2011] identify the predisposition of warm sensitive permafrost systems to destabilization as an important mountain hazard, in a context of warming temperatures. Temperature changes in rock masses at subzero temperature, especially in the range of −5 to 0°C, significantly modify the mechanical properties of both the water-saturated rock and the ice-filled joints and encourage rockwall destabilization [Davies et al., 2001; Krautblatter et al., 2013]. The mapping and modeling of thermally sensitive permafrost has thus been recognized as a key objective in mountain permafrost research activities [Harris et al., 2001].

Numerical models used to map steep bedrock permafrost have revealed topoclimatic controls on the 3-D distribution of permafrost [Noetzi et al, 2007; Noetzi and Gruber 2009]. However, these models could globally overestimate measured permafrost temperatures by +1 to +3°C on north and south slopes, respectively, due to rock fractures and snow distribution [Hasler et al, 2011]. The Alpine-wide Permafrost Index Map (APIM) is a 30 m resolution statistical model calibrated with ground surface temperature measurements, air temperature records, and computed incoming solar radiation [Boeckli et al, 2012a, 2012b]. The APIM also integrates findings from Hasler et al. [2011] to estimate permafrost occurrence at depth. The APIM can be used to estimate the spatial distribution of mountain permafrost in the MBM. Model validation in near-vertical rockwalls remains challenging for three main reasons: (i) the limited availability of data, (ii) the spatial heterogeneity of permafrost, and (iii) the resolution of models is often too coarse for direct comparison with in situ point measurements.

Electrical resistivity tomography (ERT) is a geophysical technique that measures electrical resistivity at depth along 2-D transects. The method can be applied to permafrost studies because of the difference in electric and dielectric properties of materials under frozen and unfrozen conditions [Scott et al, 1990]. The electrical resistivity of frozen rock, which can be solved by Archie's law [Archie 1942], mainly depends on the pore volume, the degree of water saturation, the chemical properties of pore water, and the temperature of the rock [Kneisel et al, 2008]. ERT has been used to investigate mountain permafrost in Europe [e.g., Kneisel et al, 2008; Hauck et al, 2008; Hilbich et al, 2008] and in North America [e.g., Lewkowicz et al, 2011]. Krautblatter and Hauck [2007] demonstrated that ERT is generally capable of mapping and monitoring permafrost in rockwalls. As such, ERT may be appropriate for the validation of permafrost models as it can be conducted on scales that are similar to the resolution of the APIM model, for example.

ERT yields only qualitative information on the thermal state of materials when (i) pore volume, (ii) the degree of water saturation, and (iii) the chemical properties of pore water are poorly constrained (e.g., in a rock glacier). In such cases, quantitative information can be gained using ERT in combination with other geophysical methods (e.g., seismic P wave velocity) [Hauck et al, 2008]. In better constrained systems such as bedrock, where pore volume, the degree of water saturation, and chemical properties of pore water are defined and more homogeneous, temperature-resistivity relations of frozen bedrock can be derived in the laboratory [Krautblatter et al, 2010]. The applicability of ERT in near-vertical rockwall permafrost (NVRP) in characterizing permafrost distribution at a rock face scale and in validating distributed models of permafrost has not yet been demonstrated.

This paper describes a unique data set of seven ERT measurements from five NVRP sites in the MBM, two of which were repeated the following year. Laboratory testing on a rock sample was undertaken to identify the temperature-resistivity relationship in order to support the interpretation of field results. These measurements address three main questions: (i) Is ERT capable of characterizing permafrost distribution and its annual changes at a rock face scale in NVRP? (ii) Can ERT confirm that topography, snow distribution, and rock fractures are important controls on permafrost distribution in NVRP? (iii) Is ERT well suited for validating spatial models of permafrost distribution in NVRP?

2. Study Sites

2.1. Geological Settings of the Mont Blanc Massif

Located in the western European Alps, the MBM has an area of about 550 km², approximately 30% of which is glaciated (Figure 1). Bordered by deep valleys, it culminates at 4810 m above sea level (asl) and provides a remarkable combination of peaks and crests standing well above 3000 m asl. The Variscan granitic batholith and related aplitic veins intruded into a metamorphic basement (orthogneisses, paragneisses, and metamorphic mafic rocks). Being fine grained near its SE contact, the granite becomes more porphyritic toward the massif core [Rolland et al, 2003; Leloup et al, 2005]. The massif is bounded by a wide shear zone in the NW and a thrust in the E and SE. Subvertical faults and shear zones have a fan-like arrangement [Bertini et al, 1985] and determine the distribution of the large spurs of massive granite and the main couloirs. At a larger scale, tectonic phases have broken up the rock with multiple planes and fractures with highly variable direction and density. Granites have typical porosities between 0.6 and 1%

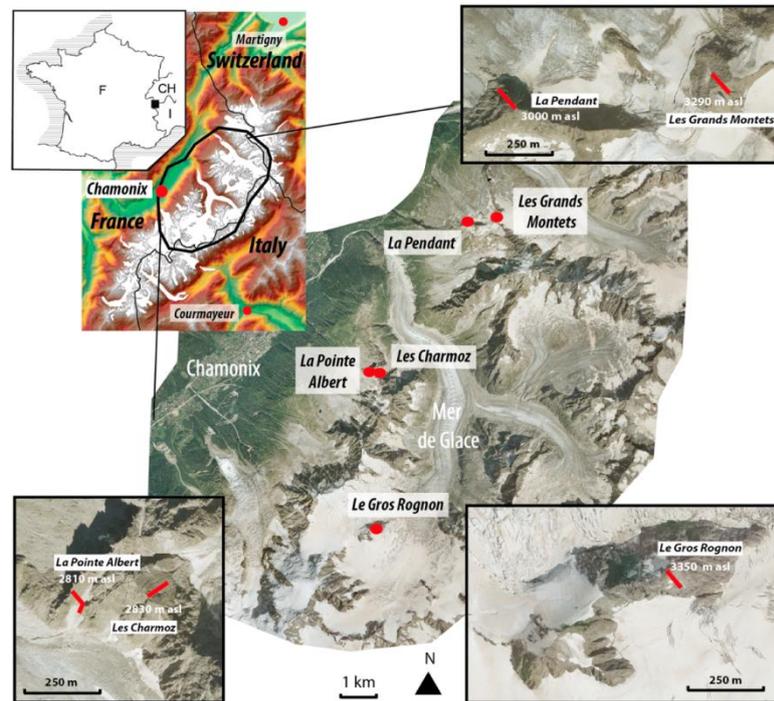


Figure 1. ERT site locations and settings. Topographical profile sketches: elevation in meter above sea level, red line: ERT transect length (160 m long), and grey area: ERT footprint.

[Sousa et al, 2005] and are very hard and resistant to weathering, as evidenced by the number of extreme steep rockwalls and rock pinnacles in the MBM.

2.2. Permafrost Index Distribution

The APIM [Boeckli et al, 2012b] predicts the spatial distribution of permafrost in the MBM rockwalls using 1961–1990 mean annual air temperature (MAAT), potential incoming solar radiation (PISR), and the overall combined effects of rock fractures and snow (temperature offset from -2.5 to 0.5°C according to PISR). The mapped index classes indicate areas of warm and discontinuous permafrost where permafrost only exists in favorable conditions induced by dense fractures and thin snow accumulation (index from 0.1 to 0.5); areas of warm and more continuous permafrost, except in hard faces (index from 0.5 to 0.9); and areas of cold and continuous permafrost in all conditions (index ≥ 0.9). Each of these index classes covers a wide range of elevations. A 4 m resolution map, the CIP-MB (Carte d'indice du Permafrost–Mont Blanc), has also been produced using the same modeling procedure as the APIM but with local MAAT input data to improve the permafrost index mapping at the local (rock face) scale [Magnin et al, 2015a]. Both the APIM and the CIP-MB predict the lower elevation boundaries of the 0.5 index class, which broadly corresponds to the presence of permafrost [Boeckli et al, 2012b], to be 2300 and 2700 m asl on north and south facing slopes, respectively.

2.3. Site Selection

The sites were first selected from the APIM and CIP-MB models. We focused on areas of discontinuous permafrost with index values from 0.1 to 0.5, where we could expect sharp contrasts in resistivity. As these areas were of limited occurrence and/or accessibility, we also considered areas with permafrost index values from 0.5 to 0.9, as well as the lower margins of ≥ 0.9 index areas. We performed measurements in only the Mont Blanc granite lithology to guarantee comparability between the surveyed sites, despite the fact that the index class from 0.1 to 0.5 occurs widely over the metamorphic basement.

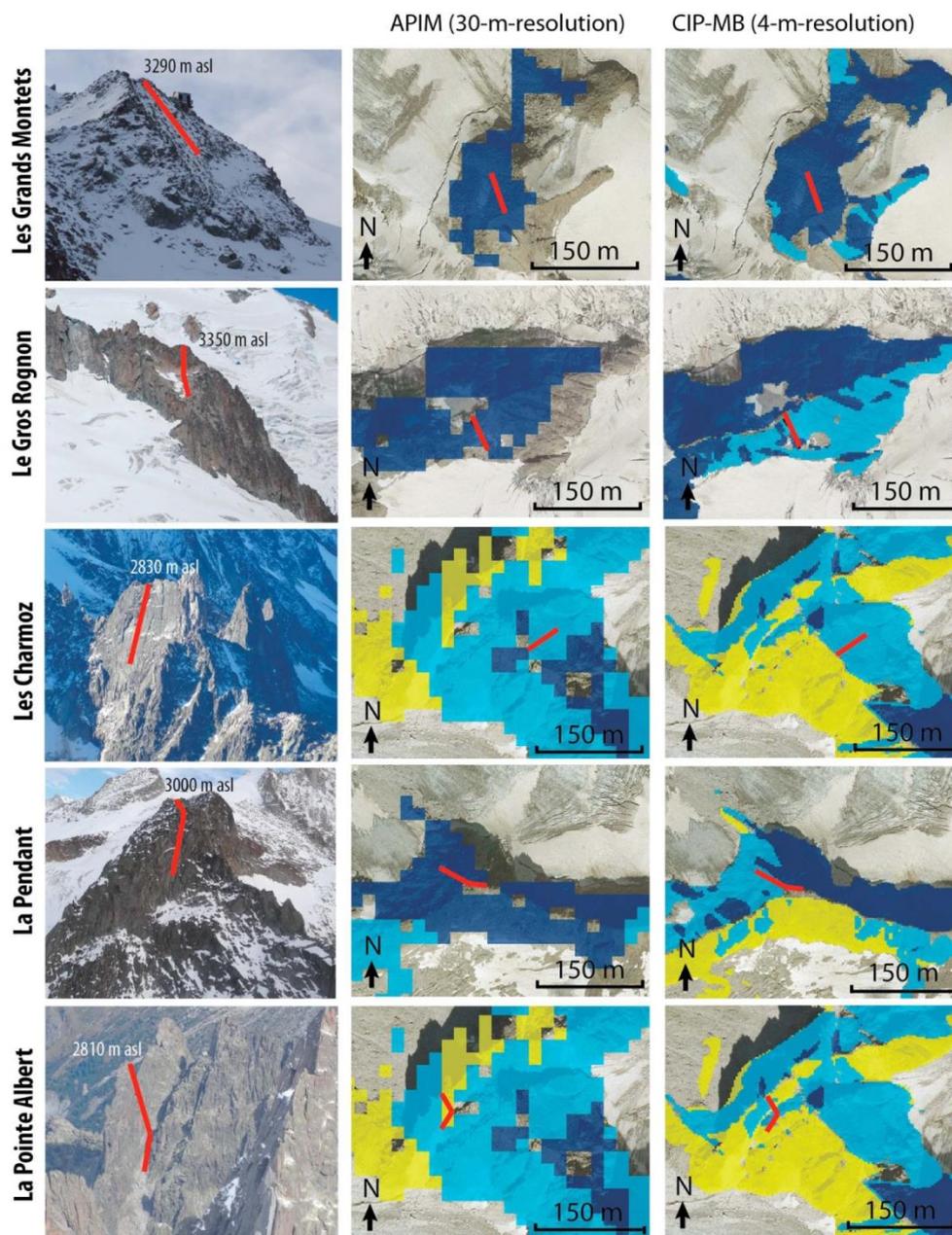


Figure 2. ERT transects and permafrost indexes suggested by the APIM and the CIP-MB. Dark blue: index ≥ 0.9 , light blue: index from ≥ 0.5 to < 0.9 , and yellow: index from ≥ 0.1 to < 0.5 .

Specific attention was paid to the subvertical topography and length of the chosen profiles in order to avoid debris-covered slopes and to guarantee sufficient penetration depth of the ERT. Finally, site selection was constrained by accessibility and safety sine qua non considerations which include helicopter drop, away from usual climbing routes and unstable areas.

Table 1. Site Settings

Site Name	Summit Elevation (m asl)	Aspect	Surface Characteristics (Length)	1993–2012 MAAT at the Summit (°C)	Date of Survey (dd/mm/aa)
Les Grands Montets	3295	NW	Highly fractured, snow-covered in winter	−5.3	11/10/12
Le Gros Rognon	3350	SE	Compact slab (80 m); snow covered and fractured (80 m)	−5.6	20/10/12
La Pendant	3000	NW	Massive blocks (30 m); fractured (120 m)	−3.8	22/10/12 23/09/13
Les Charmoz	2830	NE	Compact slab	−2.8	23/10/12 13/09/13
La Pointe Albert	2810	S (120 m) SW (60 m)	Compact slab (120 m); fractured, debris-covered gully (60 m)	−2.8	20/09/13

2.4. Site Characteristics and Climatic Conditions During ERT Surveys

The study sites represent different aspects from NW to SE various permafrost indexes (Figure 2). The maximum elevation of the ERT profiles is between 2810 and 3350 m asl. Slope angles vary from near-vertical rockwalls to lower-grade rock faces and are slightly overhung at La Pointe Albert (Table 1). Les Grands Montets, La Pendant, and Le Gros Rognon stand out from glaciers as nunataks, whereas La Pointe Albert and Les Charmoz are surrounded by high rockwalls with limited glacier extension at their footwalls (Figure 1). Les Grands Montets is a wide and rounded, snow-covered summit in winter, contrasting with the sharp ridges of La Pointe Albert, Le Gros Rognon, and Les Charmoz (Figure 2). La Pendant has a pyramid-shaped geometry. The lower third of La Pointe Albert transect was located in a debris covered gully and the lower half of Le Gros Rognon transect on a snow-covered face.

MAAT at site locations (Table 1) is calculated from the 1993–2012 record in Chamonix (1042 m asl) and a mean lapse rate of $-0.0053^{\circ}\text{C m}^{-1}$ based on the air temperatures recorded by Météo France at Chamonix (1042 m asl) and the Aiguille du Midi (3842 m asl) from 2007 to 2013.

ERT measurements were conducted in October 2012 and September 2013. Both years were in the range of the 1993–2012 MAAT ($+6.6^{\circ}\text{C}$ in Chamonix), but 2012 was 0.5°C warmer than 2013, with warmer winter and spring: mean air temperature from December 2011 to June 2012 was $+3.5^{\circ}\text{C}$, in contrast to $+2.8^{\circ}\text{C}$ from December 2012 to June 2013 (Figure 3a). The first survey was conducted at Les Grands Montets at the end of a period of stable and warm weather followed by a snow fall. The face was snow covered when the measurement was performed and air temperature dropped below -10°C at the Aiguille du Midi the following days (Figure 3b). However, the other 2012 measurements were done after this cooling episode during a warmer period with air temperature oscillating around 0°C . Air temperature during Les Charmoz and La Pointe Albert surveys in September 2013 was in the range of the one at Les Grands Montets in 2012 (-6.4°C at 3842 m asl); the warmest measurement day was at La Pendant in 2013 ($+3.9^{\circ}\text{C}$).

3. Methods

3.1. Data Acquisition and Inversion

ERT field campaigns in NVRP require a high level of technical organization as poor electrical contacts can be expected [Krautblatter and Hauck 2007]. Due to the subvertical working conditions of our study sites, redrilling and rewetting of electrodes along the survey line in case of bad electrical contact is restricted. The resistivity measurement had to be thoroughly prepared coincident to the installation of electrodes and cables. Two 80 m cables (160 m profile) and a total of 32 electrodes (5 m spacing) (Figure 4a) were connected to an ABEM Terrameter LS device. The electrodes are 10 mm thick and 120 mm long stainless screws. Salt water and metallic grease were used to improve electrical contacts. Cables were packed in advance in order to easily carry them while abseiling downward and installing the electrodes (Figure 4a). Choice of the electrode spacing is a compromise between expected depth of investigation, transect length, and resolution of the data: electrode spacing was set to 5 m, which yielded 160 m long survey lines with a depth of investigation of approximately 25 m exceeding the active layer thickness. Local variation of the rock surface (upper 10 cm that regularly dry out) is not visible at this resolution [Ass, 2005]. Thus,

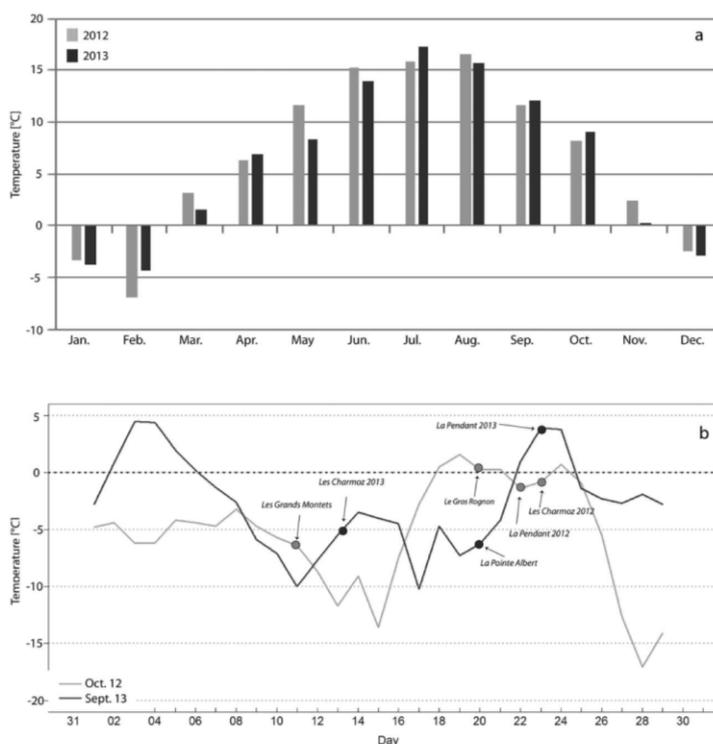


Figure 3. (a) Monthly air temperature recorded in Chamonix (1042 m asl) in 2012 and 2013. (b) Daily air temperature recorded at the Aiguille du Midi (3842 m asl) during the field work period (Météo France data).

porosity, the degree of saturation, and pore water chemistry remain relatively constant at the scale of these ERT measurements, and changes in electrical conductivity are therefore assumed to be due to the freezing of pore water.

Despite the thorough electrode preparation and use of salt water, some electrodes were excluded as they did not provide sufficient contact. The maximum number of excluded electrodes was three in one array. In high-resistivity mediums such as these, the geometrical configuration of the profile is crucial. A Wenner electrode configuration with 155 datum points was used for the best signal-to-noise ratio, although it is less sensitive to weak signals [Kneise] 2006; Hauck and Vonder Mühll 2003]. The topography was measured with a Laser Technology TruPulse 200 rangefinder (accuracy: ± 30 cm, $\pm 0.25^\circ$, resolution: ± 10 cm, $\pm 0.1^\circ$) at La Pendant, La Pointe Albert, Les Grands Montets, and Les Charmoz. For Le Gros Rognon, the topography was calculated from topographical maps.

ERT profiles were inverted in RES2DINV software using a smoothness-constrained least squares method [Loke and Barker 1996]. Mesh refinement to the half of the electrode spacing (2.5 m) and a robust inversion were chosen to deal with the expected strong contrasts in resistivity. Resistance values were converted into apparent resistivity (AR) from the measured ratio between potential differences and injected current multiplied with the Wenner geometric factor. AR values were checked for consistency prior to inversion. Five iterations of the inversions were found to have sufficient convergence without overfitting the data. Root-mean-square (RMS) errors range from 3.5% (Les Grands Montets) to 12.2% (Les Charmoz 2013). Smaller RMS errors do not always imply a more realistic model as more iteration will eventually overfit the model to the data [Hauck and Vonder Mühll 2003]. RMS errors do not necessarily reflect the quality of the model in compact rock for two main reasons: the high-resistivity gradients that characterize steep alpine bedrock [Blaschek et al, 2008] and the anisotropy of fractured

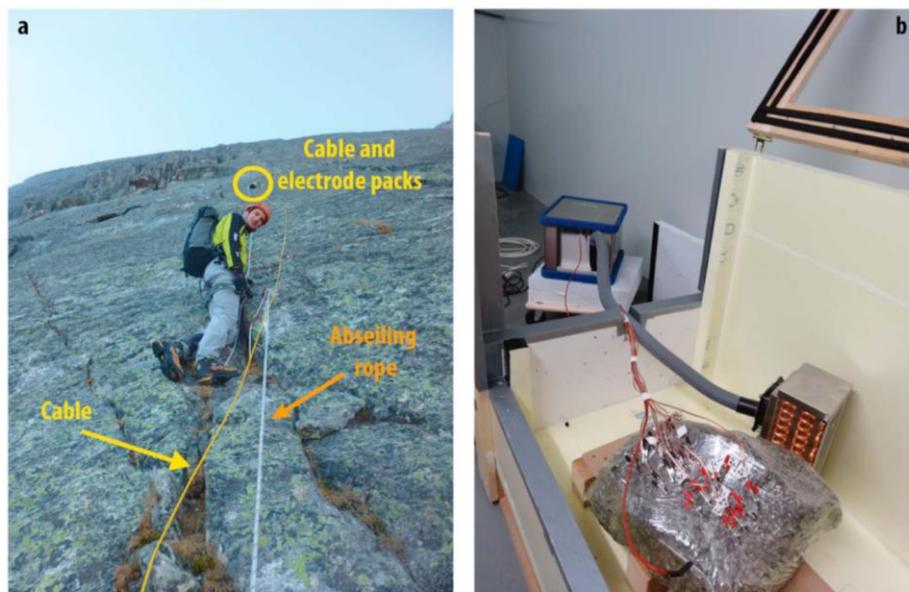


Figure 4. Data acquisition. (a) Field work. (b) Laboratory work: granite sample into freezing box with 16 electrodes arranged in 4-Wenner arrays in the middle of the sample, close together to keep the half-space of the measurement much smaller than the sample size.

rocks are not resolved by 5 m electrode spacing [Linde 2005], both leading to high RMS errors [Krautblatter 2010]. Also, Krautblatter and Hauck [2007] found it difficult to minimize RMS errors in repeat ERT profiles of frozen rock, where freezing and thawing imply large changes from the baseline data set. To better assess the reliability of the inverted model, the spatial distribution of the uncertainties is analyzed using RES2DINV 3.32 tools which subdivide the profile into blocks depicting their respective uncertainty ranges. Model uncertainties were calculated with RES2DINV according to the model covariance matrix method described in Alumbaugh and Newman [2000]. Minimum and maximum models display average models plus or minus the model uncertainty.

3.2. Laboratory Calibration

Temperature-resistivity relationships have been measured in the Landslide Research Group freezing laboratory of the Technische Universität München using the approach described in Krautblatter et al. [2010]. A $45 \times 30 \times 20$ cm granite block of homogeneous coarse-grained Mont Blanc granite that is representative for all sites has been sampled at Les Chamois. It was immersed in water for several days until full saturation under atmospheric pressure, close to natural alpine conditions, as we assume that the rock walls are fully saturated [Sass, 1998, 2005]. The sample was then coated with a thin plastic film to maintain its moisture and to obtain its chemical equilibrium with the pore water. Four Wenner-type four-electrode arrays with stainless steel electrodes of 5 mm in diameter were inserted in the middle section of the sample in 4 mm deep holes separated by a minimal distance of 8 cm, so that the medium depth of investigation (MDOI) half-space does not exceed the size of the rock sample (Figure 4b). The electric contact was improved with conductive grease, and measurements were performed with the same ABEM Terrameter LS device as in the field.

The sample was then placed into a $1.5 \times 1 \times 1$ m freezing box insulated with polystyrene. The cooling device is a custom-made Fryka cooler with ventilation that is controlled by a 0.1°C accurate temperature probe in the cooling box. Ventilation was applied to avoid strong thermal difference between the air and the granite boulder and resulting thermal layering. Two thermometers of 0.03°C accuracy and 0.1°C resolution were placed in the block. Below the freezing point, as expected from prior measurements by Mellor [1973], the

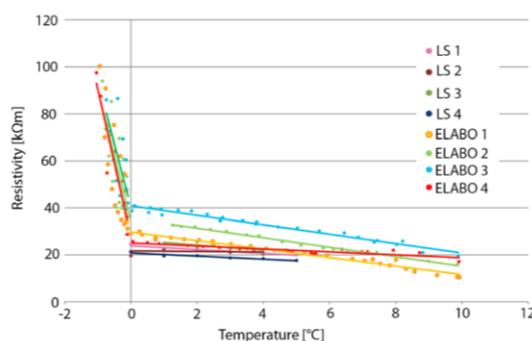


Figure 5. Temperature-resistivity path measured with the ABEM Terrameter LS device (LS) above zero, combined with the Elabo (gigaohmmeter) for subzero measurements. Numbers 1, 2, 3, and 4 indicate the number of the measurement (repeated 4 times with each device).

resistances increased above the range of the Terrameter (200 k Ω), so we applied a high-resistance Elabo R-Meter to measure up to 0.2–2 M Ω (error \pm 0.25%).

3.3. Model Evaluation

Model evaluation process encompasses different steps in which validation consists in demonstrating that the model has a sufficient range of accuracy to meet its intended purpose [Curry et al., 1989]. Three steps are required for model validation [Rykieł 1996]: specify the objectives of the model, define its performance criteria, and the context in which it operates. The APIM and CIP-MB can be used to map NVRP. They provide a qualitative indication of permafrost

characteristics (warm versus cold, continuous versus discontinuous) according to local settings (fractures and snow cover). The model's ability to represent permafrost boundaries depends on the resolution: the CIP-MB should indicate permafrost characteristics at a meter to decimeter scale, whereas the APIM can only provide information on the scale of tens of meters. Temperature-calibrated ERT appears well suited to validate the APIM and CIP-MB. The match between permafrost occurrence inferred from the ERT profiles and the APIM and CIP-MB indexes is evaluated to determine the potential of ERT for model validation.

4. Results

4.1. Temperature-Resistivity Laboratory Calibration

The temperature-resistivity relationship of unfrozen rock can be fitted with linear regression with an R^2 ranging from 0.8 (measurement Elabo 4) to 0.99 (Elabo 1 and 3; Figure 5). The temperature-resistivity gradient above 0°C measured with the ABEM Terrameter is approximately 4%/°C, which is similar to gradients for other unfrozen rocks [Keller and Frischknecht 1966; Krautblatter 2009; Krautblatter et al., 2010]. The expected increase in resistivity upon freezing [Melloř 1973] was measured using an Elabo high-resistance meter, but due to the small-temperature range, we did not calculate a temperature-resistivity relationship. However, we demonstrate that the resistivity of unfrozen rock down to -1°C rapidly increases up to approximately $> 100 \text{ k}\Omega\text{m}$. Melloř [1973] measured unfrozen resistivity values at 0°C of approximately 11 k Ωm in water-saturated Barre granite and described a fourfold increase upon freezing of pore water. Those values exceeded 100 k Ωm at -2°C (approximately $114 \pm 11 \text{ k}\Omega\text{m}$). The temperature-resistivity behavior of the Mont Blanc (MB) granite is very similar to the Barre granite, but values are a factor of 2 higher for unfrozen MB granite and at least 2 times higher for frozen MB granite. The latter is difficult to judge due to the restricted range of the resistance meters.

4.2. Apparent Resistivity Raw Data

The mean apparent resistivity (AR) of the ERT profiles were calculated for the central surface extension section that is located between 40 and 120 m along the profile for different electrode spacing which correspond to median depths of investigation (MDOI) from 2.5 to 25 m [Edwardř 1977; Barker, 1989; Marescot et al., 2003]. Figure 6 displays systematic changes of resistivity values with depth that are not biased by inversion artifacts. Error bars are the variation of resistivity values for a given depth along the profile.

At Les Grands Montets, the AR is remarkably uniform (mean deviation of 3–18 k Ωm), and steadily increases with depth, from approximately 55–120 k Ωm . Le Gros Rognon AR is $> 110 \text{ k}\Omega\text{m}$ throughout, reaching 200 k Ωm at the deepest MDOI, and shows high mean deviations (140 k Ωm at the near surface, 22 k Ωm at MDOI 23 m). AR gradient is negative down to 7.5 m and positive below. At La Pointe Albert, no clear feature appears in the AR gradients with all mean values oscillating around 90–100 k Ωm . At La Pendant, 2012 and 2013 ARs follow the same pattern: AR gradient is negative down to MDOI of 7.5 m and positive

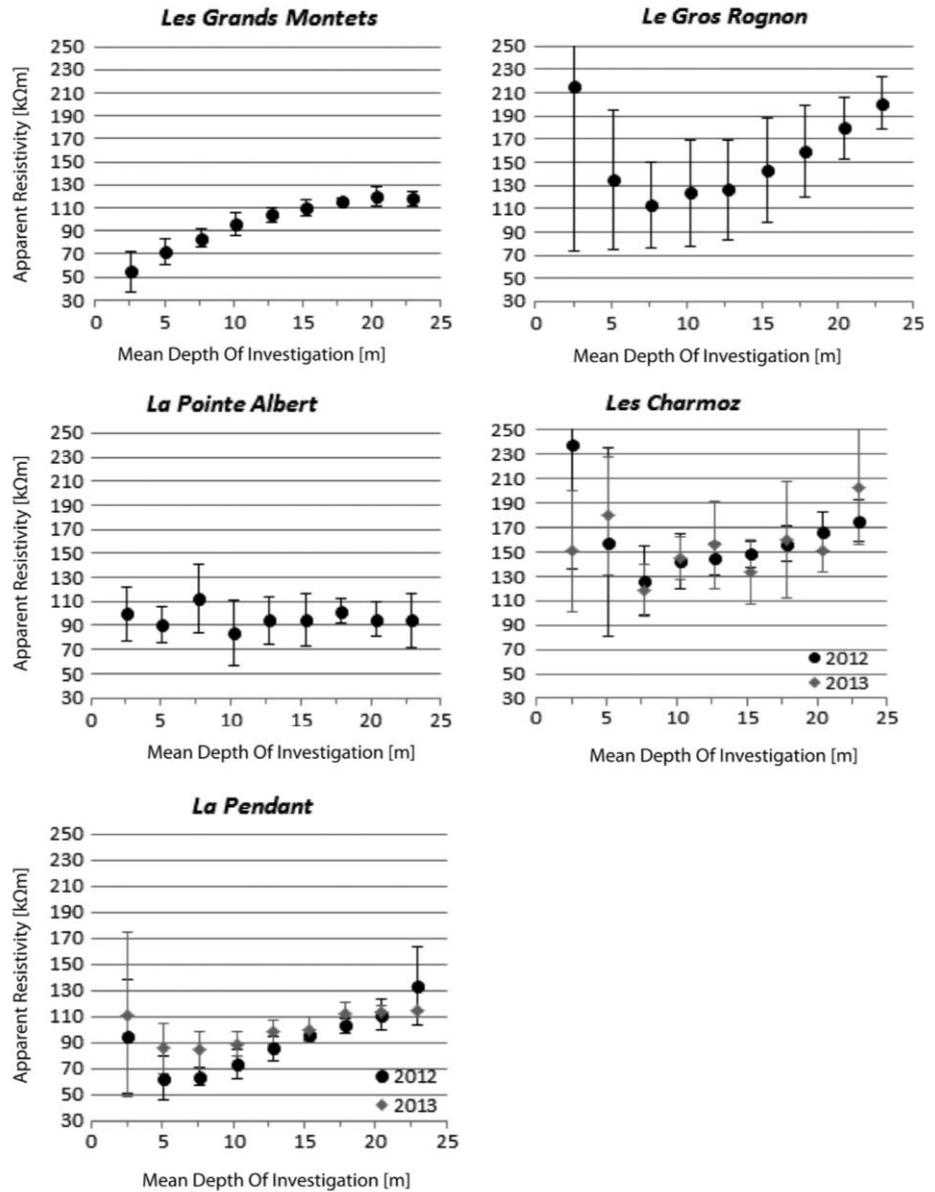


Figure 6. Apparent resistivities (AR) at the five sites (2012 and 2013 at La Pendant and Les Charmoz). Mean AR is calculated for the central section (i.e., 40 to 120 m along the surface); error bars: mean deviation.

below that depth. Year 2013 AR is higher than 2012 values down to MDOI of 20 m and lower at the deepest MDOI. AR ranges from 60 to 130 kΩm in 2012 and from 85 to 115 kΩm in 2013. At Les Charmoz, no clear feature appears in AR changes from 2012 to 2013. In 2012, AR gradient is negative down to MDOI of 7.5 m and positive below that depth. In the shallowest 7.5 m, AR ranges from 130 to 230 kΩm, and it reaches 170 kΩm at the deepest MDOI. In 2013, AR ranges between 120 and 200 kΩm without any clear feature in the gradient. Except for La Pointe Albert and Les Charmoz 2013, all transects show a positive AR gradient. All transects have values > 100 kΩm at the MDOI 23 m, except for La Pointe Albert.

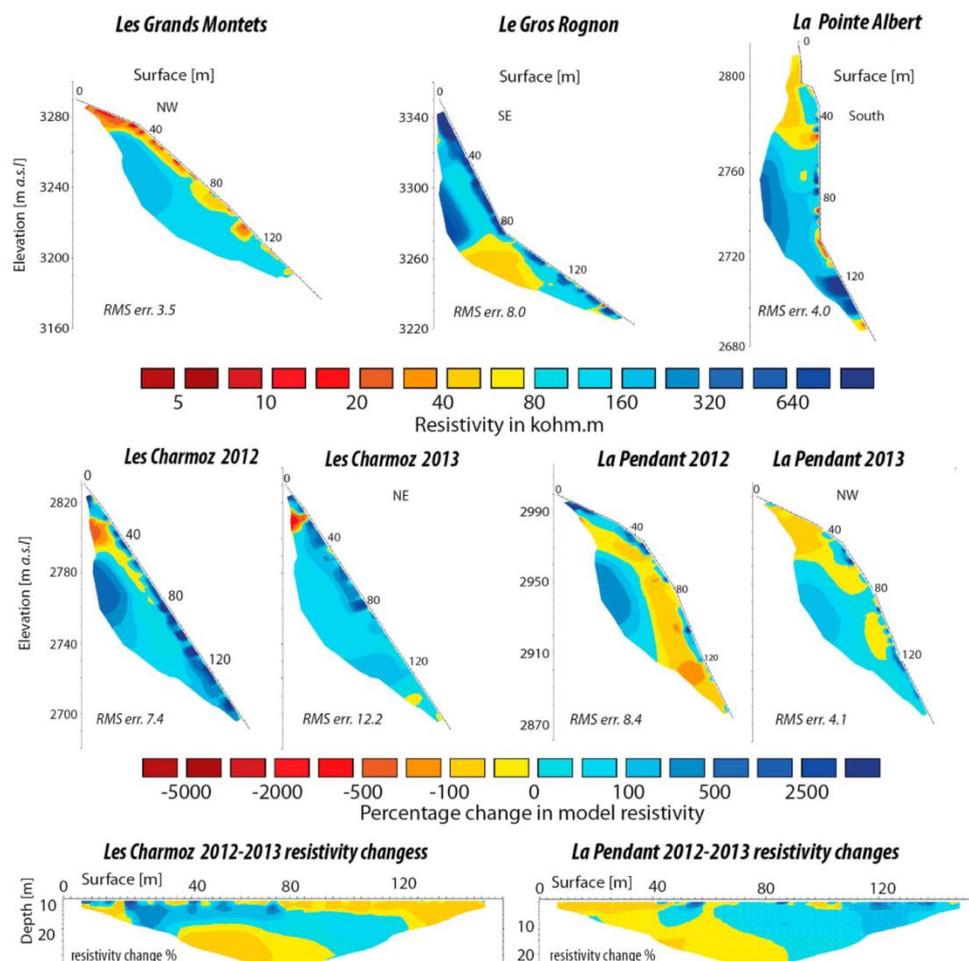


Figure 7. ER tomographies for the five measured sites, including the two repeated surveys with their respective interannual change in percentage, and with root-mean-square errors resulting from the inversion process.

4.3. ER Tomographies

Modeled resistivity values range from 9 to 500 kΩm in the seven inverted ERT profiles from 2012 to 2013 (Figure 7). The percent change between repeat profiles at Les Charmoz and La Pendant is also shown.

At Les Grands Montets, a moderately high resistivity body (> 100 kΩm) that is relatively uniform is displayed at depth below a lower-resistivity layer (< 80 kΩm). At Le Gros Rognon, the resistivity pattern is different between the upper and the lower portions of the profile. The change coincides with the change in slope angle. In the upper and steepest portion, two high-resistivity bodies (> 300 kΩm) are shown at depth and near the surface, with a strong and positive gradient in the deepest part. Between these, there is an approximately 10 m thick layer of homogeneous resistivity between 80 and 160 kΩm. At the break of slope, high resistivity is only visible near the surface, and the resistivity of the subsurface layer is in the range of 40 to 80 kΩm, with a negative and smaller gradient than the upper section. At La Pointe Albert, the steepest and lowest of the sites, resistivity increases from approximately 40 kΩm at the top of the profile to > 100 kΩm at the footwall. At the break of slope near 100 m along the profile, a low-resistivity body (< 80 kΩm) with a positive gradient to > 200 kΩm at depth is also visible.

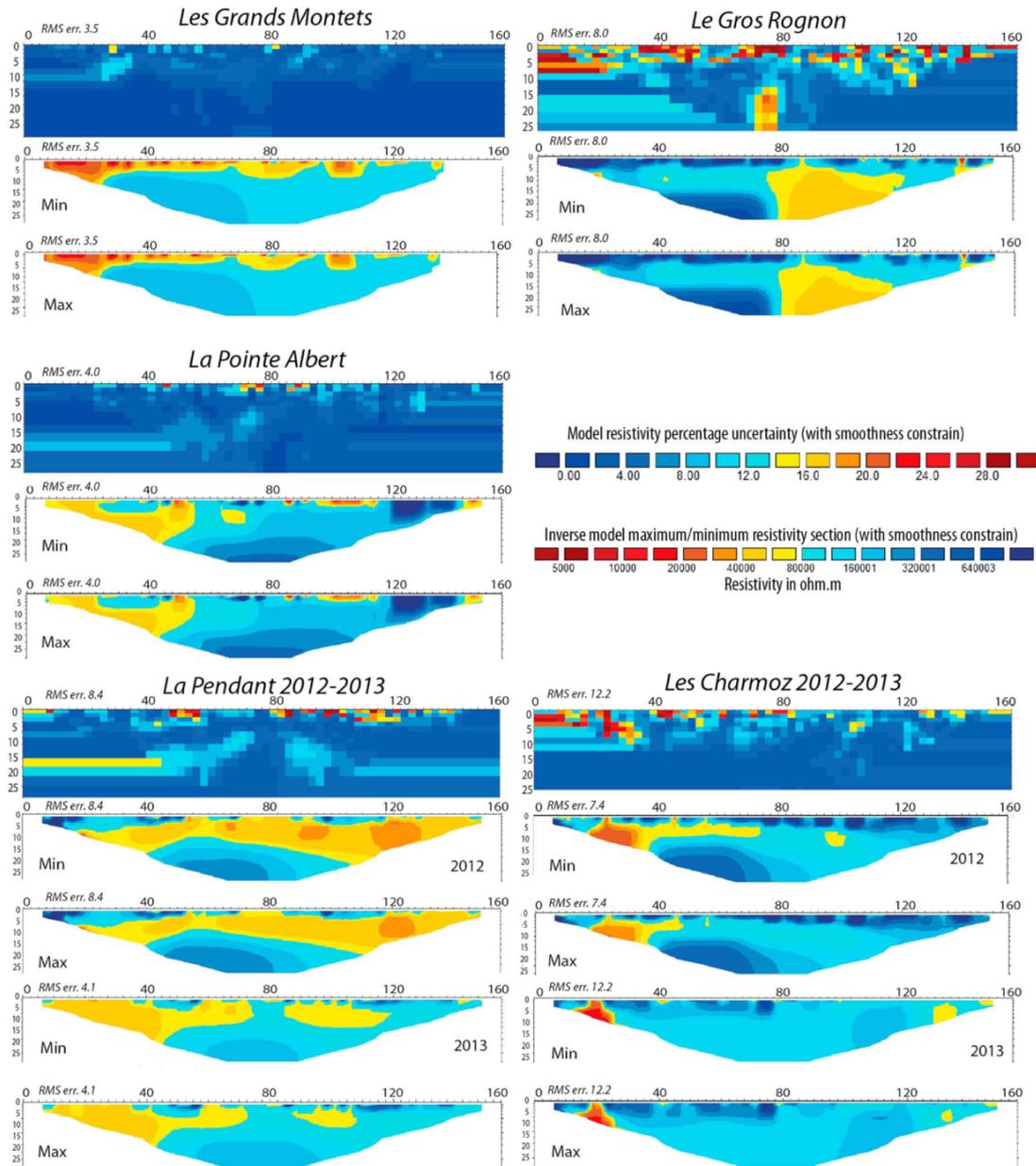


Figure 8. Model resistivity percentage uncertainty (with smoothness constrain) and minimum and maximum models at each site, as calculated with RES2DInv according to Alumbaugh and Newman(2000).

At Les Charmoz, resistivity decreases in the bottom layer from 2012 to 2013 and increases above. For both years, a 10 to 80 kΩm resistivity patch is depicted at the top of the profile. In 2012, a positive resistivity gradient from approximately 80 kΩm near the surface to > 200 kΩm at depth is visible, right below the low-resistivity patch. In 2013, resistivity is homogeneous in almost all the profile and globally ranges from 80 to nearly 200 kΩm. For both years, resistivity at the surface is heterogeneous and globally > 200 kΩm.

At La Pendant, the resistivity changes by +100 to –100% from 2012 to 2013 according to elevation; it decreases in the upper portion and at depth while it increases in the lower portion. For both years, an approximately 10–15 m layer of low resistivity (< 80 k Ω m in 2012, approximately 80–100 k Ω m in 2013) is visible in the upper layer, right below the surface that displays heterogeneous values. Below this low-resistivity layer, resistivity gradient is positive; values reach > 200 k Ω m in the deepest layer in 2012 but are between 80 and 200 k Ω m in 2013.

4.4. Inverted Model Uncertainty

Inverted model uncertainties and related minimum and maximum profiles are represented in Figure 8. Uncertainty values < 10% are observed in each transect that indicates reliable inverted models despite some higher-uncertainty patches. In Les Grands Montets, the whole transect is close to 0% of uncertainty. The highest uncertainty, in the range of 25–30%, was calculated for the uppermost surface layer of Le Gros Rognon, Les Charmoz, and La Pendant. At Le Gros Rognon, the 15–20% uncertainty at 15–25 m in depth in the central section coincides with the major change in topography (Figure 7). The 8–12% uncertainty corresponds with the zones of strong resistivity gradients at Le Gros Rognon and La Pendant. However, minimum and maximum models do not show obvious distortions of the resistivity values for all these sites. Slight changes are only observed for the extension of the interpreted high-resistivity areas.

5. Discussion

5.1. Temperature-Resistivity Relationship

Recent studies have shown a bilinear temperature-resistivity relationship with a sudden increase below the equilibrium freezing point [Krautblatter et al., 2010]. Most of the rocks show a depression of the equilibrium freezing point from –0.1 to –1.5°C, due to the effects of freezing in confined space [Krautblatter, 2009]. These findings provide a more accurate description than earlier studies advocating an exponential increase of the resistivity below the freezing point, which is typical for frozen debris where freezing occurs in an unconfined space and where the exponential resistivity increase of ice dominates the bulk electrical behavior [McGinnis et al., 1973; Pearson et al., 1983].

We identify transitional unfrozen-frozen values between 50 k Ω m and 100 k Ω m and consider values > 100 k Ω m as frozen rock. We use 80 k Ω m as a conservative threshold for the color change from yellow to blue in the ER tomography graphs.

5.2. Measurement Errors

The majority of interpreted permafrost bodies have uncertainties significantly below 10% (Figure 8). Higher uncertainties are mainly visible near the surface, possibly induced by the high ground surface resistance [Dahlin and Loke, 1998]. These may be enhanced by diurnal refreezing captured by early morning surveys. This assumption is consistent with AR near-surface values (Figure 6): Les Grands Montets, with the lowest near surface AR and mean deviation, experienced a snow fall just before the measurement day and after a period of relatively warm weather; the snow cover may have protected the surface from the night freezing that would explain such low AR values.

Four other sources of error are identified: (i) a strong gradient in resistivity, especially visible at Le Gros Rognon upper section, known from ERT measurements in ice-rich landforms [Marescot et al., 2003; Hilbich et al., 2008]; (ii) a lack of microtopography consideration for all the transects; (iii) major changes in topography, as it occurs at Le Gros Rognon; and (iv) anisotropy of the rock mass due to fractures [Krautblatter et al., 2010]. The low uncertainty at depth in the profiles allows for a discussion in terms of permafrost occurrence and characteristics.

5.3. Interpretation of Apparent Resistivity Plots

AR values encompass unfrozen, transitional, and frozen rock. According to laboratory temperature-resistivity calibration (section 4.1), permafrost occurrence is suggested by values > 100 k Ω m at MDOI greater than 10 m in Figure 6, below the assumed maximum active layer thickness Permafrost Monitoring Switzerland (PERMOS), 2013]. The highest AR up to 200 k Ω m, in the range of frozen values, occurs at Le Gros Rognon, the highest study site at 3350 m asl. The lowest AR oscillating around 90–100 k Ω m, in the range of transitional values, occurs at La Pointe Albert, the lowest site (2810 m asl). Unexpectedly, La Pendant and Les Grands Montets

have AR in the transitional range close to La Pointe Albert values, whereas AR at lower and more Sun-facing Les Charmoz is in the frozen range. Les Grands Montets and La Pendant are surrounded by glaciers that reflect the solar radiation—highest surface temperature at Swiss monitoring sites is recorded close to glaciers [PERMOS 2013]. Moreover, the gentler slope of Les Grands Montets and the strong roughness of its surface (Table 1) allow the accumulation of a seasonal snow cover that insulates the rock face from cold air during winter [Hanson and Hoelzle 2004; Luetsch et al., 2008], leading to warmer conditions than in bare rock in such shaded slopes [Magnin et al., 2015b]. Such a condition is also permitted on the top part of La Pendant, even though the lowest two thirds of the profile are too steep for seasonal snow cover. Further interpretations are limited by site-specific settings such as contrasts between a 3-D pyramid like La Pendant, with possible mixed influences from a warmer and a colder face, and a 2-D crest-like Les Charmoz.

A positive AR gradient in all transects except for La Pointe Albert and Les Charmoz 2013 is interpreted as cooling conditions along depth where permafrost occurs. The absence of obvious AR gradient at La Pointe Albert is interpreted as partly frozen conditions: unfrozen and frozen conditions are mixed in the calculation of the mean AR that is supported by error bars encompassing unfrozen and frozen ranges (Figure 6). The absence of obvious AR gradient at Les Charmoz 2013 is interpreted as the effect of climate signal propagation in a close to 0°C rock face. AR gradient steadily decreases along depth at Les Grands Montets, unlike Le Gros Rognon. Numerical experiments from former studies have investigated the topographical control on the temperature gradients and related lateral heat fluxes from warm to cold faces [Noetzi et al., 2007], pinpointing the increasing strength of heat fluxes toward the top of the mountain peaks where opposite faces become closer. Les Grands Montets is a relatively wide summit, whereas Le Gros Rognon is a sharp crest; their different resistivity gradient confirms topographical controls on temperature field distribution and lateral heat fluxes. Nevertheless, variable surface and topographical conditions may interfere in such a way that resistivity gradients are not easily interpretable, such as at La Pendant with its pyramid shape or at La Pointe Albert with compact slab and debris-covered gully.

The high mean deviations in Le Gros Rognon presumably derive from the heterogeneous surface and bedrock conditions, where a bare and smooth slab at the top part contrasts with a fractured and snow-covered area at the bottom part. This mean deviation lowers with depth as the different surface signals from the heterogeneous conditions equalize with depth.

Interannual changes at La Pendant and Les Charmoz with increasing values within the shallow layers may be a response to the 2013 colder winter and spring compared to 2012 (section 2.4). The decrease at depth is possibly a multiannual response of warmer conditions in the recent years. Year-to-year changes do not exceed 30 kΩm, which in a transitional or close to 0°C frozen state may be insignificant and therefore suggest coherent interannual variations.

5.4. Interpretation of ERT

ERT-inverted models show spatial distributions of frozen, transitional, and unfrozen rock. Deep-seated (several meters from the surface) > 100 kΩm rock bodies at the end of the thawing period in autumn are interpreted as permafrost bodies. Permafrost distribution according to topographical control and conductive heat transfer [Noetzi et al., 2007] partly supports the interpretation of the ERT-inverted models, in which unexpected features are associated to additional controls.

At Le Gros Rognon, a permafrost body is only expected to occur at depth of the upper steep slope, close to and probably controlled by the colder north face; this assumption is strengthened by the strong resistivity gradient that suggests strong lateral heat fluxes in this top area, in accordance with AR pattern interpretation (section 5.3). The lower-resistivity values in the bottom slope may not only be induced by the reduced influence of the north face as they are also coherent with the lower elevation. The change in slope angle also allows the accumulation of a seasonal snow cover that could similarly lead to warmer conditions by insulating the rock face, while the top area remains free of snow. Thermoinsulating snow cover is generally considered inexistent in steep alpine rock faces. However, it has been shown that it can exist when slope angle and roughness allow for thick snow accumulations (> 0.6 m), but its overall effect on Sun-exposed faces rather cools the rock surface [Magnin et al., 2015b]. Thus, the topographical settings—elevation, aspect, and crest width—are the most probable controlling factors of permafrost distribution

at Le Gros Rognon. Conversely, Les Grands Montets and Les Charmoz have an opposite warmer face that would possibly lead to a negative resistivity gradient and warmer conditions at depth, but such features are not found. Possibly, these summits are too wide to detect the influence of the opposite face at depth, but the topographical control may also interfere with the structural control and the related nonconductive processes in fractures that may cool the rock at depth [Hasler et al., 2011]. Finally, the resistivity gradient at La Pendant can be influenced by the warmer south face and the colder north face that limits the interpretation of its inverted models.

Resistivity at Les Grands Montets is not as high as in the other transects, but values within the frozen range are more continuous at depth. The low-resistivity values ($\leq 40 \text{ k}\Omega\text{m}$) close to the surface may be interpreted as an active layer. Coherently, with air temperature control, highest resistivities are recorded at depth at the highest elevations. Interestingly, La Pointe Albert shows higher values in the range of permafrost occurrence in its lower section, whereas permafrost is probably absent or close to 0°C (resistivity $< 80 \text{ k}\Omega\text{m}$) in the top area that is a compact Sun-exposed slab contrasting with the shaded, partly debris-covered, and more fractured bottom part. The nonconductive cooling effect of fractures in steep bedrock [Hasler et al., 2011] and debris slopes [Delaloye and Lambiel, 2005] has been established, and occurrence of a permafrost body at the foot of La Pointe Albert likely results from the combination of shadow, fractures, and debris. However, the increasing resistivity along depth of its middle section, above the main change in topography from steep rockwall to debris-covered gully (from 2760 to 2720 m asl; Figure 7), possibly results from the topographical control and the related influence of the colder opposite NW face. As La Pointe Albert site is extremely sharp, special attention was paid to make sure that the depth of investigation did not exceed the thickness of the crest and that no measurement point was taken in the air, above the surface of the opposite NW face. In such cases with thin crests, measurements taken into the air could be confused with measurements in permafrost as they both yield high-resistivity values.

At La Pendant, a thick layer of transitional values is present down to a depth of approximately 15 m, likely far beyond the presumed active layer thickness; it may indicate nonpermafrost or sensitive permafrost, the underlying high resistivities suggesting a possible relict permafrost body. The yellow area at the top part of Les Charmoz 2012 profile (Figure 7) may be interpreted as active layer, while the orange-brown very top patch possibly reflects the influence of the opposite south face.

Finally, interannual changes at Les Charmoz and La Pendant are coherent with AR patterns, but their spatial distribution suggests a site-specific control. The increasing resistivity down to a depth of approximately 15–20 m at Les Charmoz and at the bottom of La Pendant likely shows a lowering temperature, while the decreasing resistivity values $> 100 \text{ k}\Omega\text{m}$ are interpreted as a rising temperature. Continuous records through time would allow for interpretation of permafrost degradation versus aggradation. The spatial distribution of interannual changes shows layers normal to the surface at Les Charmoz, whereas it is more elevation controlled at La Pendant. Differences in geometry possibly cause such dissimilarities; the magnitude of the changes that mainly occur within the transitional range likely signifies minor changes in terms of temperature.

5.5. Comparison of ERT and Permafrost Modeling

Temperature-calibrated ERT-inverted models allow for a semiquantitative description of permafrost distribution and characteristics comparable to indications of the possible permafrost occurrences given by index values from the APIM and CIP-MB (section 2.2). Inferred permafrost bodies are compared to index values on Figure 9, but as permafrost bodies are identified as warm permafrost mainly, cold permafrost bodies being extremely restricted (e.g., at depth of the upper half of Le Gros Rognon), both types of permafrost are not distinguished.

Continuous and cold permafrost (index ≥ 0.9) is expected at Les Grands Montets according to both maps. ERT transects suggest a continuous body of permafrost at this site, but the low-resistivity range that barely exceeds $160 \text{ k}\Omega\text{m}$ rather indicates warm permafrost, despite the intense fracturing, meaning that both maps overestimate permafrost conditions at Les Grands Montets. The APIM also suggests continuous and cold permafrost at Le Gros Rognon, whereas the CIP-MB suggests warm permafrost along the measured face. Le Gros Rognon ERT transect indicates permafrost occurrence only at depth of the top area, under the influence of the opposite north face. The CIP-MB is realistic for this top part but overestimates

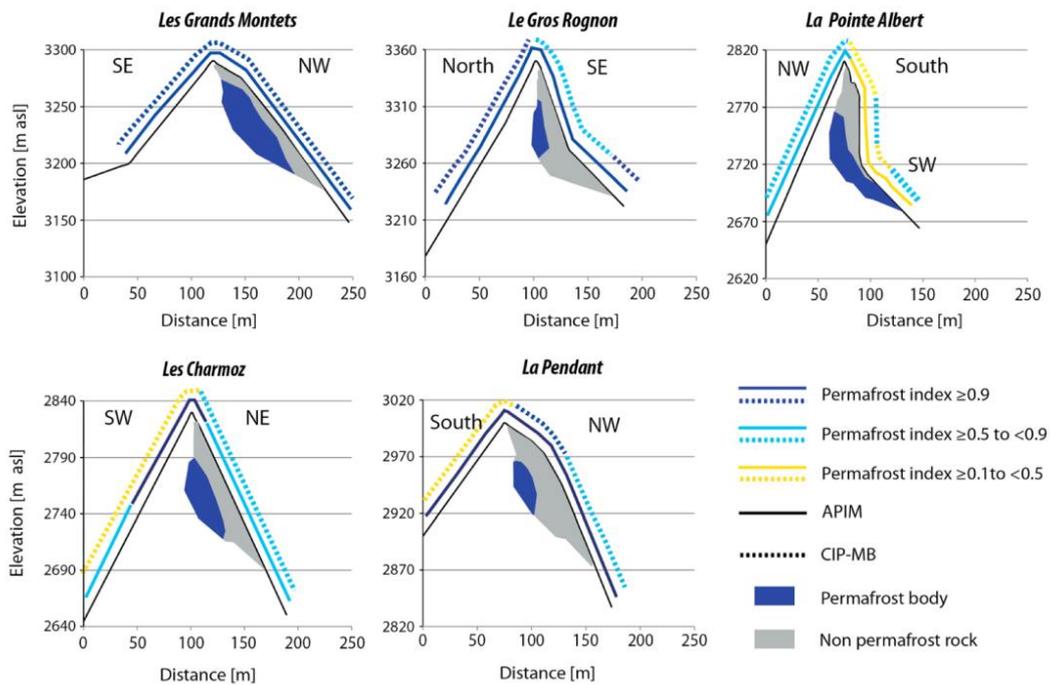


Figure 9. Topographical settings and permafrost index according to the APIM and the massif du Mont Blanc massif map. Grey area: ERT footprint and blue area: permafrost body interpreted from the ERT-inverted model.

permafrost conditions for the bottom part. The same overestimation is observed at La Pendant for the APIM, but the CIP-MB permafrost index is closer from ERT transect. At Les Charmoz, both maps suggest warm permafrost occurrence in the case of a fractured and heterogeneously snow covered face. Repeated ERT results suggest close to 0°C conditions, coherent with the 0.5-0.9 permafrost index class. La Pointe Albert transect has the lowest index value on both maps, indicating permafrost occurrence only in favorable settings induced by dense fractures and a thin snow cover. The CIP-MB represents well the transition between absence and presence of the permafrost in the top part of the profile. Then, permafrost occurrence in the bottom part possibly induced by favorable conditions (fractures and debris) is in accordance with the index values on both maps. Finally, the permafrost occurrence at depth of the middle section of the transect, most probably resulting of the influence of the opposite NW face, is in accordance with the higher index value for this NW face especially represented by the CIP-MB.

The APIM appears too coarse to be validated with ERT transects at a rock face scale. Permafrost index values are not always in accordance with Sun exposure as the 30 m resolution pixels do not represent topographical change with precision. Conversely, the CIP-MB shows index value changes consistent with the topographical settings, and it appears of sufficient resolution to be compared with ERT-inverted models. While the ERT results validate the CIP-MB at Les Charmoz and La Pointe Albert, permafrost conditions seem to be overestimated at Les Grands Montets, Le Gros Rognon, and La Pendant. These three sites are surrounded by glaciers, meaning more solar radiations by reflection. This can act as a warming factor and explain this discrepancy between resistivity and permafrost index values. At Les Grands Montets, seasonal snow cover may also induce warmer conditions.

6. Conclusions

ERT measurements have been conducted systematically on near-vertical profiles of steep bedrock permafrost in five rock of the Mont Blanc massif or the first time. Seven profiles were measured in 2012

and 2013 at various elevations, aspects, and bedrock conditions. Two were measured repeatedly in both years. Inverted ERT data show low uncertainties at depth that suggest the presence of permafrost. The resistivity-temperature relationship of the lithologically homogeneous Mont Blanc granite has been measured in a laboratory to derive a threshold for frozen water-saturated rock. It shows a similar behavior to what is found in the literature but generally with higher values. Site-specific permafrost distribution suggests two topographical controls: (i) resistivity values are positively correlated with elevation and (ii) rockwall width appears of major importance with highest-resistivity gradients recorded in thin crests and decreasing with crest widening. These patterns confirm numerical experiments from previous studies.

Local cooling of fractured areas is visible at the footwall of La Pointe Albert site where permafrost is present whereas it is absent at the top part of the profile, but such controls are not easily discernible on the other transects. Les Grand Montets NW profile with seasonal snow accumulations has warmer conditions than expected from its topographical settings.

Observations of interannual changes at two sites is also promising since the range of values and the distribution of these changes are coherent with the characteristics of resistivity in partially frozen compact bedrock and with the climate signal. Repeated measurements may be essential for a proper determination of the permafrost sensitivity and patterns.

Permafrost index maps were compared to the inferred permafrost bodies from ERT-inverted data that mainly suggest warm, sensitive warm permafrost. The map resolution appears of primary concern as permafrost distribution on the 30 m resolution map has no coherence with aspect and is consequently not suitable for a direct comparison with ERT profiles. However, the 4 m resolution map appears to be well suited for a local estimation of permafrost distribution and a validation procedure using ERT-inverted data. This map has been qualitatively validated on two sites and remains acceptable for the three other sites. It tends to overestimate permafrost conditions for sites surrounded by glaciers. Validation of the high-resolution map is promising for providing valuable information for hazard management, but more systematic measurements and more precise quantitative data on the temperature-resistivity pathways are required.

Acknowledgments

We warmly acknowledge S. Gruber for his precious advice and comments on this work and G. Bièvre and G. Menard for discussions on it. The field work has been successfully performed, thanks to the Chamonix Mont-Blanc Hélicoptères company, the Chamonix Guides Company and the ISTerre Lab (Grenoble) geophysical equipment. This work was supported by the Région Rhône-Alpes (CIBLE program). The data used in this work are visible at the following link (<https://hal-sde.archives-ouvertes.fr/hal-01120591>) and available by contacting the first author.

References

- Allen, S. K., S. Gruber, and I. F. Owens (2009), Exploring steep bedrock permafrost and its relationship with recent slope failures in the Southern Alps of New Zealand, *Permafrost Periglac. Process*, 20, 345–356, doi:10.1002/ppp.658.
- Alumbaugh, D. L., and G. A. Newman (2000), Image appraisal for 2-D and 3-D electromagnetic inversion, *Geophysics* 65(5), 1455–1467.
- Archie, G. E. (1942), The electric resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, *Trans. AIME*, 146, 54–62.
- Barker, R. D. (1989), Depth of investigation of collinear symmetrical four electrode arrays, *Geophysics* 54(8), 1031–1037, doi:10.1190/1.1442728.
- Bertini, G., M. Marcucci, R. Nevini, P. Passerini, and G. Sguazzoni (1985), Patterns of faulting in the Mont Blanc granite, *Tectonophysics* 111(1–2), 65–106.
- Blaschek, R., A. Hördt, and A. Kemna (2008), A new sensitivity-controlled focusing regularization scheme for the inversion of induced polarization data based on the minimum gradient support, *Geophysics* 73, 45–54, doi:10.1190/1.2824820.
- Boeckli, L., A. Brenning, S. Gruber, and J. Noetzi (2012a), A statistical approach to modelling permafrost distribution in the European Alps or similar mountain ranges, *Cryosphere* 6, 125–140, doi:10.5194/tc-6-125-2012.
- Boeckli, L., A. Brenning, S. Gruber, and J. Noetzi (2012b), Permafrost distribution in the European Alps: Calculation and evaluation of an index map and summary statistics, *Cryosphere* 6, 807–820, doi:10.5194/tc-6-807-2012.
- Curry, G. L., B. L. Deuermeyer, and R. M. Feldman (1989), *Discrete Simulation* 297 pp., Holden-Day, Oakland, Calif.
- Dahlin, T., and M. H. Loke (1998), Resolution of 2D Wenner resistivity imaging as assessed by numerical modelling, *J. Appl. Geophys.* 38, 237–249.
- Davies, M. C. R., O. Hamza, and C. Harris (2001), The effect of rise in mean annual temperature on the stability of rock slopes containing ice-filled discontinuities, *Permafrost Periglac. Process*, 12, 137–144, doi:10.1002/ppp.378.
- Delaloye, R., and C. Lambiel (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. Geogr. Tidsskr.-Nor. J. Geogr.* 59, 194–203, doi:10.1080/00291950510020673.
- Deline, P. (2001), Recent Brenva rock avalanches (Valley of Aosta): New chapter in an old story?, *Geogr. Fis. Din. Quat. Suppl.* 5, 55–63.
- Deline, P., W. Alberto, M. Broccolato, O. Hungr, J. Noetzi, L. Ravel, and A. Tamburini (2011), The December 2008 Crammont rock avalanche, Mont Blanc massif area, Italy, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 11, 3307–3318, doi:10.5194/nhess-11-3307-2011.
- Edwards, L. S. (1977), A modelled pseudosection for resistivity and induced-polarization, *Geophysics* 42, 1020–1036.
- Fischer, L., A. Käab, C. Huggel, and J. Noetzi (2006), Geology, glacier retreat and permafrost degradation as controlling factors of slope instabilities in a high-mountain rock wall: The Monte Rosa east face, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 6, 761–772, doi:10.5194/nhess-6-761-2006.
- Geertsema, M., J. J. Clague, J. W. Schwab, and S. G. Evans (2006), An overview of recent large catastrophic landslides in northern British Columbia, Canada, *Eng. Geol.* 83, 120–143, doi:10.1016/j.enggeo.2005.06.028.
- Hanson, S., and M. Hoelzle (2004), The thermal regime of the active layer at the Murtel rock glacier based on data from 2002, *Permafrost Periglac. Process*, 15, 273–282, doi:10.1002/ppp.499.
- Harris, C., et al. (2001), Permafrost and climate in Europe: Monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses, *Earth Sci. Rev.* 92, 117–171, doi:10.1016/j.earscirev.2008.12.002.

- Hasler, A., S. Gruber, and W. Haeberli (2011), Temperature variability and offset in steep alpine rock and ice faces, *Cryosphere* 5, 977–988, doi:10.5194/tc-5-977-2011.
- Hauck, C., and D. Vonder Mühll (2003), Inversion and interpretation of two-dimensional geoelectrical measurements for detecting permafrost in mountainous regions, *Permafrost Periglac. Process.* 14, 305–318, doi:10.1002/ppp.462.
- Hauck, C., M. Bach, and C. Hilbich (2008), A four-phase model to quantify subsurface ice content in permafrost regions based on geophysical data sets, in *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost 2008*, edited by D. L. Kane, and K. M. Hinkel, pp. 675–680, Institute of Northern Engineering, Univ. of Alaska Fairbanks.
- Hilbich, C., C. Hauck, M. Hoelzle, M. Scherler, L. Schudel, I. Völksch, D. Vonder Mühll, and R. Mäusbacher (2008), Monitoring mountain permafrost evolution using electrical resistivity tomography: A 7-year study of seasonal, annual, and long-term variations at Schilthorn, Swiss Alps, *J. Geophys. Res.* 113, F01590, doi:10.1029/2007JF000799.
- Huggel, C., J. Caplan-Auerbach, S. Gruber, B. Molnia, and R. Wessels (2008), The 2005 Mt. Steller, Alaska, rock-ice avalanche: A large slope failure in cold permafrost, in *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost 2008*, edited by D. L. Kane and K. M. Hinkel, pp. 747–752, Institute of Northern Engineering, Univ. of Alaska Fairbanks.
- Keller, G. V., and F. C. Frischknecht (1966), *Electrical Methods in Geophysical Prospecting*, 17 pp., Pergamon Press, Oxford, U. K.
- Kneisel, C. (2006), Assessment of subsurface lithology in mountain environments using 2D resistivity imaging, *Geomorphology* 80, 32–44, doi:10.1016/j.geomorph.2005.09.012.
- Kneisel, C., C. Hauck, R. Fortier, and B. Moorman (2008), Advances in geophysical methods for permafrost investigations, *Permafrost Periglac. Process.* 19, 157–178, doi:10.1002/ppp.616.
- Krautblatter, M. (2009), Detection and quantification of permafrost change in alpine rock walls and implications for rock instability, PhD thesis, 162 pp., Univ. of Bonn, Bonn, Germany.
- Krautblatter, M. (2010), Patterns of multiannual aggradation of permafrost in rock walls with and without hydraulic interconnectivity (Steintälli, Valley of Zermatt, Swiss Alps), *Lect. Notes Earth Sci.* 115, 199–219.
- Krautblatter, M., and C. Hauck (2007), Electrical resistivity tomography monitoring of permafrost in solid rock walls, *J. Geophys. Res.* 112, F02520, doi:10.1029/2006JF000546.
- Krautblatter, M., and J. R. Moore (2014), Rock slope instability and erosion: Toward improved process understanding, *Earth Surf. Process. Landforms* 39, 1273–1278, doi:10.1002/esp.3578.
- Krautblatter, M., S. Verleysdonk, A. Flores-Orozco, and A. Kemna (2010), Temperature-calibrated imaging of seasonal changes in permafrost rock walls by quantitative electrical resistivity tomography (Zugspitze, German/Austrian Alps), *J. Geophys. Res.* 115, F02003, doi:10.1029/2008JF001209.
- Krautblatter, M., C. Huggel, P. Deline, and A. Hasler (2012), Research perspectives on unstable high-alpine bedrock permafrost: Measurement, modelling and process understanding, *Permafrost Periglac.* 23, 80–88, doi:10.1002/ppp.740.
- Krautblatter, M., D. Funk, and F. K. Günzel (2013), Why permafrost rocks become unstable: A rock-ice-mechanical model in time and space, *Earth Surf. Process. Landforms* 38, 876–887, doi:10.1002/esp.3374.
- Leloup P. H., N. Arnaud, E. R. Sobel, and R. Lacassin (2005), Alpine thermal and structural evolution of the highest external crystalline massif: The Mont Blanc, *Tectonics* 24, TC4002, doi:10.1029/2004TC001676.
- Lewkowicz, A. G., B. Eitzelmüller, and S. L. Smith (2011), Characteristics of discontinuous permafrost from ground temperature measurements and electrical resistivity tomography, southern Yukon, Canada, *Permafrost Periglac. Process.* 22, 320–342.
- Linde, N. (2005), Characterization of hydrogeological media using electromagnetic geophysics, PhD thesis, Uppsala Univ., Uppsala, Sweden.
- Loke, M. H., and R. D. Barker (1996), Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method, *Geophys. Prospect.* 44, 131–152, doi:10.1111/j.1365-2478.1996.tb00142.x.
- Luetesch, M., M. Lehning, and W. Haeberli (2008), A sensitivity study of factors influencing warm/thin permafrost in the Swiss Alps, *J. Glaciol.* 54, 696–704, doi:10.3189/002214308786570881.
- Magnin, F., A. Brenning, X. Bodin, P. Deline, and L. Ravanel (2015a), Statistical modelling of rock wall permafrost distribution: Application to the Mont Blanc massif, *Géomorphologie* in press.
- Magnin, F., P. Deline, L. Ravanel, J. Noetzi, and P. Pogliotti (2015b), Thermal characteristics of permafrost in the steep alpine rock walls of the Aiguille du Midi (Mont Blanc massif, 3842 m a.s.l.), *Cryosphere* 9, 109–121, doi:10.5194/tc-9-109-2015.
- Marescot, L., M. H. Loke, D. Chapellier, R. Delaloye, C. Lambiel, and E. Reynard (2003), Assessing reliability of 2D resistivity imaging in mountain permafrost studies using the depth of investigation index method, *Surf. Geophys.* 1, doi:10.3997/1873-0604.2002007.
- McGinnis, L. D., K. Nakao, and C. C. Clark (1973), Geophysical identification of frozen and unfrozen ground, Antarctica, paper presented at 2nd International Conference on Permafrost, Int. Permafrost Assoc., Yakutsk, Russia.
- Mellor, M. (1973), Mechanical properties of rocks at low temperatures, in *Proceedings of the 2nd International Conference on Permafrost*, Int. Permafrost Assoc., Yakutsk, USSR, 334–344.
- Noetzi, J., and S. Gruber (2009), Transient thermal effects in Alpine permafrost, *Cryosphere* 3, 85–99, doi:10.5194/tc-3-85-2009.
- Noetzi, J., S. Gruber, T. Kohl, N. Salzmann, and W. Haeberli (2007), Three-dimensional distribution and evolution of permafrost temperatures in idealized high-mountain topography, *J. Geophys. Res.* 112, F02513, doi:10.1029/2006JF000545.
- Pearson, C., J. Murphy, P. Halleck, R. Hermes, and M. Mathews (1983), Sonic and resistivity measurements on Berea sandstone containing tetrahydrofuran hydrates: A possible analog to natural gas hydrate deposits, in *Proceedings of the 4th International Conference on Permafrost*, Fairbanks, Alaska, 973–978.
- PERMOS (2013), *Permafrost in Switzerland 2008/2009 and 2009/2010*, Glaciological Report (Permafrost), edited by J. Noetzi, No. 10/11 of the Cryospheric Commission of the Swiss Academy of Sciences, 80 pp.
- Ravanel, L., and P. Deline (2013), A network of observers in the Mont Blanc massif to study rockfalls from high alpine rock walls, *Geogr. Fis. Din. Quat.* 36, 151–158, doi:10.4461/GFDQ.2013.36.12.
- Ravanel, L., F. Allignol, P. Deline, S. Gruber, and M. Ravello (2010), Rock falls in the Mont Blanc massif in 2007 and 2008, *Landslides* 7, 493–501, doi:10.1007/s10346-010-0206-z.
- Ravanel, L., F. Allignol, P. Deline, and G. Bruno (2011), Les écroulements rocheux dans le massif du Mont-Blanc pendant l'été caniculaire de 2003, *Géovisions* 36, 245–261.
- Ravanel, L., P. Deline, C. Lambiel, and C. Vincent (2013), Instability of a high Alpine rock ridge: The lower Arête des Cosmiques, Mont Blanc massif, France, *Geogr. Ann. Ser. Phys. Geogr.* 95, 51–66, doi:10.1111/geoa.12000.
- Rolland, Y., S. Cox, A. M. Boullier, G. Pennacchioni, and N. Mancktelow (2003), Rare Earth and trace element mobility in mid-crustal shear zones: Insights from the Mont Blanc massif (Western Alps), *Earth Planet. Sci. Lett.* 214, 203–219.
- Rykiel, E. J. (1996), Testing ecological models: The meaning of validation, *Ecol. Modell.* 90, 229–244.

- Sass, O. (1998), Die Steuerung von Steinschlagmenge durch Mikroklima, Gesteinsfeuchte und Gesteinseigenschaften im westlichen Karwendelgebirge, *Münchner Geogr. Abh. Reihe*, 89, 1–175.
- Sass, O. (2005), Rock moisture measurements: Techniques, results, and implications for weathering, *Earth Surf. Processes Landforms*, 30, 359–374.
- Scott, W., P. Sellmann, and J. Hunter (1990), Geophysics in the study of permafrost, in *Geotechnical and Environmental Geophysics*, edited by S. Ward, pp. 355–384, Soc. of Expl. Geoph. Tulsa, Okla.
- Sousa, L. M. O., L. M. Suárez del Rio, L. Calleja, V. G. Ruiz de Argandoña, and A. R. Rey (2005), Influence of microfractures and porosity on the physico-mechanical properties and weathering of ornamental granites, *Eng. Geol.*, 77, 153–168, doi:10.1016/j.enggeo.2004.10.001.
- Verleysdonk, S., M. Krautblatter, and R. Dikau (2011), Sensitivity and path dependence of mountain permafrost systems, *Geogr. Ann.*, 93A, 113–135.

5.3. Données et discussions complémentaires

En 2012, le site des Rachasses a également fait l'objet d'une mesure ERT. Il n'a cependant pas été intégré à l'étude des autres sites car il est situé dans la zone de métamorphisme du massif. Du fait de cette lithologie, le modèle inversé n'est pas directement comparable aux autres. De plus, aucun test en laboratoire n'a été effectué sur un échantillon de gneiss local et l'interprétation semi-quantitative est de ce fait limitée. Cette dernière section présente le site des Rachasses et les résultats de la mesure. Elle discute brièvement les questions de l'effet de la fracturation dans les mesures ERT et la nécessité de choisir des sites de mesure en fonction de leur comparabilité pour valider les modèles distribués.

5.3.1. Le site d'étude

La crête des Rachasses s'étend depuis Les Grands Montets vers le nord. Elle signe le contact entre la zone granitique et la zone métamorphique du massif. Ce site a été choisi pour sa faible altitude (2760 m au sommet du profil) qui abaisse les chances de trouver du permafrost. La localisation du profil et les sorties du *rock model* sur l'APIM et la CIP-MB sont visibles dans la figure 5.9.

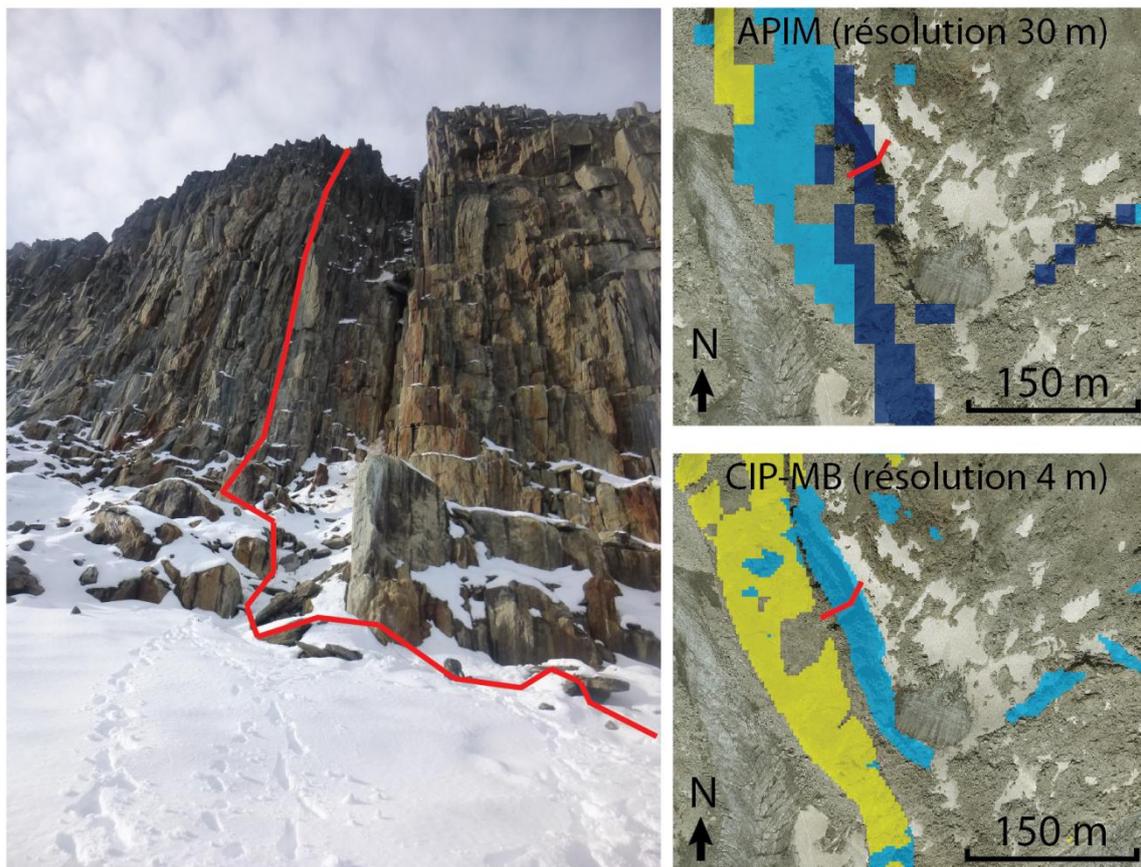


Figure 5.9. Le site des Rachasses. La ligne rouge représente le tracé du profil ERT. L'indice de permafrost modélisé à 30 m de résolution (Boeckli et al., 2012b) et à 4 m de résolution (Chap. 4) est figuré par les aplats bleu foncé (indice $\geq 0,9$), bleu clair (indice $\geq 0,5$ et $< 0,9$) et jaune (indice $\geq 0,1$ et $< 0,5$).

Ce site est situé dans la zone de métamorphisme du massif (sect. 2.2) à structure schisteuse (von Raumer et Bussy, 2004), et pose deux problèmes: (i) la différence de lithologie avec le granite du Mont Blanc rend les mesures de résistivité de ce site non comparable avec les autres, et (ii) la schistosité modifie certainement la distribution des champs électrique. En effet, l'anisotropie du milieu mesuré induit des distorsions significatives dans les modèles inversés (Herwanger *et al.*, 2004). La mesure a été réalisée le long d'une paroi de moins de 100 m de dénivelé, très fracturée et avec un pendage quasi-vertical. Les derniers 40 m du profil étaient situés dans une pente bien moins raide (environ 20°), largement enneigée.

5.3.2. Acquisition des données et résultats

L'acquisition des données a suivi le même protocole que pour les autres sites (sect. 5.2.2) : espacement des électrodes de 5 m, utilisation de graisse conductrice et d'eau salée pour le contact de surface, câbles enkités et installation en rappel. La surface de cette paroi est très altérée : le perçage des trous pour placer les électrodes a permis de le constater. Il fut difficile de trouver un contact de surface pour cette mesure. Le protocole d'inversion utilisé est le même que pour les sites granitiques. La courbe de résistivité apparente (AR) en fonction de la profondeur d'investigation (MDOI) est représentée dans la figure 5.10.

Les Rachasses

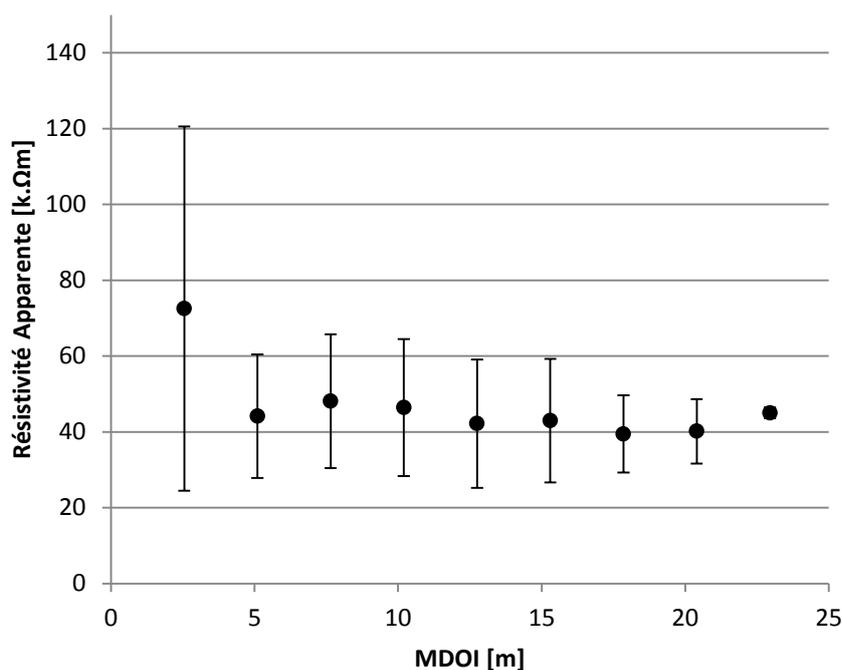
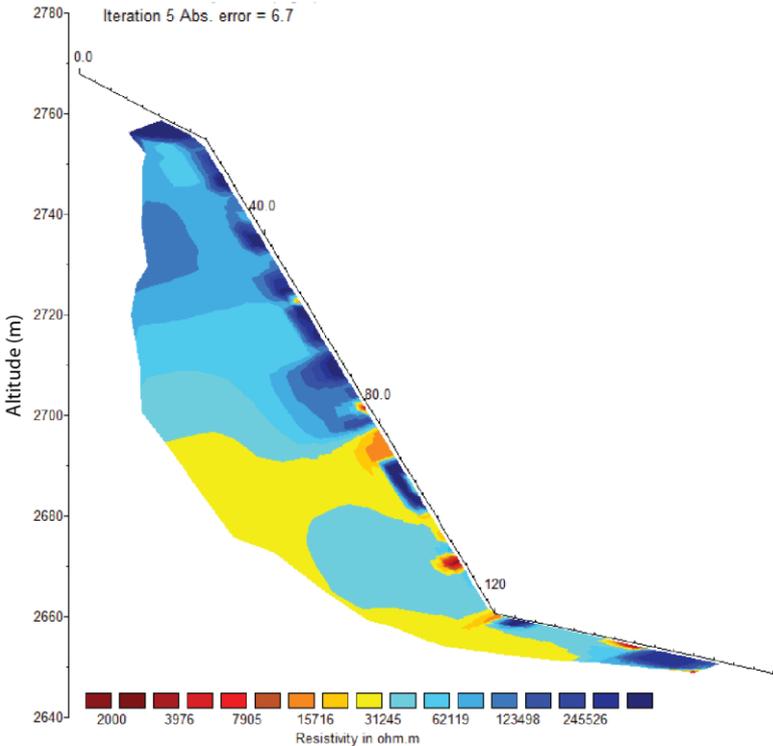


Figure 5.10. Résistivité apparente moyenne entre 40 et 120 m de longueur de surface et écarts moyens (barres d'erreur) en fonction de la profondeur moyenne d'investigation (MDOI) pour les Rachasses.

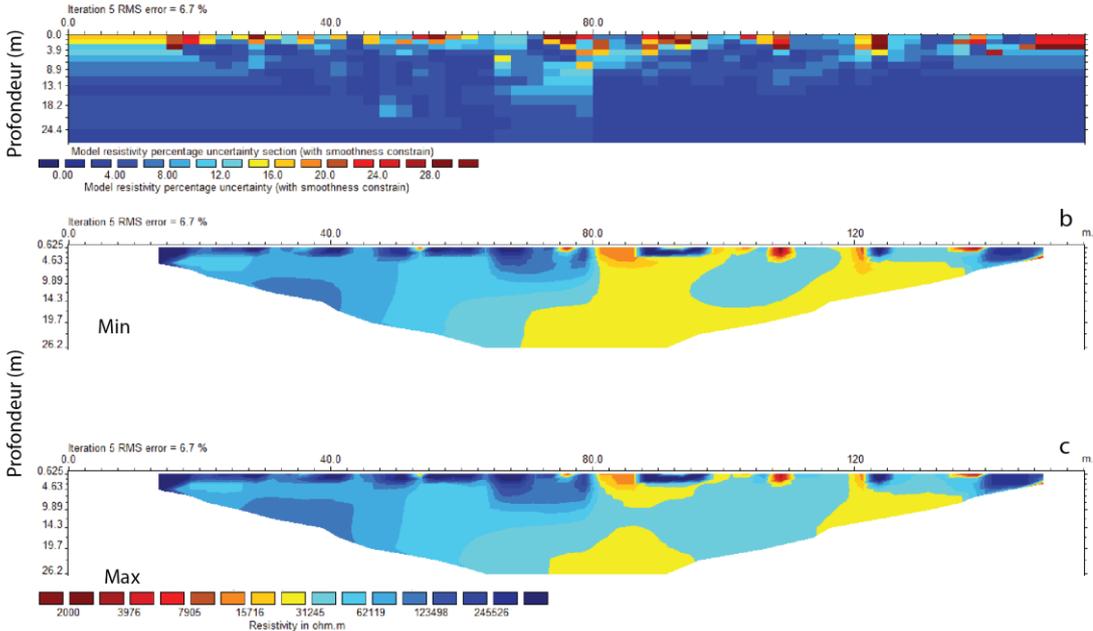
Comme pour les sites granitiques, les plus grands écarts moyens s'observent à proximité de la surface et décroissent avec la profondeur pour devenir quasi-nuls à 23 m. À l'inverse de la plupart des sites, mais comme à la Pointe Albert, le gradient de résistivité est faible et variable le long de la MDOI ; les valeurs d'AR oscillent autour de 45 kΩm.

Le modèle inversé (inversion robuste et réduction de l'intervalle inter-électrodes à 2,5 m) est visible sur la figure 5.11. L'échelle de couleur a été définie à partir des valeurs de la littérature (Krautblatter, 2009) pour les paragneiss et granodiorites. La transition entre roche gelée et non gelée a été définie à 30 kΩm, avec une augmentation de la résistivité sous le point de congélation moins importante que pour le granite. Du fait du caractère arbitraire de la définition de l'échelle de couleur, l'interprétation des valeurs quant à la présence ou à l'absence de permafrost est limitée.

Le modèle d'incertitude et les modèles inversés comprenant le minimum et le maximum d'incertitude sont exposés dans la figure 5.12.



Ci-contre : Figure 5.11. Modèle inversé du site des Rachasses.



Ci-dessous : Figure 5.12. Incertitude du modèle inversé (a) et modèles inversés avec minimum (b) et maximum (c) d'incertitude.

5.3.3. Interprétation et discussion du profil

5.3.3.1. Incertitude du modèle inversé

Les valeurs d'incertitude les plus élevées sont situées à la surface, comme pour les autres profils. Dans la partie superficielle (jusqu'à environ 10 m de profondeur) du profil (fig. 5.12.a) jusqu'à environ 18 m de profondeur, l'incertitude est comprise entre 8 et 16%, tandis qu'elle est proche de 0% plus en profondeur. Le modèle inversé est donc tout à fait fiable en profondeur. À l'image des profils présentés dans la Publication 3, les zones d'incertitude induisent une distorsion négligeable de la distribution des résistivités, notamment dans la partie inférieure du profil. Les valeurs absolues ne pouvant être discutées, cette incertitude n'empêche pas l'interprétation des modèles inversés.

5.3.3.2. Présence de permafrost et validation des modèles distribués

Les ARs oscillent autour de 50 kΩm avec un gradient faible et variable d'une MDOI à l'autre ce qui suggère des conditions sans doute proches de 0°C. Les modèles inversés montrent une augmentation de la résistivité avec l'altitude, ce qui est cohérent avec le contrôle topoclimatique: la roche est certainement plus froide au sommet de la paroi qu'à son pied du fait du gradient de température. Les très hautes résistivités au sommet du profil, plus de huit fois supérieures à celles relevées dans la partie inférieure, indiquent potentiellement un corps de roche gelée. Du fait de sa faible étendue, ce corps de haute résistivité pourrait indiquer la présence de permafrost relique. Bien que la face opposée à celle de la mesure soit certainement plus chaude d'après les carets d'indice de permafrost (fig. 5.9), son influence n'est pas visible dans les modèles inversés.

La CIP-MB est plus proche des conditions suggérées par le modèle inversé des Rachasses, avec un indice $\geq 0,5$, tandis que l'APIM propose plutôt un indice $\geq 0,9$. Néanmoins, les deux modèles restent trop optimistes (surestimation de la présence de permafrost) puisque la présence de permafrost suggérée par le modèle inversé est significativement restreinte.

5.3.3.3. La question de l'anisotropie

Le site des Rachasses se caractérise par sa schistosité et une fracturation dense. Ces caractéristiques structurales induisent une anisotropie dans le milieu mesuré à micro- comme à macro-échelle et résultant de la cristallisation, la schistosité, la fracturation, la stratification ou l'espace interstitiel de la roche. Greenhald *et al.* (2010) définissent l'anisotropie comme une situation dans laquelle la résistivité du terrain est une fonction de la direction de la mesure. En effet, l'anisotropie a des conséquences hautement variables selon la direction des discontinuités (Skianis *et al.*, 2007). L'anisotropie introduit des erreurs dans le modèle inversé qu'il est difficile de détecter, particulièrement quand la direction des discontinuités est perpendiculaire à la mesure. Greenhald *et al.* (2010) identifient plusieurs difficultés pour mettre en place des méthodes d'inversion des données tenant compte de l'anisotropie, notamment le fait de devoir intégrer des paramètres supplémentaires, ce qui ne fait qu'accroître le problème de non-unicité du modèle inversé. Néanmoins, il reste possible de faire une interprétation quantitative d'un milieu anisotrope sous réserve de connaître le coefficient de schistosité du terrain et sa direction (Skianis *et al.*, 2007). De nombreuses études se sont attachées à développer des protocoles et

algorithmes d'inversion tenant compte de cette anisotropie (Pain *et al.*, 2003 ; Herwanger *et al.*, 2004) et les méthodes de tomographie de résistivité anisotrope constituent des directions de recherche nécessaires au développement des applications de l'ERT. Pour notre étude, nous n'avons pas intégré ces effets dans notre protocole d'inversion ni dans l'inversion, à l'instar de l'ensemble des études réalisées à ce jour dans le permafrost alpin. Ces questions sont toutefois à considérer pour de futures applications.

Conclusion du Chapitre 5

L'ERT est une méthode de plus en plus employée dans l'étude du permafrost car elle permet sa détection à moindre coût et sans installation permanente. Les premières mesures ERT le long de profils subverticaux en paroi à permafrost ont été réalisées dans cette étude. Huit profils ont été acquis sur six sites différents, dont cinq situés dans la zone granitique du massif. La relation entre la température et la résistivité a été calibrée sur un échantillon de granite du Mont Blanc pour faciliter l'interprétation semi-quantitative des sept profils concernés. Les mesures ont été répétées en 2012 et 2013 sur deux de ces sites. La présence de permafrost a été identifiée sur l'ensemble des sites mesurés, mais pour certains, il est induit par la présence d'une face plus froide à proximité, ou est constitué d'un corps relique.

Ces mesures ont mis en évidence l'importance du contrôle topographique dans la distribution du permafrost, visible pour la première fois de manière empirique en 2D. Les effets de la neige et de la fracturation sont suggérés mais plus difficiles à identifier. Les modèles inversés confrontés aux sorties des modèles de distribution du permafrost permettent de constater que la carte d'indice de permafrost à 4 m de résolution pourrait être validée à partir de mesures ERT tandis que celle à 30 m de résolution est trop imprécise pour une telle opération ; confirmant ainsi l'Hypothèse 3 (sect. 2.1.2.1). L'évaluation du modèle à 4 m a mis en évidence une tendance à surestimer les conditions de permafrost pour les sites situés dans un environnement glaciaire. Ces derniers sont possiblement contrôlés par le rayonnement solaire réfléchi et diffus par la surface glaciaire. Ces données d'un genre nouveau et l'analyse qu'elles ont permise ont été soumises pour publication à *Journal of Geophysical Research : Earth Surface* en septembre 2014 et publiés en mai 2015.

D'autres campagnes de mesures systématiques pourraient permettre de valider ce modèle de manière plus robuste et de confirmer les interprétations ici proposées. Par ailleurs, la réalisation de profils ERT au niveau des forages de l'Aiguille du Midi pourrait aider à une calibration plus précise et plus étendue de la relation température-résistivité (sect. 7.1.1. ; 7.1.3).

Conclusion de la Partie II

Le monitoring de la température, la modélisation statistique du permafrost et les mesures ERT permettent d'appréhender la distribution locale du permafrost à trois échelles spatio-temporelles, et dans ses différentes dimensions de profondeur et de superficie (sect. 2.3.3.1). Les résultats du monitoring à l'Aiguille du Midi permettent l'évaluation des cartes de TAMSP et de TAMP du massif du Mont Blanc résultant du *rock model* appliqué sur le MNA à 4 m de résolution avec un biais moyen de la TAMSP (valeurs mesurées – valeurs modélisées) indiquant une représentation réaliste de la température à la surface des parois. Le biais est plus marqué pour la température en profondeur, avec une TAMP modélisée significativement plus froide que celle mesurée. En effet, les valeurs d'*offset* de température injectées dans le modèle ne tiennent pas compte des effets des flux de chaleur latéraux et des spécificités locales des parois. La carte d'indice de permafrost a été évaluée avec les mesures ERT qui ont montré leur potentiel comme méthode de validation de modèles de distribution du permafrost dans les parois alpines. La confrontation des profils ERT avec les cartes d'indice de permafrost à 4 m (CIP-MB ; Pub. 2) et à 30 m (APIM ; Boeckli *et al.*, 2012b) de résolution montre d'abord l'intérêt d'une résolution spatiale fine dans la modélisation du permafrost de paroi pour sa validation, l'APIM m de résolution n'étant pas directement comparable au profil ERT. En revanche, la CIP-MB offre une représentation intéressante des transitions entre présence et absence du permafrost. Elle est toutefois trop optimiste pour les faces rocheuses situées dans un environnement glaciaire qui pourrait également répondre au contrôle du rayonnement réfléchi et diffus par les glaciers. Elle apparaît néanmoins suffisamment performante pour une estimation de la distribution du permafrost à l'échelle d'une face rocheuse. Les profils ERT sont également utiles pour la caractérisation du permafrost et ont permis de visualiser l'importance du contrôle de la topographie sur sa distribution en profondeur, pour la première fois de manière empirique et en 2D.

L'analyse des séries temporelles de la température de l'Aiguille du Midi met en évidence des effets de la neige sur la température de surface qui dépendent de l'exposition et de l'épaisseur de l'accumulation. La variabilité de ces effets, non prise en compte dans le *rock model* qui considère uniquement le contrôle topographique (au travers du rayonnement solaire) et la température de l'air, est en partie responsable du biais de la TAMSP modélisée. Des manifestations de l'influence de la neige sur la couche active, de son effet thermo-isolant ou de son effet refroidissant au cours de chutes de neige estivales, sont également détectées dans les mesures directes de la température, mais son effet plus en profondeur sur le permafrost reste difficile à identifier. L'effet réchauffant d'une couverture nivale saisonnière sur les faces ombragées, visible dans les TAMSP mesurées à l'Aiguille du Midi est également suggéré sur le profil ERT des Grands Montets, mais cette relation reste à vérifier.

Les profils thermiques réalisés à partir des mesures à l'Aiguille du Midi montrent l'effet refroidissant d'une fracture ouverte, cohérent avec l'étude de Hasler *et al.* (2011a) à partir de laquelle ont été déterminées les valeurs d'*offset* de température injectées dans le modèle de distribution du permafrost. Cet effet refroidissant de la fracturation est aussi suggéré par le

profil ERT de la Pointe Albert. Mais similairement aux effets de la neige, il est délicat d'attribuer les caractéristiques de résistivité observées à un processus précis. Bien que l'application de ces *offsets* de température sur la carte de TAMSP permet une comparaison directe de la CIP-MB et de l'APIM, elle induit un biais plus conséquent sur la TAMP modélisée que celui des TAMSP. Il en résulte une carte d'indice de permafrost qui surestime la distribution du permafrost. Les profils $T(z)$ mesurés et les profils ERT révèlent l'importance des flux latéraux de chaleur dans la distribution du permafrost en profondeur, ce qui rend difficile la comparaison des *offsets* de température mesurés dans les forages de l'Aiguille du Midi avec ceux injectés dans le modèle de distribution du permafrost.

La CIP-MB permet finalement d'estimer à la fois la distribution régionale (dans le massif) et locale (paroi) du permafrost. Des mesures ERT supplémentaires permettraient de mettre en place un protocole de validation de cette carte plus robuste. La carte de TAMSP est la seule carte pouvant être évaluée quantitativement (à partir des mesures de l'Aiguille du Midi). Représentative des conditions de surface de la période 1961-1990, elle est susceptible de représenter les conditions actuelles en profondeur des parois suite à la propagation de cette TAMSP. Elle offre la possibilité d'une analyse statistique des écroulements enregistrés dans le massif du Mont Blanc et de leur lien avec le permafrost.

Partie III

Applications géomorphologiques et futurs développements

Cette troisième et dernière partie propose une application géomorphologique des résultats de la Partie II, présentée dans le Chapitre 6. Elle se fonde principalement sur la carte de température annuelle moyenne à la surface des parois (TAMSP) issues du *rock model* présenté dans le Chapitre 4, mais mobilise également les résultats du monitoring de la température (chap. 3) et de la tomographie de résistivité électrique (ERT, chap. 5). Le Chapitre 7 présente les futurs travaux qui sont envisagés dans la continuité de cette recherche doctorale, et qui s'articulent autour des données et méthodes présentées dans ce manuscrit, mais également autour de nouveaux développement méthodologiques.

Summary of Chapter 6

Rock fall and permafrost distributions

In this chapter, results from Chapter 3, 4 and 5 are used for a geomorphological application. More than 500 rock falls inventoried in 2003 and from 2007 to 2014 in the Mont Blanc massif are analysed to test the geomorphological hypothesis presented in Chapter 2 on the link between permafrost degradation and bedrock destabilisation. Rock fall triggered in 2003 were identified using a SPOT-5 image whereas rock falls from 2007 to 2014 have been mainly reported by a network of observers consisting of mountain guides and hut keepers. They fill a form with data on topographical information and timing of the observed rock fall. A total of 552 rock falls have been inventoried during the observation period (182 in 2003, 45 in 2007, 22 in 2008, 72 in 2009, 47 in 2010, 65 in 2011, 58 in 2012, 44 in 2013, 17 in 2014; tab. 6.1) with a volume ranging from 100 to 60 000 m³. Volumes were calculated using a terrestrial LIDAR (TLS, Optech, ILRIS 3D). The rock fall inventory and the volume calculations have been performed by L. Ravanel.

Here we analyse the statistical distribution of MARST at rock fall scar locations using the 4-m-resolution MARST map presented in Chapter 4 (1st output of the “rock model”). We also implement the “rock model” on a 2-m-resolution DEM (Ufficio cartografico della RAVA) covering the Brenva area on the Italian side of the massif to extent the MARST map. MARST at rock fall scar locations is extracted (fig. 6.1) using GIS tools. 523 of the 552 inventoried rock falls were used for the statistical analysis, the other 29 being located outside the 4-m and 2-m resolution DEMs. In figure 6.2, the absolute and relative distribution of rock falls and of rock walls > 40° is shown. Rock walls occupy 90 km² over a MARST range from -12 to 13°C, whereas rock falls are concentrated in the MARST range from -8 to 4°C, most of them (90%) being in the -5 to 1°C MARST range (fig. 6.3) that concerns only 50% of the rock wall area. Figure 6.4 shows the relative frequency of rock falls (number of events/rock wall area for a given MARST interval): the most active MARST interval is -3 to -2°C. For 54 rock falls, ice observations in the scar have been reported, that is a direct evidence of permafrost presence. Distribution of ice observations according to MARST intervals is given in fig. 6.5. Nearly 90% of these observations have a negative MARST, with a peak in the -2 to -1°C interval. These results suggest a strong link between permafrost degradation and rock fall triggering, confirming the geomorphological hypothesis. Indeed, rock falls and rock walls have different distributions, indicating that rock fall distribution is not depending on the rock wall area one. Rock falls are mainly concentrated in permafrost area (negative MARST), with a maximal frequency in warm permafrost areas (considering that the “rock model” tends to under-estimate the MARST with a mean bias up to -1.3°C in sun-exposed faces, sect. 4.3.1, Pub. 2). This is coherent with laboratory investigations showing that destabilisations are prone to occur in the range -5 to 0°C and especially -2 to 0°C. This confirms the hypothesis of rock fall triggering by warming permafrost

through heat conduction processes (Chapter 2). A significant amount of rock fall has been triggered in cold permafrost areas, suggesting that heat advection may also play a significant role. Less than 20% of the rock falls have positive MARST, among which 15% have MARST close to 0°C. Despite they suggest an absence of permafrost, a possible temperature offset (i.e. temperature difference between the surface and permafrost) means that these rock falls may be located in warm permafrost area. Nevertheless a few rock falls may have been triggered by other factors, especially those having a MARST > 3°C, such as glacial debuttressing or seismicity.

The Aiguille du Midi borehole records (Chapter 3) offer an insight in the active layer and permafrost evolutions since 2010 (fig. 6.6), which is helpful for a retrospective analysis of rock falls. The determination of the link between active layer thickening and/or permafrost warming and rock fall frequency remains difficult (tab. 6.2). However, the year 2014 has experienced few rock falls while active layer was much thinner than the previous year. This suggests that active layer thickening as a greater importance than permafrost degradation on destabilisation, but this is hard to verify for the other years of record. As active layer thickness is site-dependent (local effects of snow, fractures, shadow), it is difficult to extrapolate observations from the Aiguille du Midi to the whole massif. Repeated ERT surveys for 2 sites (Chapter 5) show a cooling in the superficial layers (up to 15 m), that is also observed in the 10-m-deep records at the Aiguille du Midi (fig. 6.6). These observations are coherent with the lower number of rock falls in 2013 compared to 2012, for which the scar depth does not exceed 6 m.

Observations of ice can be used for model validation as they directly confirm the presence of permafrost. However, they constitute observation points, similarly to MARST measurement points, that are not well-adapted to build up a robust validation of a permafrost model computed on a metric to pluri-decametric DEM. More analyses on the DEM quality and on the accuracy of the georeferencing of the ice observations are required prior to use these data for model validation. Further analyses on the rock fall characteristics (volumes, scar depths, timing) and the permafrost conditions (cold, warm) of the scars will enrich our analyses and help in the understanding of the link between permafrost and rock falls.

Chapitre 6

Distributions des écroulements et du permafrost

Ce chapitre utilise les résultats de la Partie II pour proposer une analyse de plus de 500 écroulements répertoriés par L. Ravanel dans le massif du Mont Blanc en 2003 et de 2007 à 2014. Ces écroulements ont été géoréférencés et il est ainsi possible de déterminer la TAMSP (Température Annuelle Moyenne à la Surface des Parois) à leur emplacement à partir de la carte réalisée dans le Chapitre 4 (Pub. 2). Une analyse statistique de la distribution des écroulements par classe de TAMSP est alors proposée dans le but de tester l'Hypothèse géomorphologique du lien entre la dégradation du permafrost et l'occurrence des écroulements rocheux (Chap. 2). Des observations de présence de glace ont été rapportées pour une cinquantaine de niches d'arrachement. Elles constituent une évidence directe de la présence de permafrost et leur distribution peut ainsi servir à l'évaluation du modèle de distribution du permafrost. Cette analyse sera intégrée à un article en préparation.

6.1. Recensement des écroulements et méthode d'analyse

Cette section résume la méthode d'inventaire des écroulements rocheux survenus dans le massif du Mont Blanc, développée par Ravanel (2010). Elle présente également la méthode d'analyse des écroulements et des niches d'arrachement rapportées avec l'observation de glace, potentiellement utiles à la validation du modèle de distribution du permafrost présenté dans le Chapitre 4.

6.1.1. Inventaire des écroulements

L'inventaire des écroulements a utilisé des images satellites pour 2003 et se base sur un réseau d'observateurs depuis 2007. Cet inventaire est accompagné d'un suivi de 9 parois situées entre 3200 et 4650 m par laserscan terrestre (TLS, *Optech*, ILRIS 3D, longueur d'onde : 1500 mm, portée: 3-600 m, angle de vue : 40°×40°, vitesse d'acquisition : 2000 pts.sec⁻¹, justesse à 100 m : 7mm) réalisé entre 2005 et 2009. Les données acquises ont été analysées avec le logiciel InnovMetric Polyworks pour calculer les volumes détachés (Ravanel *et al.*, 2010).

Le réseau d'observateurs est constitué d'une cinquantaine de guides de haute montagne, de gardiens de refuges et d'alpinistes sensibilisés à l'observation d'écroulements. Ce réseau se concentre sur la partie centrale du massif (57% de sa superficie totale). Les observateurs remplissent une fiche d'observation après chaque évènement constaté afin de répertorier l'altitude, la pente, l'exposition de la cicatrice, et la date du détachement. Ils rapportent également, lorsque c'est possible, les observations de glace dans les niches d'arrachement. Ces rapports sont ensuite vérifiés au cours d'une campagne de terrain annuelle pour établir une fiche de métadonnées des écroulements recensés (tab. 6.1).

Les écroulements survenus au cours de l'été 2003 ont été identifiés par leurs dépôts supraglaciaires visibles sur les images 051/257 SPOT-5 prises le 23 août suite à 3 semaines de canicule (Ravanel *et al.*, 2011). Dans ce cas, les attributs topographiques ont été calculés à partir d'outils SIG sur un modèle numérique de terrain (MNT) construit à partir de sources diverses : MNA à 10 m de résolution de la partie italienne du massif (données fournies par la Région Vallée d'Aoste), MNA à 50 m de résolution pour la partie française du massif, rééchantillonné à 25 m avec les courbes de niveaux des cartes TOP25 et homogénéisé avec le MNT à 10 m. La présence de glace n'a pas pu être vérifiée pour ces écroulements survenus en 2003. Les images SPOT-5 ont permis d'identifier 182 écroulements (Ravanel *et al.*, 2011), puis le réseau d'observateurs à rapporté 45 écroulements en 2007, 22 en 2008, 72 en 2009, 47 en 2010, 65 en 2011, 58 en 2012, 44 en 2013, et 17 en 2014. Au total, 552 écroulements d'un volume de 100 à 60 000 m³, survenus en 2003 et de 2007 à 2014, sont répertoriés pour l'analyse statistique des conditions thermiques des parois desquelles ils se sont détachés.

Site	Date	Location (extended Lambert II coordinate system)	Elevation of the scar centre (m a.s.l.)	Slope (°)	Rock		Aspect (°)	Deposit area ($\times 10^3 \text{ m}^2$)	Collapsed volume ($\times 10^3 \text{ m}^3$)	Max. scar depth (m)
					Granite	Gneiss				
Petit Dru	30/10 R	X 0957.816 Y 2114.065	3600	72	x		318	?	60 ± 10	13
Petit Dru	11/09 R	X 0957.803 Y 2114.069	3470	81	x		288	?	16 ± 2	8
Noire de Peuterey	10/10 F	X 0954.265 Y 2100.775	3605	64	x		157	?	5 ± 1.5	~ 6
Aiguille du Goûter	16/10 R	X 0949.381 Y 2105.565	3170	51		x	303	?	3 ± 1	?
Grandes Jorasses	07/09 F	X 0961.060 Y 2105.950	3410	69	x		257	5	3 ± 0.8	?
Chardonnet	20/08 R	X 0960.908 Y 2118.120	3520	66	x		199	2	1.8 ± 0.4	?
Mt Blanc du Tacul	12/09 R	X 0953.934 Y 2105.550	3510	78	x		347	5	1.7 ± 0.5	5
Col du Géant	04/09 F	X 0957.378 Y 2104.370	3240	44	x		177	7	1.5 ± 0.4	?
Les Courtes	20/08 R	X 0962.073 Y 2113.763	3540	52	x		31	?	1.5 ± 0.4	7
Mont Maudit	21/08 R	X 0953.090 Y 2104.905	3920	59	x		113	3	1.2 ± 0.3	?
Aiguilles Grises	07/09 F	X 0949.026 Y 2102.090	3680	54		x	135	4	1.2 ± 0.4	?
Pointe Isabelle	17/09 F	X 0962.558 Y 2112.453	3435	51	x		281	3	1.2 ± 0.4	4
Aiguille du Tacul	17/09 F	X 0958.612 Y 2109.304	2860	61	x		352	?	1.2 ± 0.3	5
Arête Cosmiques	02/09 R	X 0952.822 Y 2107.076	3490	52	x		291	?	1 ± 0.25	?
Col du Géant	04/09 F	X 0957.288 Y 2104.225	3120	47	x		127	3	0.9 ± 0.3	?
Aiguille du Goûter	22/10 F	X 0949.382 Y 2105.559	3180	52		x	318	?	0.8 ± 0.3	?
Aig. d'Entrèves	17/08 R	X 0955.636 Y 2104.207	3510	43	x		55	1.5	0.8 ± 0.3	3-4
Aig. Gds Montets	03/07 R	X 0958.318 Y 2116.078	3140	45	x		311	4.5	0.8 ± 0.3	3
Pte Aig. Glaciers	07/09 F	X 0947.705 Y 2095.325	3010	68		x	62	2	0.7 ± 0.3	?
Aiguille Argentière	26/08 F	X 0963.185 Y 2117.050	3700	66	x		154	1.5	0.6 ± 0.25	?
Aiguille Pélerins	18/08 R	X 0954.049 Y 2109.645	3210	72	x		281	?	0.6 ± 0.2	4
Gros Rognon	09/09 F	X 0954.740 Y 2106.996	3395	54	x		134	1.3	0.6 ± 0.2	?

Tableau 6.1 : Exemple de données collectées sur les écroulements de 2011 dans le massif du Mont Blanc (L. Ravel).

6.1.2. Analyse statistique de la distribution des écroulements

La distribution des écroulements est analysée en fonction de la TAMSP_{mod} (première sortie du *rock model*, sect. 4.2.2.1) car elle est la plus représentative des conditions actuelles de température en profondeur des parois (sect. 4.3). Le biais moyen de la TAMSP_{mod} (-0,21°C) n'a pas été corrigé puisqu'il varie d'une exposition à l'autre et que trop peu de points de TAMSP_{mes} sont disponibles par exposition pour contraindre cette correction (sect. 4.3.1). La TAMSP_{mod} des 552 écroulements est extraite de la carte (fig. 6.1) à partir d'outils SIG (ArcGIS 10.0, *Spatial Analyst*). Une partie des écroulements est survenue sur des secteurs non couverts par le MNA à 4 m de résolution. Afin de compléter cette analyse, le *rock model* (Chap. 4) a été implémenté sur un MNA à 2 m de résolution (Ufficio cartografico della RAVA) du versant sud du Mont Blanc (bassin versant de la Brenva), ce qui permet d'obtenir les valeurs de TAMSP pour une dizaine d'écroulements supplémentaires (fig. 6.1). Au final, il est possible d'extraire la TAMSP pour 523 écroulements, les 29 autres étant situés hors des MNAs. Leur distribution est analysée en comparaison à celle de la superficie (planimétrique) des parois >40°.

Des observations de glace ont été rapportées pour 54 des 552 écroulements, tous situés sur les MNAs. La présence de glace dans une niche d'arrachement est une évidence directe de permafrost qui peut donc être employée pour évaluer un modèle de sa distribution. Dans le but

Distribution et caractérisation du permafrost des parois du massif du Mont Blanc
Une approche combinant monitoring, modélisation et géophysique

d'apporter des éléments supplémentaires à l'évaluation du *rock model*, pour compléter celle de la carte de TAMSP avec les TAMSP_{mes} de l'Aiguille du Midi et de la carte d'indice de permafrost (CIP-MB) avec les profils ERT, la distribution des observations de glace est également analysée.

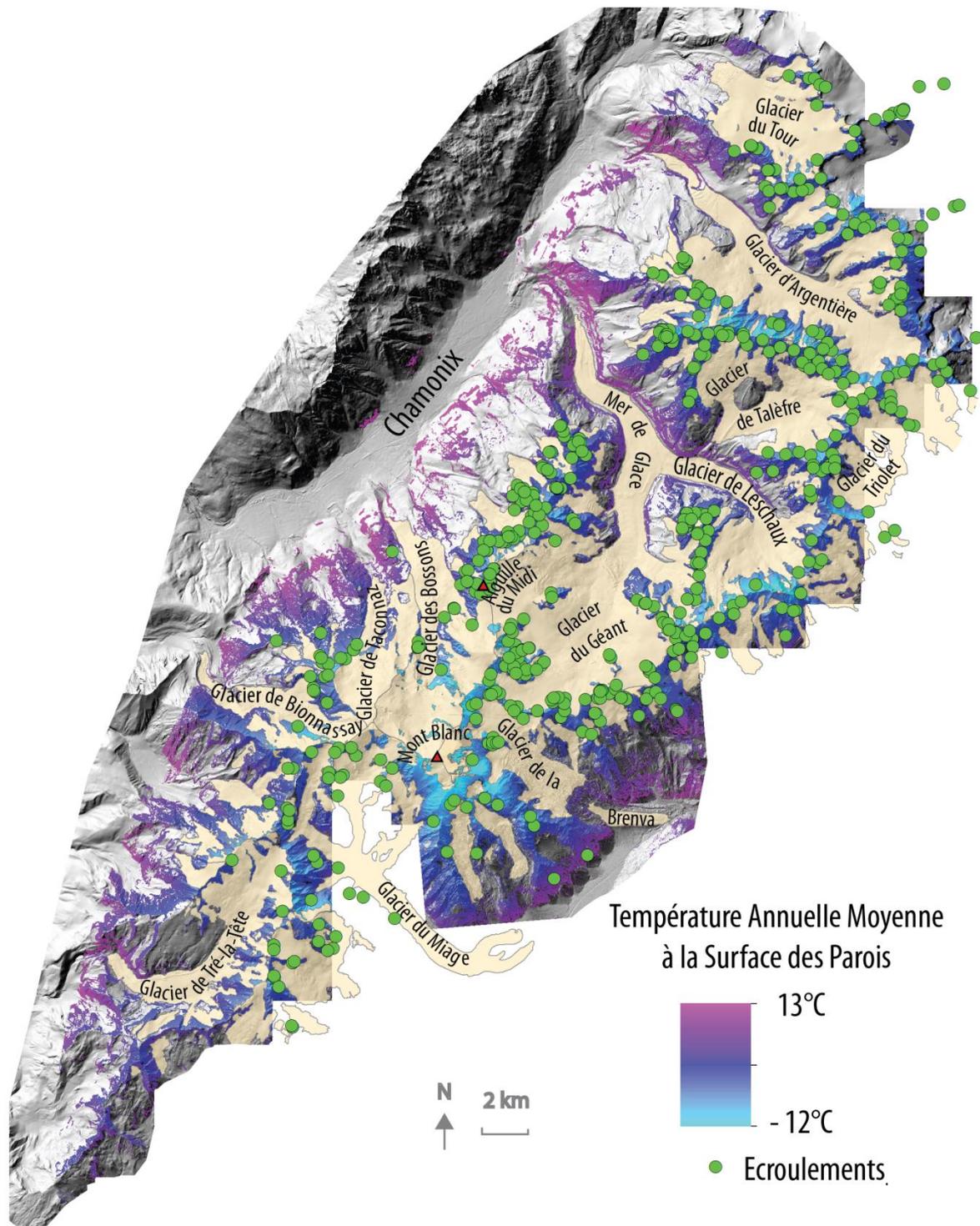


Figure 6.1. Distribution de la TAMSP des parois (non englacées et $>40^\circ$ de pente) et des écoulements rocheux recensés sur le massif du Mont Blanc en 2003 et de 2007 à 2014.

6.2. Résultats : écroulements rocheux et température des parois

Cette section présente les résultats de la distribution statistique des 523 écroulements rocheux pour lesquels une valeur de TAMSP est disponible en comparaison à la distribution de la surface planimétrique des parois >40°. Elle montre également la distribution des 54 niches d'arrachement pour lesquelles la présence de glace a été rapportée.

6.2.1. Distribution des écroulements et des parois

La distribution du nombre d'écroulements et de la superficie des parois >40° par intervalle de TAMSP de 1°C est illustrée dans la figure 6.2a, et leur distribution relative (pourcentage d'écroulements et de parois par classe) dans la figure 6.2b. Les parois couvrent une superficie totale de 90 km² (86 km² sur le MNA à 4 m, et 4 km² sur le MNA à 2 m du Val Veny) sur un intervalle de TAMSP de -12°C à 13°C. La distribution des 523 écroulements est en revanche plus concentrée puisqu'ils s'étendent principalement entre -8 et 4°C.

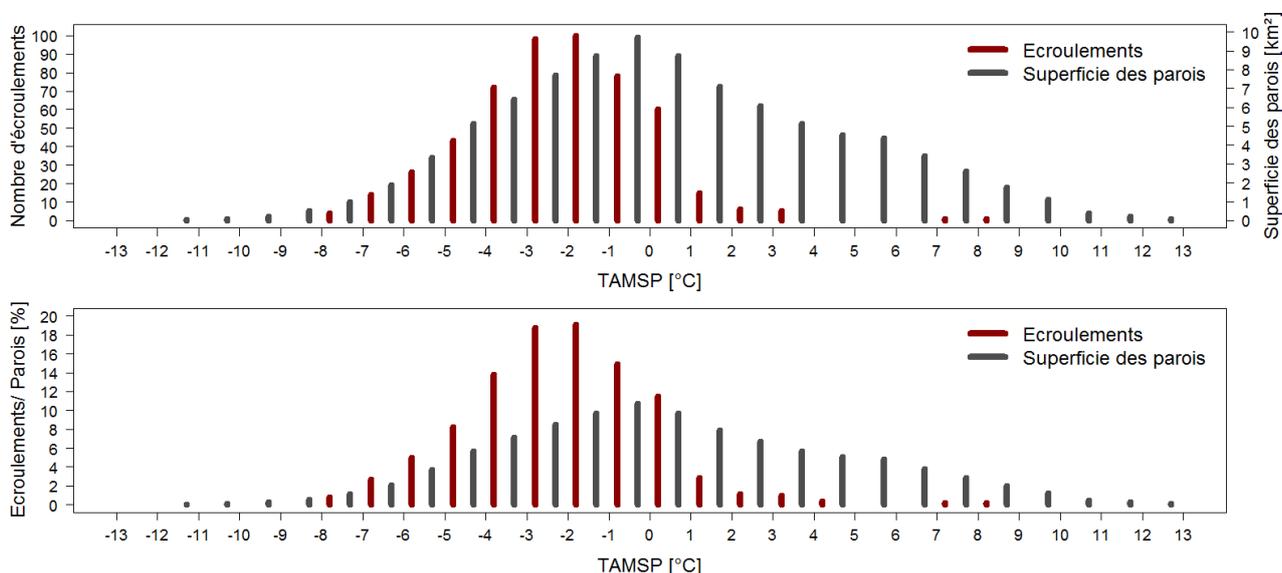


Figure 6.2. a : Distributions du nombre d'écroulements et de la superficie des parois par classe de TAMSP de 1°C, **b :** distribution relative des 523 écroulements et de la superficie des parois par classe de TAMSP de 1°C.

L'essentiel des écroulements observés ont une TAMSP comprise entre -5°C et 1°C. Le maximum de concentration se trouve dans les classes de -2 à -1°C et de -3 à -2°C, pour lesquelles 100 et 98 évènements ont été respectivement enregistrés, soit près de 40% des évènements pour ces deux classes pour moins de 20% de la superficie totale des parois.

La figure 6.3 montre les distributions des fréquences cumulées des écroulements et des parois qui permet de directement comparer la distribution statistique de chacune des deux populations. Près de 90% des écroulements est compris entre -5°C et 1°C (aplats jaunes), alors que seulement 50% de la superficie des parois sont comprises dans cet intervalle. Un peu plus de 40% des parois présente une TAMSP >0°C mais très peu d'écroulement ont été enregistrés sur cet intervalle de température.

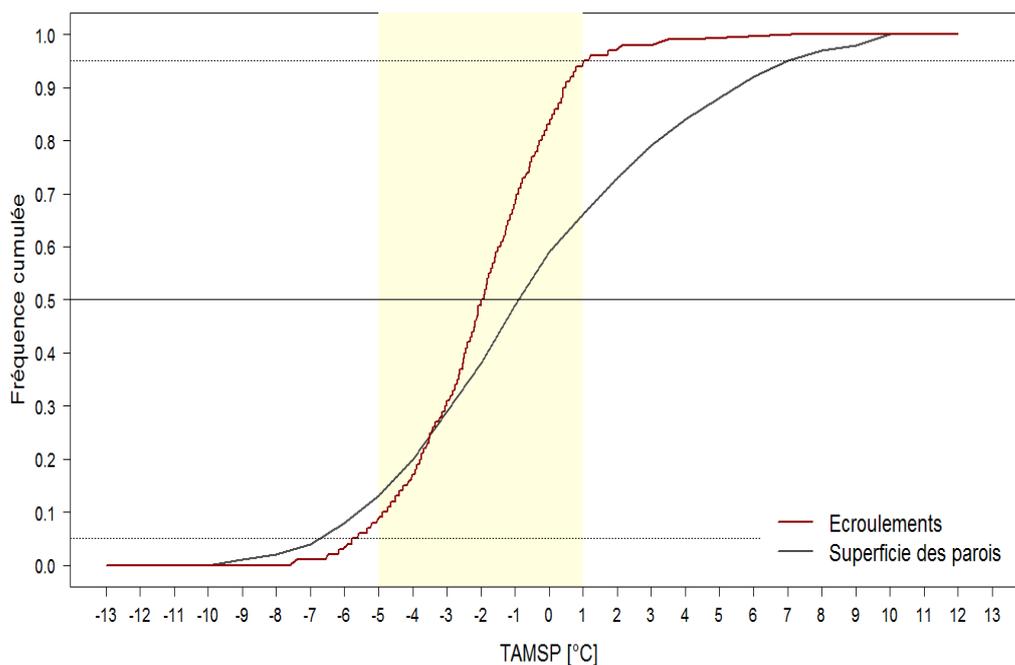


Figure 6.3. Fréquences cumulées du nombre d'écrolements et de la superficie des parois. L'aplat jaune représente l'intervalle de TAMSP sur lequel se trouve 90% des écrolements.

La figure 6.4 présente la fréquence relative des écrolements (nombre d'écrolements/km² de paroi par classe de TAMSP) pour mettre en évidence les classes de température pour lesquelles la morphodynamique des parois est la plus active.

Une concentration particulièrement importante des écrolements est visible dans l'intervalle de TAMSP de -4 à -1°C avec un pic de concentration entre -3 et -2°C. Plus largement, les fréquences relatives d'écrolements les plus élevées se trouvent dans l'intervalle de TAMSP de -7 à 1°C.

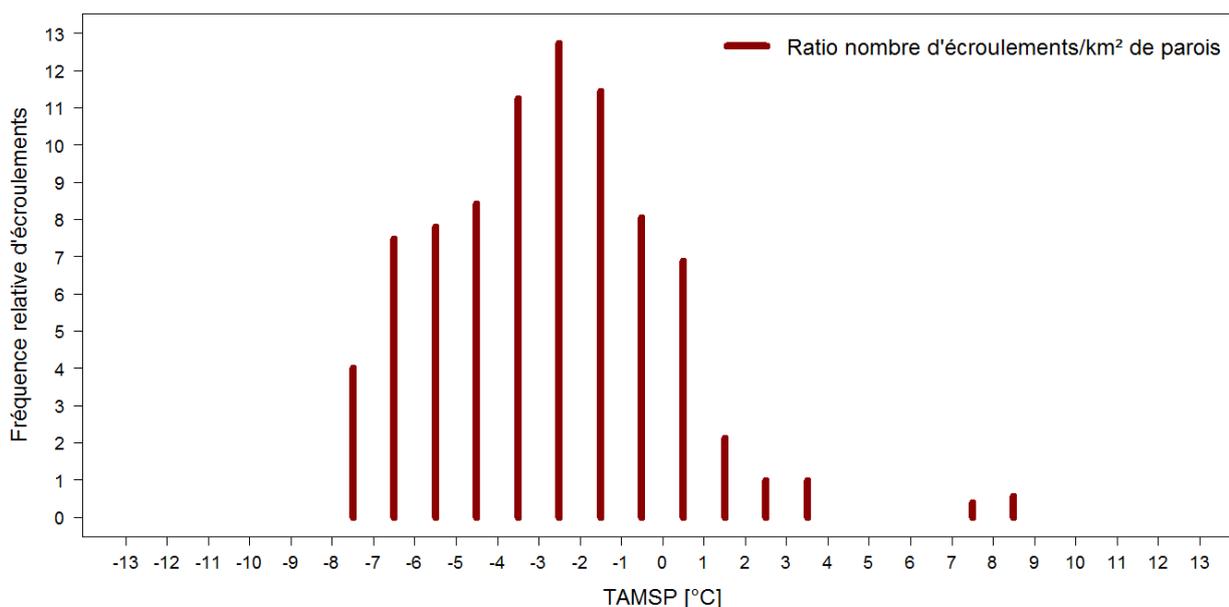


Figure 6.4. Distribution de la fréquence relative des écrolements (nombre d'écrolements/km² de paroi par classe de TAMSP).

6.2.2. TAMSP et observations de glace

La distribution des 54 niches d'arrachement où la présence de glace a été attestée en fonction de la TAMSP est présentée dans la figure 6.5. Cette distribution couvre un intervalle de température entre -7 et 3°C avec un pic de concentration (10 évènements) entre -2 et -1°C.

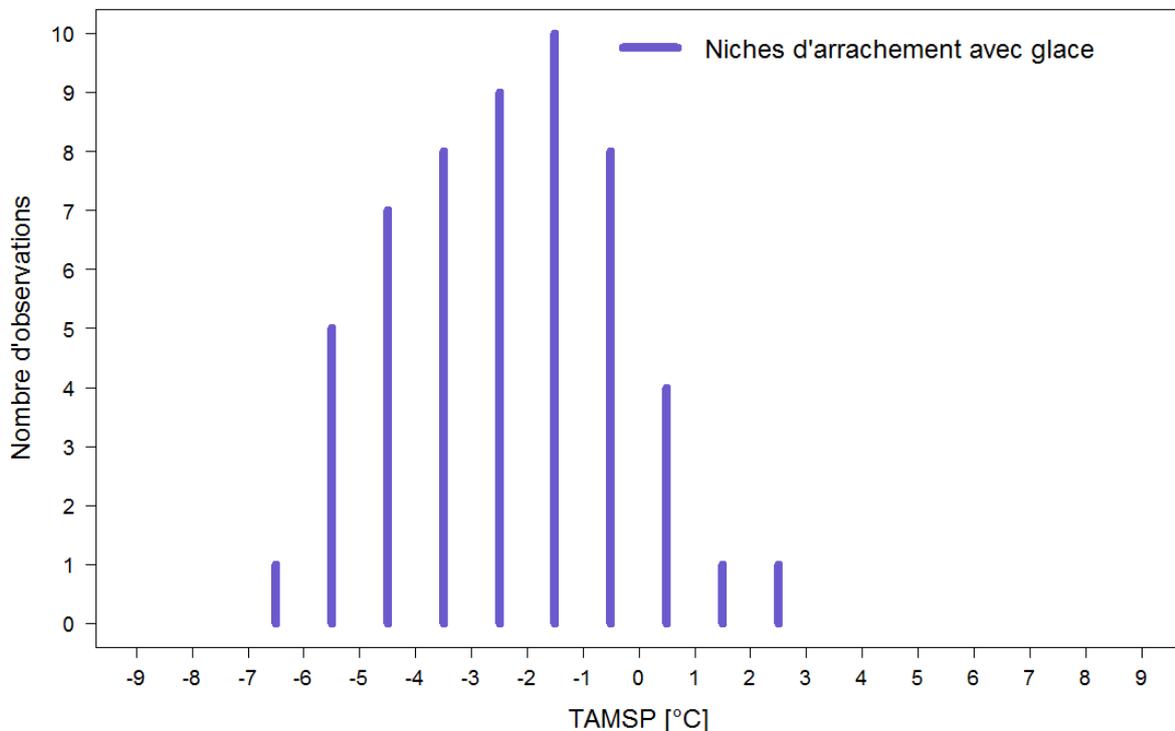


Figure 6.5. Distribution des niches d'arrachement avec présence de glace par classe de TAMSP.

L'essentiel de ces observations (87%) a une TAMSP négative. Cette distribution est similaire à celle de l'ensemble des écroulements malgré de légères différences dans les classes de TAMSP avec les plus fortes concentrations d'écroulements ou d'observations de glace, qui restent toutefois dans les intervalles de TAMSP négative ou proche de 0°C.

6.3. Discussion sur le lien entre permafrost et écroulements

Cette section discute les résultats de la distribution des écroulements rocheux. Elle la confronte à l'Hypothèse géomorphologique du lien entre écroulements et dégradation du permafrost, en s'appuyant également sur les mesures de température de l'Aiguille du Midi et les mesures ERT répétées en 2012 et 2013. Le potentiel des observations de glace pour la validation du modèle de distribution du permafrost et les difficultés associées sont ensuite discutés.

6.3.1. Test de l'Hypothèse géomorphologique

6.3.1.1. Indicateurs d'un lien écroulements-permafrost

Les écroulements et les parois présentent une distribution différente, les premiers étant essentiellement concentrés dans les secteurs à permafrost quand les dernières sont autant à TAMSP négative que positive. Cette première constatation suggère que les écroulements sont liés à la présence du permafrost. Les intervalles de TAMSP de -4 à -1°C, présentant la plus forte

activité morphodynamique, sont à la limite entre le permafrost de types chaud et froid. Il convient de rappeler que le *rock model* tend à sous-estimer la température (sect. 4.3.1), avec un biais allant jusqu'à $-1,3^{\circ}\text{C}$ pour les faces exposées au soleil. Il semblerait donc que les écroulements soient principalement concentrés dans les zones de permafrost de type chaud. Cette constatation est en accord avec les études en laboratoire mettant en évidence une réduction de la résistance à la traction et au cisaillement des joints de glace cimentant les volumes rocheux entre -5 et 0°C (Mellor, 1973), et une baisse significative de leur facteur de sécurité entre -2 et 0°C (Davies *et al.*, 2001). Cette observation confirme alors l'hypothèse du déclenchement d'écroulements par conduction qui concerne les zones de permafrost de type chaud ($>-2^{\circ}\text{C}$). En revanche, un nombre significatif d'écroulements est situé dans un permafrost de type froid, et montre que toutes les parois à permafrost sont susceptibles de se détacher malgré une plus haute fréquence d'évènements dans les parois à permafrost chaud. Ces écroulements situés dans un permafrost de type froid pourraient avoir été déclenchés par advection de chaleur (sect. 2.1.1).

6.3.1.2. Indicateurs de l'absence de lien écroulements-permafrost

Sur les 523 écroulements analysés dans cette étude, 88 écroulements, soit 17%, ont une TAMSP positive, dont 60 (12%) ont une TAMSP entre 0 et 1°C et 15 (3%) entre 1 et 2°C . Ces derniers écroulements restent donc très proches des valeurs négatives. En considérant les possibles *offsets* de température (différences de température entre la surface et la subsurface sous la couche active, sect. 1.1.1.3.b), variables selon les expositions, l'influence des flux latéraux de chaleur et la fracturation (sect. 4.3.2.2), et les sources d'erreur à la fois dans la TAMSP_{mod} (sect. 4.3.1) et dans la géolocalisation des écroulements, l'ensemble de ces écroulements peut rester cohérent avec l'hypothèse du déclenchement par dégradation du permafrost. La question de l'*offset* de température reste toutefois très difficile à appréhender dans cette étude. En effet, les valeurs de TAMSP_{mod} ont été choisies pour cette analyse statistique car elles sont les plus représentatives des conditions actuelles de température en profondeur des parois (sect. 4.3.2) et permettent ainsi de ne pas tenir compte des possibles *offsets* de température dans l'analyse. Ainsi, les différences entre la distribution des écroulements et celle du permafrost apparaît tout à fait négligeable. En revanche, quelques écroulements restent possiblement induits par d'autres facteurs de déclenchement, notamment ceux situés dans les TAMSPs $>3^{\circ}\text{C}$: décompression postglaciaire, sismicité, etc. (McColl, 2012), mais la détermination du facteur de déclenchement reste difficile (Fischer *et al.*, 2006). Pour les écroulements dont la TAMSP est négative ou proche de 0°C , il reste également difficile de faire la part entre le rôle du permafrost et les autres facteurs, mais leur fréquence remarquable dans ces températures suggère un lien étroit avec le permafrost.

6.3.1.3. Les apports du monitoring à l'Aiguille du midi et de l'ERT

Les mesures de la température dans les forages de l'Aiguille du Midi offrent une vision de l'évolution de la couche active et du permafrost utile à l'analyse rétrospective des écroulements survenus sur la période de mesure (fig. 6.6). On note la variabilité de l'épaisseur de la couche active d'un forage à l'autre, déjà discutée dans la Publication 1, et une tendance au réchauffement à 10 m de profondeur, moins marquée à BH_S probablement du fait de la consommation de chaleur latente (sect. 3.3.2.1). L'année 2009 a connu le plus grand nombre

d'écroulements enregistrés (tab. 6.2), 2011 étant la deuxième, et 2014 l'année où le moins d'écroulements ont été enregistrés. L'année 2014 est la plus chaude enregistrée à Chamonix (tab. 6.2), avec une TAMA proche de celle de 2011 qui est l'année la plus chaude enregistrée à l'Aiguille du Midi (données manquantes pour 2014). L'année 2010 est la plus froide de la période mais la 4^{ème} année avec le plus d'écroulements répertoriés.

Les forages n'étaient pas encore installés à l'été 2009, et l'épaisseur des couches actives est donc inconnue. On constate toutefois que la température à 10 m de profondeur en décembre 2009, qui correspond au signal climatique de l'été 2009, est la plus élevée à BH_S. À BH_N, elle est supérieure à celle de 2010 bien que la température estivale de l'année 2009 soit la plus basse de la période à l'Aiguille du Midi.

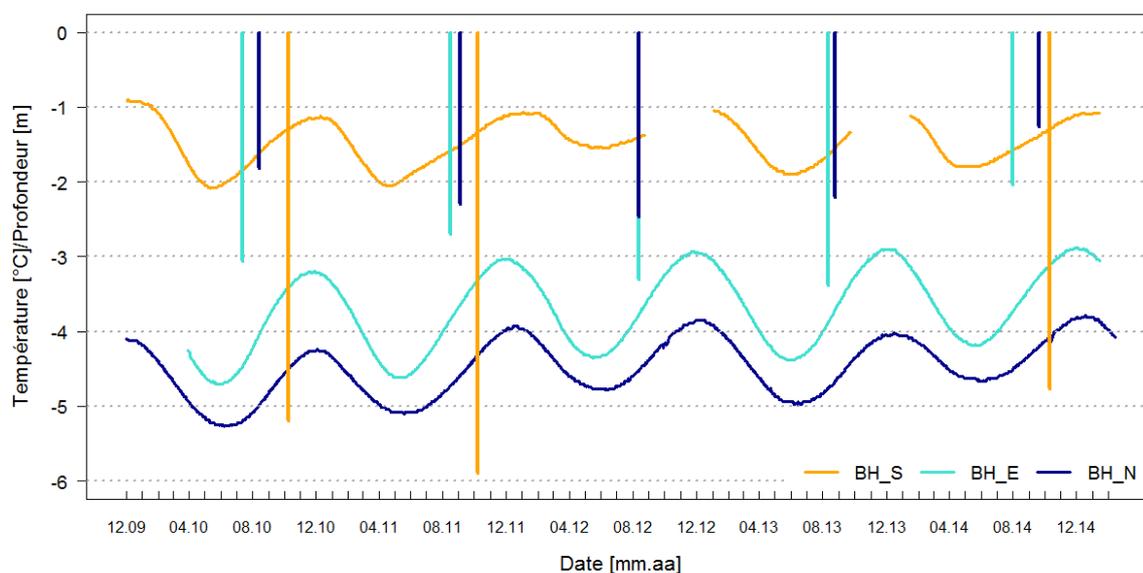


Figure 6.6. Évolution de la température journalière à 10 m de profondeur (courbes) et de l'épaisseur maximale de la couche active (barres verticales) des forages de l'Aiguille du Midi de décembre 2009 à février 2015 (maximum de couche active non mesuré à BH_S en 2012 et 2013).

Les différences dans l'évolution interannuelle de la couche active d'une face à l'autre rend l'établissement du lien entre couche active et écroulements difficile puisque les couches actives dépendent de paramètres locaux, et notamment des effets variables de la neige qui modifient localement le signal de la température de l'air (sect. 3.3.1).

La baisse du nombre d'écroulements entre 2011 et 2012 alors que les couches actives se sont approfondies (fig. 6.6) suggère qu'il n'y a pas de lien direct entre l'épaisseur de couche active et les écroulements. En revanche, le permafrost s'est réchauffé sur la période 2010-2014, mais le nombre d'écroulements n'a cessé de décroître avec un minimum en 2014. Les épaisseurs des couches actives ont été significativement réduites en 2014 dans tous les forages de l'Aiguille du Midi, ce qui peut expliquer la baisse des écroulements. Ces deux observations suggèrent alors que l'épaisseur de couche active a davantage d'influence sur l'occurrence des écroulements que le réchauffement du permafrost. Ce constat est renforcé par la périodicité des écroulements qui suggère une réponse immédiate des parois (sect. 2.1.1) : 95% des écroulements survenus entre 2007 et 2011 ont eu lieu entre juin et septembre, tandis que la canicule de l'été 2003 s'est accompagnée d'une fréquence remarquable d'événements dans les Alpes (Schiermeier, 2003).

De plus, Ravel (2010) constate une élévation de l'altitude moyenne des écroulements au cours l'été 2003, cohérente avec l'hypothèse d'un déclenchement par approfondissement de la couche active.

Une analyse plus fine de la périodicité des écroulements, des TAMSPs, des volumes et profondeurs de niches d'arrachement pourrait permettre d'étendre ces interprétations et de mieux comprendre l'origine du déclenchement.

	2009	2010	2011	2012	2013	2014
Nb écroulements	72	47	65	58	44	17
TAMA (°C) - Aiguille du Midi/Chamonix	-8.1/+7,1	-8,9/+6,2	-6.7/+7,3	-7.8/+6,6	*/+6,2	*/+7,6
Température moyenne de l'air (°C) en été (juin à août) - Aiguille du Midi/Chamonix	-1,3/16	-1,3/+15,5	-1,1/+14,7	-0,9/+15,9	-/+15,6	-1,2/+14,6

Tableau 6.2. Nombre d'écroulements enregistrés par année, et températures annuelles (TAMA) et estivales moyennes de l'air à l'Aiguille du Midi (3845 m) et à Chamonix (1042 m). * Station Météo France de l'Aiguille du Midi hors service.

Les mesures ERT mettent en évidence les variations de résistivité, et par déduction de température, entre les couches superficielles et profondes de la paroi. Les mesures répétées en 2012 et 2013 sur deux sites du massif du Mont Blanc (Chap. 5) suggèrent un refroidissement dans les couches superficielles des parois (jusqu'à environ 15 m de profondeur), et un réchauffement plus en profondeur. Ce refroidissement des couches superficielles, visibles également sur la figure 6.6 (courbes à 10 m de profondeur) en juin-juillet 2013 (réponse au signal de l'hiver 2012-2013) est cohérent avec une réduction du nombre d'écroulements entre 2012 et 2013. En effet, les niches d'arrachement de 2013 pour lesquelles la profondeur est connue, ne dépassent pas 6 m de profondeur et sont donc situées dans la couche superficielle concernée par le refroidissement de l'hiver 2012-2013.

6.3.2. Possibilités de validation des modèles de distribution du permafrost

Les observations de glace sont un indicateur qualitatif du permafrost et peuvent donc servir à la validation des modèles de sa distribution. Dans notre cas, l'utilisation de ces niches d'arrachement pour valider le modèle requerrait une confrontation à la carte d'indice de permafrost (CIP-MB, Chap. 4) pour compléter la validation qualitative par les profils ERT. Toutefois, l'utilisation de ces points d'observation fait face aux mêmes difficultés que pour la validation de la carte d'indice de permafrost des Alpes (APIM, Boeckli *et al.*, 2012b). La confrontation des données topographiques issues de sources variées (MNTs assemblés, mesures laserscan, etc.) et celles du MNA à 4 m utilisé pour l'étude pourrait révéler d'importantes différences qui empêcheraient alors l'utilisation de ces données pour une validation.

Les écroulements ont été pour un certain nombre déclenchés dans des secteurs particulièrement accidentés, et pour lesquels le MNA à 4 m de résolution est susceptible d'être peu représentatif. Pour utiliser les données d'observation de glace pour valider la distribution du permafrost, il est d'abord nécessaire de confronter les attributs topographiques mesurés, ou calculés pour les référencer (tab. 6.1), et ceux calculés à partir du MNA à 4 m de résolution sur leur point de

géolocalisation (voir fig. 5 et 7 de la Pub. 2 pour un exemple de comparaison). Une erreur de quelques mètres dans le géoréférencement des écroulements pourrait donner des valeurs de TAMSP différentes, ce qui accorderait peu de crédit à leur utilisation.

De telles erreurs ne sont néanmoins pas suspectées d'affecter l'analyse de la distribution des écroulements du fait de la taille de l'échantillon utilisé (>500) qui garantit une certaine robustesse dans l'analyse. Cette question de la cohérence entre les différentes sources de données pour géoréférencer les points observation rappelle l'intérêt des données pluridimensionnelles (telles l'ERT, Chap. 5) pour valider des modèles de distribution du permafrost, même lorsque ceux-ci sont à résolution métrique. Elles ont l'avantage d'affranchir des problèmes causés par le géoréférencement des points de mesure ou d'observation qui peuvent induire des erreurs dans l'évaluation du modèle.

Conclusion du Chapitre 6

Une analyse statistique de 523 écroulements rocheux géoréférencés a été réalisée à partir de la carte de TAMSP produite dans le Chapitre 4. La distribution des écroulements est manifestement concentrée sur les TAMSPs négatives et proches de 0°C tandis que les parois >40° sont réparties à part égale entre TAMSP positive et négative. Cette distribution confirme l'Hypothèse géomorphologique du déclenchement des écroulements par la dégradation du permafrost, notamment celle induite par conduction thermique (sect. 2.1.1 ; fig. 2.2). Un certain nombre d'écroulements est également situé dans un permafrost de type froid, ce qui suggère de possibles déclenchements par advection de chaleur. La périodicité des écroulements, les mesures de température dans les forages de l'Aiguille du Midi, et les mesures répétées d'ERT suggèrent le contrôle de la couche active ; le réchauffement du permafrost n'aurait alors qu'un rôle limité dans le déclenchement des écroulements recensés. Ces interprétations doivent être confirmées car elles sont uniquement basées sur des observations limitées dans le temps et l'espace: cinq années de relevés de la température dans trois forages. Des données de plus long terme seraient nécessaires pour estimer le rôle du réchauffement du permafrost. Une étude plus détaillée des volumes détachés pourrait aider à mieux comprendre les rôles respectifs de la couche active et du permafrost. Les mesures ERT répétées semblent également pertinentes pour apporter des réponses à cette question car elles permettent de visualiser les changements interannuels de la température dans les épaisseurs de couche active et de permafrost.

Une analyse individuelle des événements combinant leurs volume, TAMSPs, profondeur de niches d'arrachement et périodicité, avec des relevés de température *in situ* et des mesures ERT répétées pourrait aider à mieux comprendre les mécanismes de dégradation du permafrost impliqués dans le déclenchement de ces écroulements : par conduction et approfondissement de la couche active et/ou réchauffement du permafrost, ou par advection de chaleur.

Par ailleurs, une analyse rigoureuse de la justesse et de la précision de la géolocalisation des écroulements est nécessaire. Cette analyse devra comporter une analyse de la source et de la qualité des données spatiales utilisées pour le géoréférencement. Les difficultés associées à l'évaluation de modèles de distribution à partir de points de mesure ou d'observations, soulignent l'intérêt de développer des méthodes de validation pluridimensionnelles comme l'ERT.

Summary of Chapter 7

Future developments

This chapter elaborates future research directions using data already collected but not presented in this thesis, and applying the presented methods in other contexts for different objectives, especially to develop their complementarity. First, ERT transects will be surveyed over temperature boreholes at the AdM to improve the temperature-resistivity calibration (Chapter 5). In September 2013, a 48-m-long survey line (4 cables and 64 electrodes with a 0.75-m-spacing) has been installed on the AdM NE face and was centred on the borehole (BH_E, fig. 7.1), but no complete measurement was performed. The survey will be performed during active layer thawing to observe the transition between unfrozen and frozen values. Other ERT campaigns such as the ones presented in Chapter 5 will be useful to fulfill the validation procedure of the permafrost index map, to improve our understanding of the topographical control and additional factors with ERT on the different faces of a crest, and to compare ERT results with 2D physics-based models. Repeated measurements on specific sites would support temporal analyses and offer insight on permafrost response to climatic signal. Snow data gained from the 2 cameras and the snow probes on the NE and S faces of the AdM (Chapter 3) will be used for a quantitative analysis of snow effects on the bedrock thermal regime. Automatic data processing is required to follow snow surface area and depth changes. Tools developed by TENEVIA (tenevia.com/fr/concept.html) will offer such an automatic processing. This will allow future developments in physic-based modelling by integrating snow parameters in a thermal model. Analysis of snow cover, borehole records and physic-based model outputs may improve our quantitative understanding of snow effects on bedrock thermal regime.

Secondly, perspectives on the improvement of the “rock model” are drawn. Indeed, only a few data from the MBM were used to apply the “rock model”, but a wider set of data already exists. Besides the 12 surface sensors of the AdM, 16 other surface sensors were installed in various locations in the massif, from 3000 to 4100 m a.s.l. (fig. 7.2, tab. 7.1). All the sensors, except GJSL at Les Grandes Jorasses, have been removed from the rock walls, and only a few records fill one year (tab. 7.2). Other constraints are lying in the adjustment of available MARSTs to the 1961-1990 period, to evaluate the rock model or to build up a local calibration. Air temperature records at the AdM seem to be the most relevant, but they provide MAAT since 2008 only, whereas some MARST were recorded in 2007. To constrain a local calibration of the “rock model”, more MARST data are required; the MARST that will be gained in the near future at the AdM will support this project. Precise RSIP data are also required, and processing of the fish-eye pictures (insert 4.1) taken near the surface sensors of the AdM will be necessary for this. To improve the evaluation of the “rock model”, an inventory of the col-based hanging glaciers is projected. A field work campaign is

necessary to identify these glaciers and avoid confusion with glaciers located onto bedrock because of topographical parameters instead of bedrock temperature.

Finally, our study has shown the interest of high resolution DEM for permafrost modelling in steep rock walls (Chapter 4), but the accuracy and precision of the DEM depends on various parameters like the data acquisition technic or the DEM building method. Further analyses comparing the various DEM and their respective advantages and limits for permafrost modelling in steep rock walls will be realised to better understand the effects of DEM quality in permafrost modelling.

Research perspectives will also focus on the development of physics-based models as they allow quantitative analyses. The MARST map could be used as upper boundary condition to constrain heat conduction models such as the one presented in figures 7.3 and 7.4. These models have been realised using the Feflow software and were constrained by MARST modelled (Chapter 4) at the ERT transects locations. But these models only used heat conduction and did not consider possible effects of latent heat. However, they allowed to verify the topographical control suggested in ERT results, and differences between ERT transect and 2D models may be interpreted as the effect of additional controls that are not taken into account in the modelling procedure, such as non-conductive heat transfer. Future developments include the integration of latent heat functions in the model, as well as transient simulations to gain insight on the permafrost evolution within the next century and under climate warming projections. Such models will also be applied on high-resolution (centimetric) DEM of the AdM (fig. 7.5) and could be constrained with locally calibrated "rock mode"1 to simulate the MARST as upper boundary condition. Such high-resolution modelling would allow to test the effects of micro-topography on permafrost distribution at depth and to perform sensitivity analyses on various parameters such as the snow cover. They will be evaluated with borehole records or with ERT surveys at the AdM (fig. 7.6).

Finally, measurements presented in Chapter 3 (sect. 3.1) which data were not used in this study will be analysed. This encompasses temperature records in the AdM galleries to identify anthropic perturbation. The data recorded by 7 iButtons at the gallery surfaces (iButton "D" failed) show that the surface temperature in galleries follows air temperature with a smoothing of the extreme values (fig. 7.7). Galleries are globally warmer than air but the MARST distribution mainly depends on anthropogenic parameters (fig. 7.8). Highest MARST values correspond to the AdM staff room that is artificially warmed, and is coherent with the ERT transects realised by the research team of Bonn and Munich Universities (Germany, sect. 3.1) that shows the lowest resistivity values (unfrozen resistivity range) at this location (close to iButton "G"; fig. 7.8) ERT results could also be compared to fracturing reported by a geological survey (density, orientation) performed by EDYTEM colleagues, also displayed in Figure 7.8. The quantitative understanding of fracturing effect is one of the next challenges in steep rock wall permafrost research. At the AdM NW face where the borehole (BH_N) clearly shows the perturbation induced by an open fracture in the subsurface thermal regime, ground penetrating radar was performed (fig. 7.9) to identify the main fractures and to quantify the aperture of the BH_N fracture (ca. 15 cm). In October 2013, 2 profiles were performed on the NW face (fig. 7.10) and 3 transects were acquired in April 2014 on the NE face, around the borehole (BH_E). In fall 2014, 1 transect over a fracture in the NW face was performed with the Common-Mid Point method to gain insight in the fracture filling (collaboration with the ADRGT and the ISTERre lab Grenoble). Fracturing measurements are also conducted to identify the main groups of fracturing (fig. 7.11) and the secondary discontinuities.

Chapitre 7

Futurs développements

Au cours de la recherche doctorale d'autres installations ont été réalisées et d'autres données ont été acquises mais n'ont que partiellement été utilisées (données sur la neige par exemple) pour l'étude présentée dans cette thèse. Par ailleurs d'autres données dont l'acquisition est antérieure à cette recherche sont disponibles pour étendre cette étude. Les projets d'utilisation de certaines de ces données incitent à développer d'autres approches méthodologiques. Ce chapitre présente les développements scientifiques à venir. Il s'agit d'appliquer les méthodes mises en place dans ce travail de thèse (ERT notamment) sur d'autres secteurs pour développer leur complémentarité, et d'approfondir le traitement et l'analyse des données existantes pour mieux exploiter leur potentiel. Un travail complémentaire de la modélisation statistique du permafrost des parois du massif du Mont Blanc est également envisagé, en utilisant des données supplémentaires pour son évaluation, voire pour mettre au point une calibration locale du *rock model*. La température de surface modélisée (Chap. 4) pourra servir de donnée d'entrée à des modèles à base physique en projet, utiles à l'analyse du régime thermique pluridimensionnel des parois alpines, aux tests de sensibilité du permafrost à divers paramètres, et à la simulation de son évolution dans le contexte de réchauffement projeté pour le siècle à venir. Enfin, l'analyse des installations de monitoring et des mesures complémentaires à ce travail de thèse pourra alimenter les projets de modélisation physique.

7.1. Croisement des méthodes et approfondissement des traitements

La combinaison des trois méthodes d'investigation utilisées dans ce travail de thèse est limitée puisqu'elles comportent chacune leur propre dimension et échelle spatio-temporelle d'investigation (sect. 2.3.2). Ces approches peuvent sembler complémentaires pour comprendre le fonctionnement du permafrost, mais cette complémentarité est encore limitée. Cette section fait le point sur les investigations qui seront réalisées dans la continuité de cette recherche doctorale, en approfondissant le traitement et l'analyse de certains jeux de données et en combinant les différentes méthodes d'investigation.

7.1.1. Combinaison du monitoring de la température dans les forages et de l'ERT

Les mesures ERT réalisées dans le cadre de cette thèse visaient à évaluer le modèle de distribution du permafrost à 4 m de résolution (Chap. 4, Pub. 2). Pour introduire une approche quantitative dans les résultats de ces mesures, une calibration de la température et de la résistivité a été réalisée en laboratoire. Cette calibration n'a pu atteindre des valeurs $< -1^{\circ}\text{C}$ faute de moyens techniques (les résistivimètres commerciaux ne permettent pas d'atteindre des résistivités suffisamment élevées, même renforcés par un gigaohmètre), ce qui ne garantit pas d'une représentation robuste de la relation entre la température et la résistivité sur le terrain. En effet, la fracturation (Krautblatter *et al.*, 2010) et la variabilité de la saturation des parois (Kneisel *et al.*, 2008), peuvent modifier les valeurs de résistivité mesurées en laboratoire par rapport à un bloc rocheux compact et saturé.

Pour affiner cette relation température-résistivité, il est envisagé de réaliser des profils ERT verticaux recoupant les forages de l'Aiguille du Midi. En septembre 2013, un profil vertical de 48 m a été installé sur la face NE de l'Aiguille du Midi, centré sur BH_E (fig. 7.1), mais aucune mesure complète n'a pu y être effectuée, faute de temps.

Les électrodes ont été espacées de 0,75 m pour obtenir une résolution maximale d'environ 35 cm, cohérente avec la distance entre les thermistors du forage (espacement minimal de 20 cm). Le résistivimètre est positionné au niveau de la tête de forage. La longueur de la ligne d'acquisition est primordiale puisqu'elle définit la profondeur de l'investigation. Avec 48 m de ligne (64 électrodes \times 0,75 m), une profondeur d'environ 5 m est escomptée. À cette profondeur, l'espacement entre les thermistors du forage est de 1 m.

Pour une calibration pertinente, il semble intéressant de réaliser la mesure pendant la période de dégel de la couche active car il est alors possible de saisir le contraste entre gel et le non gel sur la profondeur d'investigation. C'est la raison pour laquelle l'installation de la figure 7.1. a été réalisée en septembre.



Figure 7.1. Ligne d'acquisition géoélectrique installée le 26/09/2013 sur la face NE de l'Aiguille du Midi (photos : P. Deline).

BH_E a été choisi pour cette mesure car (i) sa couche active, jusqu'à maintenant d'une épaisseur maximale <3,5 m, assure de pouvoir saisir ce contraste et (ii) cette face NE est la plus facile d'accès et la plus sûre (chute de blocs plus fréquente dans la face sud par exemple). Les électrodes étant désormais en place, une nouvelle campagne de mesure pourra être réalisée à l'automne 2015 afin d'améliorer la calibration température-résistivité et de réinterpréter les profils ERT. Un monitoring de la résistivité sur la période de dégel et regel de la couche active serait également très intéressant pour obtenir une calibration robuste.

7.1.2. Quantification des effets de la neige sur le permafrost de paroi

7.1.2.1. Difficultés de l'étude de la neige sur les parois alpines

Les effets particulièrement contrastés de la neige en fonction de la topographie locale ont été identifiés dans le Chapitre 3 et la Publication 1. Une analyse qualitative des effets de la neige en fonction de l'orientation, de son épaisseur, de sa durée et des périodes d'accumulation a été proposée (Davesne, 2012). Mais une quantification de ces effets est nécessaire pour l'intégrer dans la compréhension systémique du régime thermique des parois et de leur réponse au signal climatique de court terme (saisonnier à annuel). Cette quantification permettrait d'intégrer les paramètres nivaux dans des modèles à base physique (sect. 7.3) simulant la distribution et l'évolution de la température dans différentes dimensions spatio-temporelles. Cette compréhension quantitative du système thermique tenant compte d'un nombre croissant de paramètres qui l'influencent est l'étape préalable à la compréhension de la dynamique thermomécanique des parois alpines. Mais pour quantifier les effets de la neige il est d'abord nécessaire de quantifier ses différents paramètres : superficie de paroi couverte, épaisseur, durée, etc.

L'étude des effets de la neige sur le permafrost de paroi a pour défi de quantifier sa grande variabilité spatio-temporelle en haute montagne. Les développements actuels se concentrent alors sur la quantification de cette variabilité (Wirz *et al.*, 2011 ; Lehning *et al.*, 2011 ; Mott *et al.*, 2010 ; 2014 ; Grünewald *et al.*, 2014). Hipp (2012) propose un algorithme automatisant le calcul

d'épaisseur de neige à partir de tiges équipées d'*iButtons*, en se basant sur la déviation entre la température enregistrée par les *iButtons* et celle de l'air. Cette méthode a été mise en œuvre en Norvège, dans un environnement où l'accumulation nivale est saisonnière, à la différence de l'Aiguille du Midi où le maintien des tiges est déjà un challenge (sect. 3.1.2.2.c), et où la variabilité de la couverture nivale est remarquable, même en hiver.

La variabilité des effets thermiques de la neige sur les terrains raides de haute montagne a été modélisée en fonction de son épaisseur, de sa durée et de sa périodicité (Luetschg *et al.*, 2008 ; Pogliotti, 2011) à l'échelle du point, mais ses effets dans les autres dimensions spatio-temporelles des parois (couche active, permafrost, échelle de la face rocheuse, dans sommet...) sont encore incompris et constituent l'une des prochaines étapes à franchir pour le développement des modèles physiques pluridimensionnels.

7.1.2.2. Perspective d'analyse quantitative des effets de la neige à l'Aiguille du Midi

Avant une intégration des paramètres nivaux à des modèles physiques, il est d'abord nécessaire de quantifier les effets thermiques de la neige. À partir des photographies et des installations (sect. 3.1.2.2.d) sur les faces NE et sud de l'Aiguille du Midi, Davesne (2012) a pu réaliser une première analyse quantitative des épaisseurs et de la superficie du manteau nival, et une première analyse qualitative de ses effets thermiques. Cette analyse été réalisée à partir d'un traitement manuel des 3 premiers mois d'enregistrement : géoréférencement et projection des photographies, calcul de la superficie du manteau nival, calcul de l'épaisseur de neige, confrontation des relevés de température dans les forages aux mesures d'épaisseur et de superficie. Le traitement des quatre années d'enregistrement photographique qui sont désormais disponibles nécessite plusieurs prérequis :

1. Disposer d'un moyen de traitement automatique des photos permettant de calculer la superficie des parois couvertes par la neige.
2. Réinstaller les tiges de mesure de hauteur de neige endommagées et les pérenniser.
3. Disposer d'un moyen de traitement automatique de la hauteur de neige.

Le point 1 pourra être satisfait avec des outils développés au laboratoire EDYTEM par T. Barth (2012), désormais gérés par l'entreprise TENEVIA (<http://tenevia.com/fr/concept.html>). Ils permettent de géoréférencer des photographies, de détecter les superficies enneigées et de réaliser des calculs statistiques à partir de cette détection (superficie, lien avec l'exposition, etc.). Le point 2 requiert des missions de terrain régulières sur le site afin de vérifier l'état des tiges de mesure et d'assurer leur remplacement si nécessaire. Le point 3 pourrait trouver satisfaction dans l'outil développé par Hipp (2012), basé sur un algorithme qui calcule automatiquement l'épaisseur de neige et sa variation à partir de tiges équipées de *iButtons*.

Une analyse statistique des modalités d'enneigement et de leurs effets sur l'évolution de la température de surface dans les forages serait alors une première étape pour l'intégration de la variabilité des effets de la neige dans les modèles physiques (sect. 7.3). Des développements de modules de diffusion thermique dans le manteau nival sont également envisageables, mais ils restent complexes, à l'image de GeoTOP (Rigon *et al.*, 2006) utilisé par Pogliotti (2011).

7.1.3. Poursuite des campagnes ERT dans le massif

Les mesures ERT réalisées ont donné des résultats tout à fait prometteurs pour une caractérisation 2D du permafrost de paroi et la validation de modèles de sa distribution, à haute résolution spatiale. Une poursuite de ces mesures sur des secteurs clés comme ceux dont la mesure a été répétée en 2012 et 2013 pourrait permettre un suivi du permafrost, utiles à la compréhension de son évolution. Combinées avec les mesures continues de la température à l'Aiguille du Midi, elles permettent une analyse rétrospective des mécanismes de déclenchement des écroulements (sect. 6.3.1.3).

Le renouvellement de ces mesures pourrait également aider à mieux comprendre le rôle des paramètres topographiques (largeur de crête par exemple) dans sa distribution et son évolution, mise en évidence par les résultats de la Publication 3. Pour cela, une approche combinant ERT sur les différentes faces d'une arête ou d'un sommet, et modèles à base physique (sect. 7.3) tels ceux réalisés par Noetzli *et al.* (2007) pourrait permettre de faire la part entre les effets du contrôle topographique, pris en compte dans la modélisation, et ceux de facteurs additionnels non pris en compte (fracturation par exemple), en analysant les différences entre les sorties 2D des modèles et les résultats de l'ERT.

De nouvelles campagnes de mesure sur de nouveaux sites pourraient également permettre de mettre au point un protocole de validation plus robuste, d'autant plus si l'on intègre les résultats escomptés avec la calibration des mesures ERT sur les forages de l'Aiguille du Midi (sect.7.1.1). Seuls des profils verticaux ont été réalisés en 2012 et 2013 mais des profils horizontaux peuvent être envisagés en pied de paroi, permettant un déplacement plus aisé. De telles mesures pourraient utiliser des longueurs de câble supérieures pour saisir la variabilité latérale du permafrost en 2D. Ce projet serait réalisable avec le matériel déjà utilisé, et permettrait de mesurer des profils de 320 m avec deux câbles de 80 m supplémentaires, avec une profondeur d'investigation d'une cinquantaine de mètres.

Ce travail de thèse a posé les bases méthodologiques d'une étude pluridimensionnelle du permafrost de paroi dans le massif du Mont Blanc. Des approfondissements d'analyse sont envisagés pour enrichir la compréhension des différents facteurs de la distribution et de l'évolution du permafrost. Ces analyses permettraient une meilleure quantification des différents paramètres du système thermique et de nouveaux développements méthodologiques (sect. 7.3).

7.2. Perspectives de calibration et d'évaluation du *rock model*

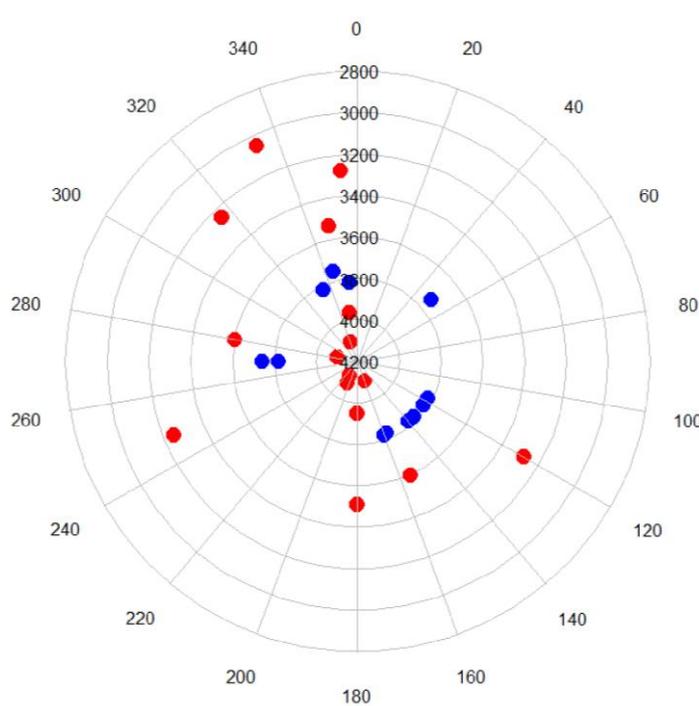
L'application du *rock model* utilise un nombre restreint de données mesurées dans le massif du Mont Blanc puisqu'elle se base sur les paramètres issus de la calibration réalisée avec l'ensemble des données homogénéisées pour l'arc alpin (Cremonese *et al.*, 2011 ; Boeckli *et al.*, 2012b). Les TAMSP_{mes} à l'Aiguille du Midi ont été utilisées pour l'évaluation de la TAMSP_{mod} avec le *rock model* (sect. 4.2.2.3). D'autres mesures de TAMSP ont été collectées dans le massif et pourraient être utiles à l'évaluation de la TAMSP_{mod}. Cette section fait le point sur l'ensemble des données disponibles pour calibrer localement le *rock model* ou améliorer son évaluation.

7.2.1. Mesures de TAMSP dans le massif du Mont Blanc

7.2.1.1. Localisation des capteurs

Outre les 12 points de mesure à l'Aiguille du Midi, 16 autres capteurs de surface ont été installés dans le massif du Mont Blanc par des membres de l'ARPA *Valle d'Aosta* et du laboratoire EDYTEM. Ces points de mesures sont répartis entre 3000 et 4200 m, selon toutes les expositions malgré une sous-représentation dans le quadrant NE, et avec une pente comprise entre 55 et 90° (fig. 7.2, tab. 7.1).

Figure 7.2. Distribution des points de mesure de la température de surface des parois en fonction de l'exposition et de l'altitude. Les points bleus indiquent les capteurs situés à l'Aiguille du Midi, les points rouges indiquent les capteurs répartis dans les autres parois du massif du Mont Blanc.



Code	Localisation	Altitude (m)	Orienta-tion (°)	Pente (°)	Respon-sable
CPN	Aig. Blanche de Peuterey	3965	350	90	ARPA
CEN	Aig. d'Entrèves	3535	348	85	ARPA
DRS	Flammes de Pierre Sud	3280	120	90	ARPA
DRN	Flammes de Pierres Nord	3280	355	75	ARPA
AM248	Aig. Marbrées Ouest	3250	248	85	ARPA
AM317	Aig. Marbrées Nord	3250	317	70	ARPA
GJSRold	Grandes Jorasses	4120	208	90	ARPA
GJSLold	Grandes Jorasses	4080	205	80	ARPA
GJSR	Grandes Jorasses	4100	160	90	ARPA
GJSL	Grandes Jorasses	4100	280	65	ARPA
GJNup	Grandes Jorasses	4100	340	75	ARPA
CPS	Grand Pilier d'Angle	3948	180	90	ARPA
CES	Tour Ronde	3510	180	90	ARPA
COSN	Cosmiques Nord	3602	280	50	EDYTEM
COSS	Cosmiques Sud	3595	155	55	EDYTEM
GM	Grands Montets	3058	335	85	EDYTEM

Tableau 7.1. Altitude, orientation et pente de l'emplacement des capteurs en parois dans le massif du Mont Blanc (hors Aiguille du Midi).

Ces capteurs ont tous été retirés ou sont hors d'usage, hormis GJSL qui enregistre encore la température sur le versant italien des Grandes Jorasses. Très peu de ces capteurs ont fourni un enregistrement complet sur une année, et lorsqu'une année complète a été enregistrée, elle ne couvre pas toujours une année civile ou hydrologique, périodes les plus communément utilisées pour les agrégations annuelles.

7.2.1.2. Difficultés d'utilisation des TAMSPs disponibles

L'utilisation de ces données de température de surface doit s'affranchir de plusieurs difficultés. La première concerne le choix de la période de moyennisation. Pour les 16 capteurs, 13 TAMSPs sont disponibles pour une année civile, avec des séries temporelles présentant au maximum 7,5% de données manquantes et un maximum de 19 jours d'interruption continue (AM317 en 2011). Ces interruptions ont été complétées en suivant la procédure de la section 3.2.1. D'autres TAMSPs (18 au maximum) sont disponibles mais sur des périodes variables, dont quelques-unes couvrent quasiment une année hydrologique.

Une deuxième difficulté réside dans la justesse des données topographiques : en effet, l'altitude des capteurs des Aiguilles Marbrées serait à 3250 m alors que le pied de la paroi est indiqué à 3330 m par l'IGN (carte Top25 3630 OT, 2012). Or, pour comparer les TAMSPs modélisées avec celles mesurées, il est indispensable de connaître les conditions topographiques exactes du capteur, d'autant plus dans le cadre d'une calibration locale.

Par ailleurs, une évaluation de la TAMSP modélisée requiert l'ajustement des TAMSPs mesurées à la période de prédiction (sect. 4.2.2.3) afin de rendre les valeurs mesurées directement comparables à celles modélisées. Pour cet ajustement, la température de l'air mesurée à l'Aiguille du Midi apparaît la plus intéressante pour estimer la température de l'air au niveau de ces capteurs, situés au maximum 800 m plus bas que l'Aiguille du Midi. Mais les relevés de Météo France à l'Aiguille du Midi ne commençant qu'en février 2007, la TAMA ne peut être calculée qu'à partir de 2008. Sur les 13 TAMSPs couvrant une année civile, 3 d'entre elles couvrent l'année 2007, année pour laquelle il faut alors recourir à la station de Chamonix pour les ajuster à la TAMA de 1961-1990, et donc introduire une erreur dans le calcul de TAMA.

7.2.1.3. Perspectives d'évaluation et de calibration locale du « rock model »

Du fait de la nécessité de vérifier l'emplacement exact de certains capteurs, du faible nombre de TAMSPs disponibles, et des difficultés de l'ajustement de ces TAMSPs à la période de la prédiction, seules les données de l'Aiguille du Midi ont été utilisées pour l'évaluation du *rock model* dans notre étude. La vérification de l'exactitude des données topographiques des capteurs et la définition d'une méthode d'ajustement des TAMSPs mesurées pourrait permettre d'étendre le jeu de TAMSPs utilisé pour l'évaluation du *rock model*. Il serait alors possible de vérifier le biais calculé à partir des TAMSP_{mes} de l'Aiguille du Midi, voire de le corriger.

Pour une calibration locale du *rock model* à partir des données du massif du Mont Blanc, un critère de nombre est également requis. L'échantillon doit être suffisamment significatif pour assurer la robustesse du nouveau modèle calibré : si un échantillon subit des modifications (remplacement par des données d'un autre site du massif pour la TAMSP d'une autre année, par exemple), les paramètres calculés doivent rester invariables. De plus, l'échantillon de TAMSP disponible doit être divisé en deux échantillons dont l'un est dédié à l'évaluation du modèle. Dans les années à venir, les TAMSPs supplémentaires qui seront acquises à l'Aiguille du Midi et

aux Grandes Jorasses (GJSL) enrichiront la base de données disponible pour cette calibration, laquelle deviendra alors envisageable.

Enfin, des valeurs réalistes de RSIP sont nécessaires pour une calibration précise. Les photos *fisheye* prises à chacun des capteurs de surface de l'Aiguille du Midi au cours de l'été 2013 (enc. 4.1.) devront être traitées pour obtenir les valeurs de RSIP nécessaires à la calibration locale. Elles pourront également servir à l'évaluation de la grille d'entrée de RSIP du *rock model* (fig. 4.9).

7.2.2. Inventaire des glaciers suspendus

Le *rock model* a été évalué à partir de différentes sources de données et approches. Les mesures de température à la surface des parois de l'Aiguille du Midi ont permis une évaluation quantitative de la TAMSP_{mod} (sect. 4.2.2.3). Les mesures en profondeur des parois ont aidé à une première évaluation de la TAMP_{mod} par l'application de l'*offset* de température à la TAMSP_{mes} (sect. 4.3.2). Les valeurs d'*offset* de température ont donc pu être évaluées à cette occasion. La CIP-MB a été confrontée aux mesures ERT qui ont montré leur potentiel pour la validation de modèles de distribution du permafrost.

D'autres sources de données sont disponibles pour l'évaluation voire la validation de ces modèles de distribution du permafrost. L'utilisation des observations de glace dans les niches d'arrachement et ses limites ont été discutées dans la section 6.3.2. Dans la Publication 2, l'utilisation des glaciers suspendus a également été évoquée.

La présence de glaciers suspendus à base froide est généralement un indicateur de permafrost car la paroi doit être à température négative pour permettre l'accroche du glacier. Néanmoins, la présence de glaciers sur une paroi n'indique pas toujours celle du permafrost. En effet, leur présence peut être induite par la topographie : une concavité peut permettre l'accumulation de neige et favoriser le développement d'un appareil glaciaire en paroi. Une reconnaissance de terrain est donc nécessaire. Outre la question de l'identification, la question de la localisation est également posée. Un glacier suspendu recouvre une paroi sur une surface généralement pluridécamétrique, mais l'ensemble de sa superficie ne présente pas forcément une température négative à l'interface paroi-glace. Il s'agit donc de définir, par une reconnaissance de terrain, le secteur du glacier suspendu le plus susceptible de présenter une température négative. Le secteur défini doit présenter une superficie comparable à celle de la résolution spatiale du modèle pour rendre cette évaluation pertinente.

7.2.3. Analyse des modèles numériques d'altitude

Ces travaux de thèse ont mis en évidence l'intérêt d'utiliser des MNAs d'ordre métrique pour prétendre à une cartographie réaliste du permafrost à l'échelle locale (Pub. 2). Seulement, la résolution n'est pas la seule garantie de la qualité du MNA. Hormis l'erreur quadratique moyenne du MNA utilisé pour la modélisation, peu d'informations sont généralement transmises dans la littérature sur la qualité des données spatiales utilisées pour la modélisation du permafrost alpin. Or, la précision et la justesse d'un MNA dépend d'un certain nombre de facteurs. Ces facteurs comprennent la source et la densité des données utilisées pour générer le MNA (photogrammétrie, laserscan aéroporté, ...), la rugosité du terrain plus ou moins difficile à représenter, la structure des données dans le SIG (matrice de cellules rectangulaires : GRID ou *triangular irregular network* : TIN) et leur résolution. Hengl *et al.* (2003) proposent une revue de ces facteurs et des analyses permettant de juger de la qualité d'un MNA.

Dans le but de consolider notre analyse sur l'effet de la résolution du MNA utilisé pour la cartographie du permafrost de paroi, des analyses plus approfondies de la qualité des MNAs à disposition devra être effectuée. La modélisation basée sur un MNA oblige de très haute précision oblige à une très haute justesse de géoréférencement des points utilisés pour l'évaluation (points de TAMSP ou observations de glace par exemple). Le choix de la résolution dépend alors des objectifs de la cartographie. Des tests seront effectués à partir des MNAs disponibles : 4 m RGD, 30 m ASTER-GDEM, 25 m IGN, 2 m RAVA... L'implémentation d'un modèle sur deux MNAs différents, l'un de très haute résolution, précision et justesse pour obtenir une prédiction réaliste localement avec une résolution plus médiocre qui lisse les microreliefs mais aussi les erreurs de géoréférencement de points d'observation semble intéressante. Les futurs travaux devront donc travailler en ce sens.

Le modèle statistique appliqué dans cette recherche doctorale est basé sur un nombre de données locales limité. Elles sont seulement utilisées pour l'évaluation des sorties du modèle, mais une homogénéisation de l'ensemble des données de température sur le massif pourrait permettre une calibration locale ou une évaluation plus robuste de la TAMSP_{mod} et de la CIP-MB. Par ailleurs, des MNAs de différentes sources couvrent le massif du Mont Blanc ou certains de ces secteurs. Une analyse de leur différence de qualité et des implications pour la modélisation statistique du permafrost devra faire partie des futurs projets pour consolider nos résultats.

7.3. Développement de modèles physiques

Grâce au système de monitoring à l'Aiguille du Midi, un nombre croissant de données est acquis permettant d'améliorer la quantification des effets des différents facteurs actifs dans le système thermique. Ces données peuvent servir à l'initialisation ou à l'évaluation de modèles physiques de diffusion thermique, tout comme la TAMSP_{mod} (Pub. 2) et les données ERT. Ces modèles pourraient en retour enrichir l'interprétation des mesures ERT. Cette section présente les projets de modélisation physique du permafrost des parois du massif du Mont Blanc envisageables à partir des travaux de cette thèse.

7.3.1. Carte de TAMSP et initialisation d'un modèle de diffusion thermique

La carte de TAMSP peut servir de conditions aux limites supérieures d'un modèle de diffusion thermique. Dans le cadre de ce travail de thèse, le logiciel de simulation hydrogéologique Feflow (<http://www.mikepoweredbydhi.com/products/feflow>) a été utilisé pour simuler la distribution de la température sur des coupes 2D de sites mesurés par ERT (Rosner, 2013). Ces modèles (fig. 7.3 et 7.4) ont été initialisés avec les TAMSP_{mod} (Pub. 2): un profil vertical à l'emplacement des profils ERT a été extrait de la carte de TAMSP à partir de laquelle la diffusion thermique a été simulée en suivant la procédure de Noetzli *et al.* (2007) — mais sans pouvoir inclure la chaleur latente. L'objectif était d'analyser la correspondance entre les profils ERT et ce modèle de conduction thermique pour renforcer l'interprétation des résultats de l'ERT.

La comparaison des coupes 2D modélisées et de résistivité permet en effet de comprendre les sources de déviations possibles des modèles : les différences entre le modèle de diffusion thermique, considérant uniquement les transferts par conduction, et les pseudo-sections de résistivité peuvent être interprétés comme l'effet des transferts de chaleur autres que par conduction, non pris en compte dans la procédure de modélisation.

Ces modèles physiques ont permis de confirmer le contrôle topographique visible dans les profils ERT. Par exemple, la figure 7.3 montre la distribution de la température de la roche aux Grands Montets après l'initialisation du modèle avec une température de surface 1,5°C inférieure à celle de la TAMSP de la période 1961-1990 modélisée pour recréer les conditions thermiques à la fin du Petit Âge Glaciaire (PAG). Pour obtenir la température à la fin des années 2000, un réchauffement linéaire de 1,5°C à été modélisé à la surface pour retrouver la TAMSP modélisée et simuler les conditions thermiques en profondeur.

On constate que sur la face NW des Grands Montets, l'influence de la face SE opposée n'apparaît pas dans la roche mesurée par ERT, ce qui confirme alors l'interprétation basée sur l'effet de la largeur du sommet. À *contrario*, sur le profil du Gros Rognon (fig. 7.4), l'influence de la face nord opposée est visible dans la roche profonde mesurée par ERT dans les 2/3 supérieurs du profil mais pas dans sa partie inférieure. Ces deux modèles, cohérents avec les observations et interprétations des profils ERT, confirment le rôle variable de la topographie selon la largeur du sommet considéré.

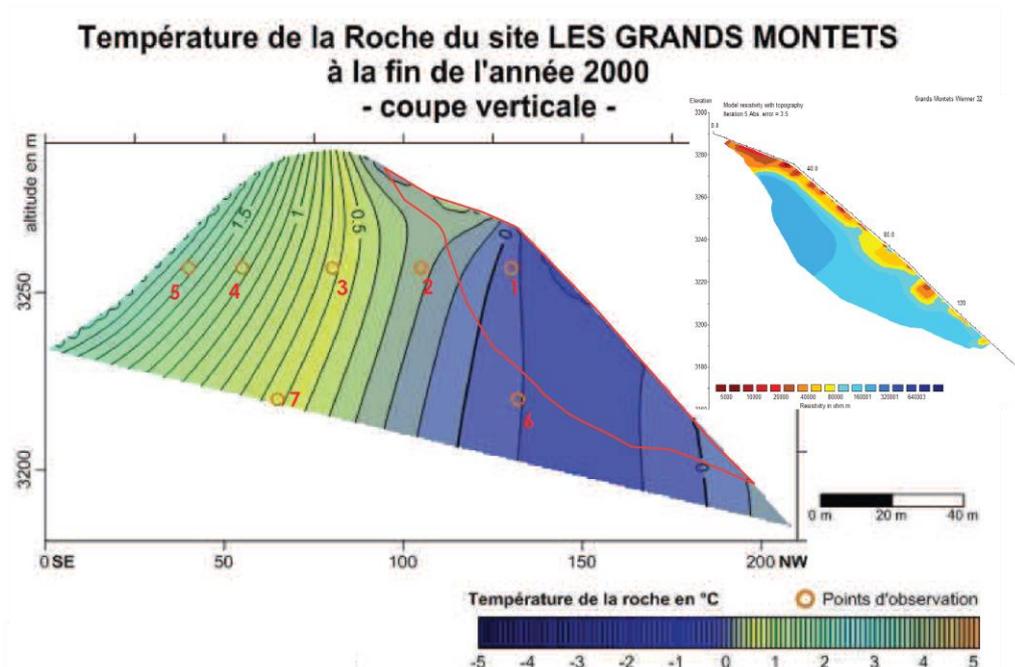
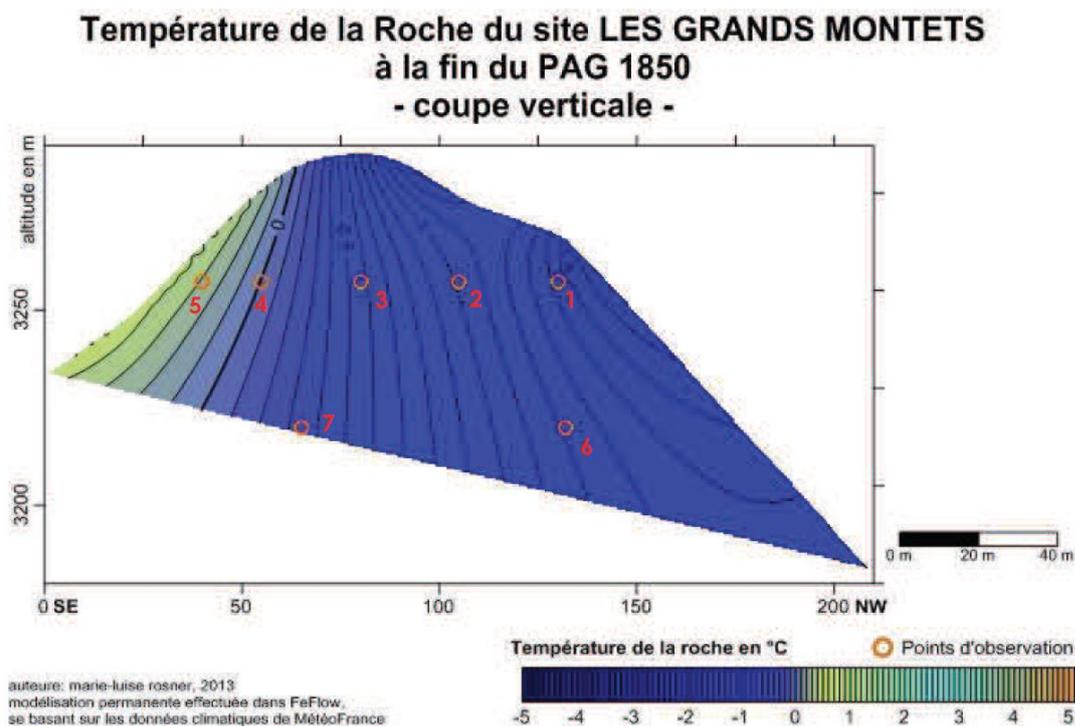


Figure 7.3. Modélisation physique du permafrost à l'aide du logiciel Feflow sur une coupe 2D des Grands Montets à l'emplacement du profil ERT. La figure du haut représente les conditions initiales du modèle : l'état thermique du site à la fin du PAG en considérant une température de surface 1,5°C inférieure à celle modélisée dans le Chapitre 4. La figure du bas représente la distribution de la température à la fin des années 2000 en considérant un réchauffement de 1,5°C à la surface pour retrouver la TAMSP du modèle (1961-1990). Les points d'observations représentés sur la figure (points rouges) ne sont pas reportés. Le trait rouge représente la localisation du profil ERT qui figure dans l'insert (Rosner, 2013, modifié).

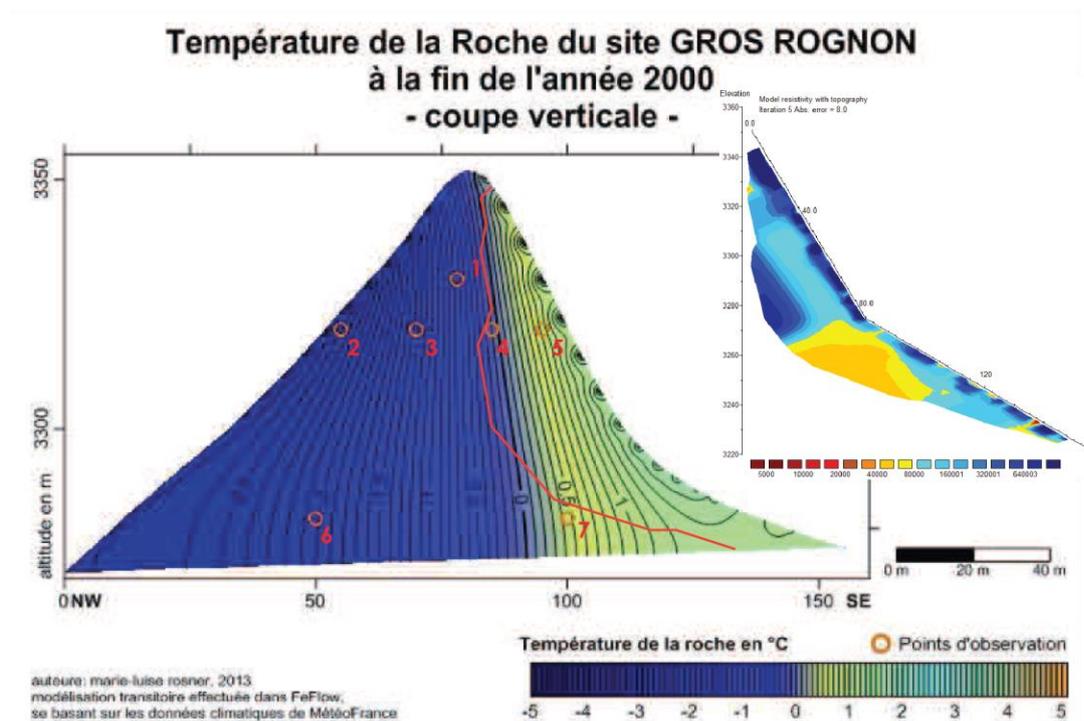


Figure 7.4. Modélisation physique du permafrost à la fin des années 2000 selon la même procédure que la figure 7.3, sur une coupe 2D du Gros Rognon à l'emplacement du profil ERT (Rosner, 2013, modifié).

Une poursuite de ce travail est envisagée en incluant un module de chaleur latente et en appliquant cette modélisation sur des secteurs clés du massif. Il sera possible de déterminer les secteurs à permafrost susceptibles de se dégrader rapidement dans le massif du Mont Blanc en étendant cette simulation sur le XXI^{ème} siècle à l'aide de différents scénarii climatiques. Ces simulations permettraient une analyse temporelle du permafrost, en complément de ce travail de thèse principalement concentré sur son analyse spatiale.

7.3.2. Modélisation à haute résolution du permafrost de l'Aiguille du Midi

Des relevés par laserscan terrestre des parois extérieures et intérieures de l'Aiguille du Midi ont été effectués entre 2006 et 2009 (sect. 3.1.2.2.f). Ces relevés maillés en TIN (*Triangular Irregular Network*) pour le travail de master de G. Davesne (2012 ; fig. 7.5) permettent la construction d'un MNA de résolution centimétrique géoréférencé de l'Aiguille du Midi.

Une fois les conditions de calibration locales réunies (sect. 7.2), l'application du *rock model* calibré localement avec une partie des données de TAMSP_{mes} à l'Aiguille du Midi permettra de simuler la TAMSP sur son MNA à haute résolution. Cette simulation pourra alors servir de conditions aux limites supérieures d'un modèle de diffusion thermique 2D à 3D.

L'intérêt de ce type de modèle appliqué sur l'Aiguille du Midi est multiple. Il permettrait d'abord de comprendre l'effet de la microtopographie et de la variabilité de l'ensoleillement associée sur la distribution du permafrost en profondeur. De plus, un tel modèle est approprié pour des tests de sensibilité du permafrost à différents paramètres (Harris I, 2009) qui pourront être quantifiés avec les mesures réalisées sur le site (neige ou effets non-conducteurs associés à la fracturation par exemple). Ces modèles pourront être contraints et/ou évalués à partir des mesures dans les forages, voire des mesures ERT disponibles (sect. 3.1.2.2.d ; fig. 7.6).

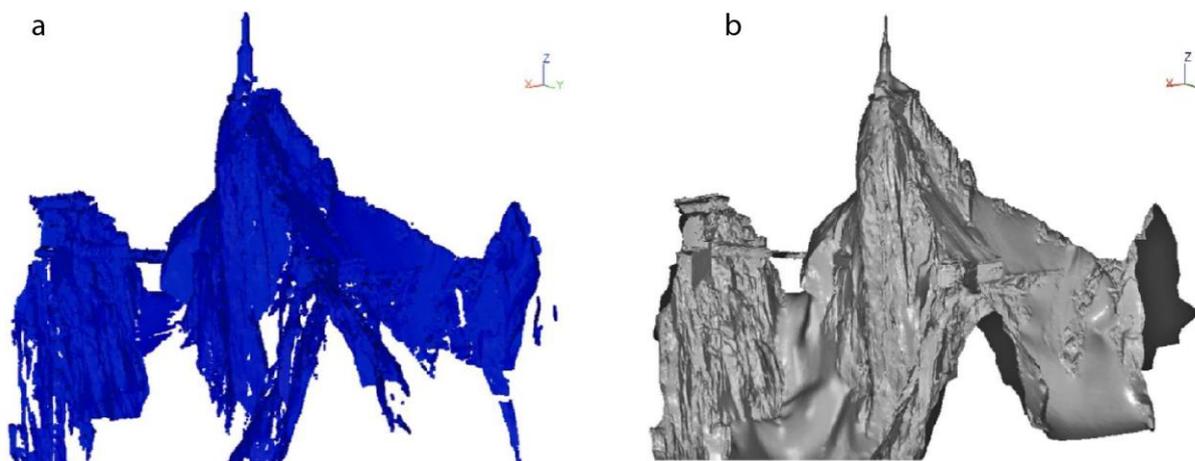


Figure 7.5. Nuage de points et maillage en *Triangular Irregular Network* des données laserscan de l'Aiguille du Midi (Davesne, 2012).

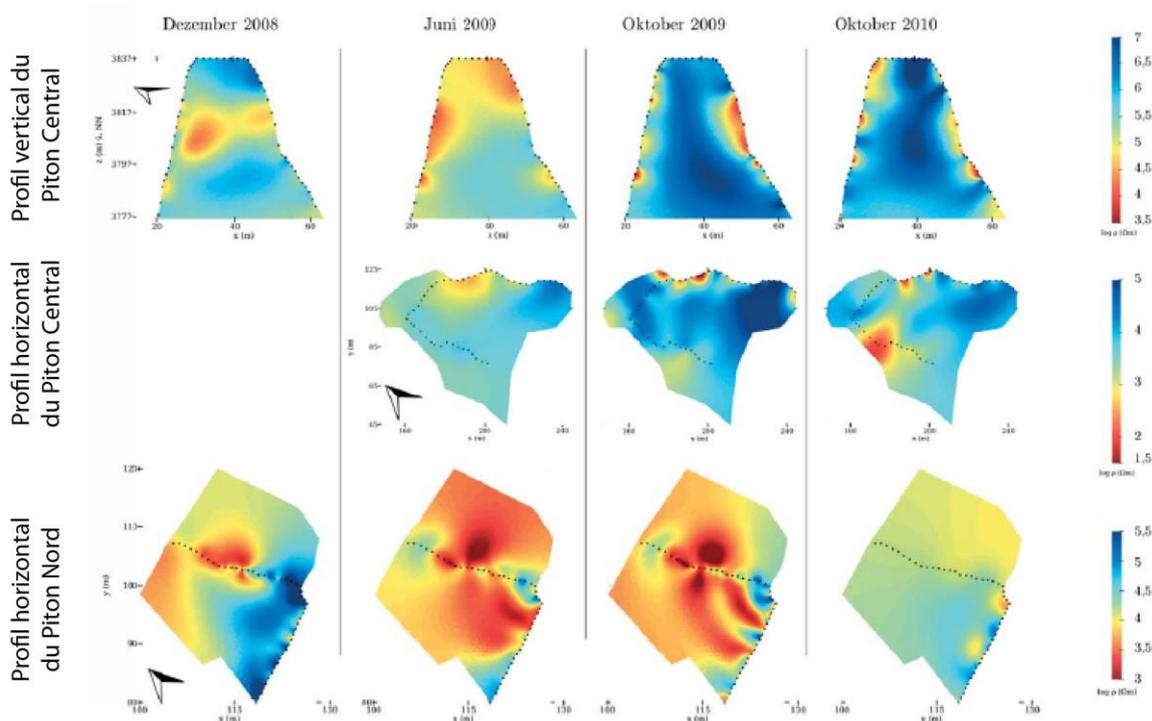


Figure 7.6. Résultats des campagnes ERT menées par A. Kemna (Université de Bonn, Allemagne) et M. Krautblatter (Université de Munich, Allemagne) en collaboration avec EDYTEM. Ces mesures ont été traitées et analysées par A. Drenkelfuss (2013). Ces résultats pourront servir à l'évaluation de modèles 2D de la température.

La modélisation à base physique est un outil complémentaire aux méthodes développées dans le cadre de cette recherche doctorale. Le travail déjà réalisé apporte un ensemble de données nécessaire pour l'application de cette méthode sur les parois du massif du Mont Blanc. Les premiers essais ont été concluants malgré quelques défauts dans la procédure de modélisation. Des projets de modélisation statistique et physique sur un MNA de haute résolution de l'Aiguille du Midi permettraient des développements dans cette approche méthodologique, avec l'intégration de nouveaux paramètres négligés dans les modèles existants.

7.4. Mesures complémentaires

Des mesures complémentaires à celles de la température et de la neige ont débuté sur le site de l'Aiguille du Midi au cours de cette recherche doctorale pour tester des méthodes ou apporter d'autres données quantitatives utiles à la compréhension systémique du régime thermique des parois alpines. Cette section présente les mesures de géoradar et de la température des galeries réalisées ces dernières années, dont les données n'ont pas encore été exploitées.

7.4.1. Analyse de la perturbation anthropique de la température de la roche

En 2013, huit *iButtons* ont été installés à la surface des parois des galeries de l'Aiguille du Midi (sect. 3.1.2.2.f, fig. 3.11 et 7.7). Le *iButton* E a cessé de fonctionner début 2014 et C n'a jamais fonctionné. La température à la surface des parois dans les galeries est généralement plus élevée que celle de l'air. Elle suit ses variations avec un lissage des amplitudes thermiques. Des différences sont visibles entre capteurs, le capteur D étant le plus « chaud », et les capteurs H et E les plus « froids ». L'année 2014 est la seule année d'enregistrement complet (19 jours manquants début janvier 2013). Les relevés de température de l'air ont été affectés par deux interruptions trop longues pour être complétées en 2013 et 2014, ce qui limite l'analyse.

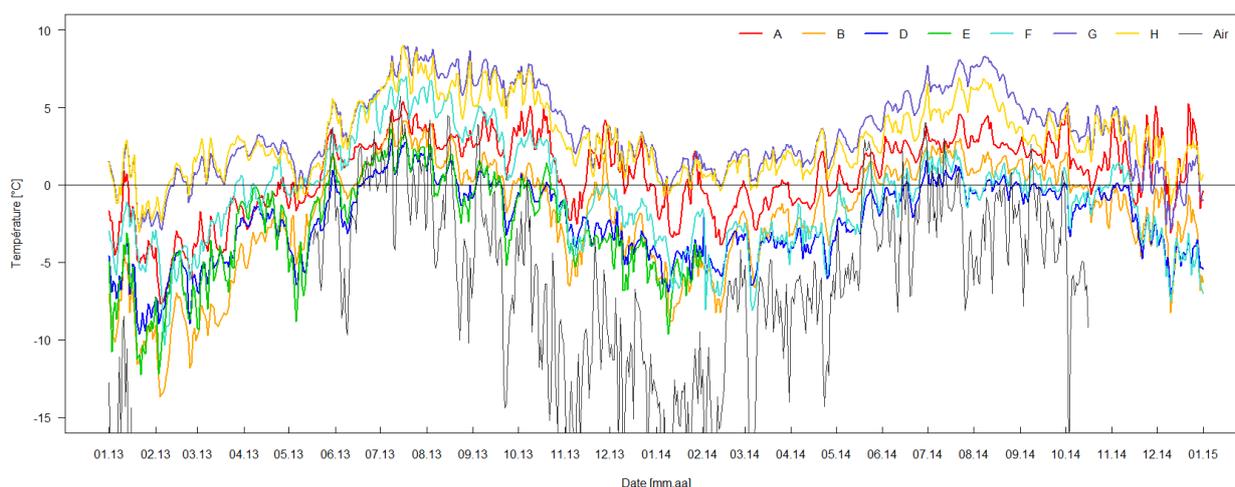


Figure 7.7. Évolution de la température à la surface des parois des galeries de l'Aiguille du Midi (janvier 2013 à janvier 2015). L'emplacement des capteurs est indiqué sur les figures 3.11 et 7.8.

L'objectif de ces mesures est de comprendre le régime thermique dans les galeries de l'Aiguille du Midi, afin de l'intégrer dans un modèle physique de distribution de la température.

Sur la coupe horizontale de l'Aiguille du Midi, les basses résistivités qui indiquent le non gel probable de la roche caractérisent principalement le secteur NW (fig. 7.8, aplat bleu) du Piton Central. Les températures mesurées par *iButtons* y sont les plus élevées alors que ce secteur devrait être l'un des plus froids du Piton Central du fait de son exposition au NW. Ce secteur de basse résistivité correspond à l'emplacement de la salle de repos des agents du site, chauffée.

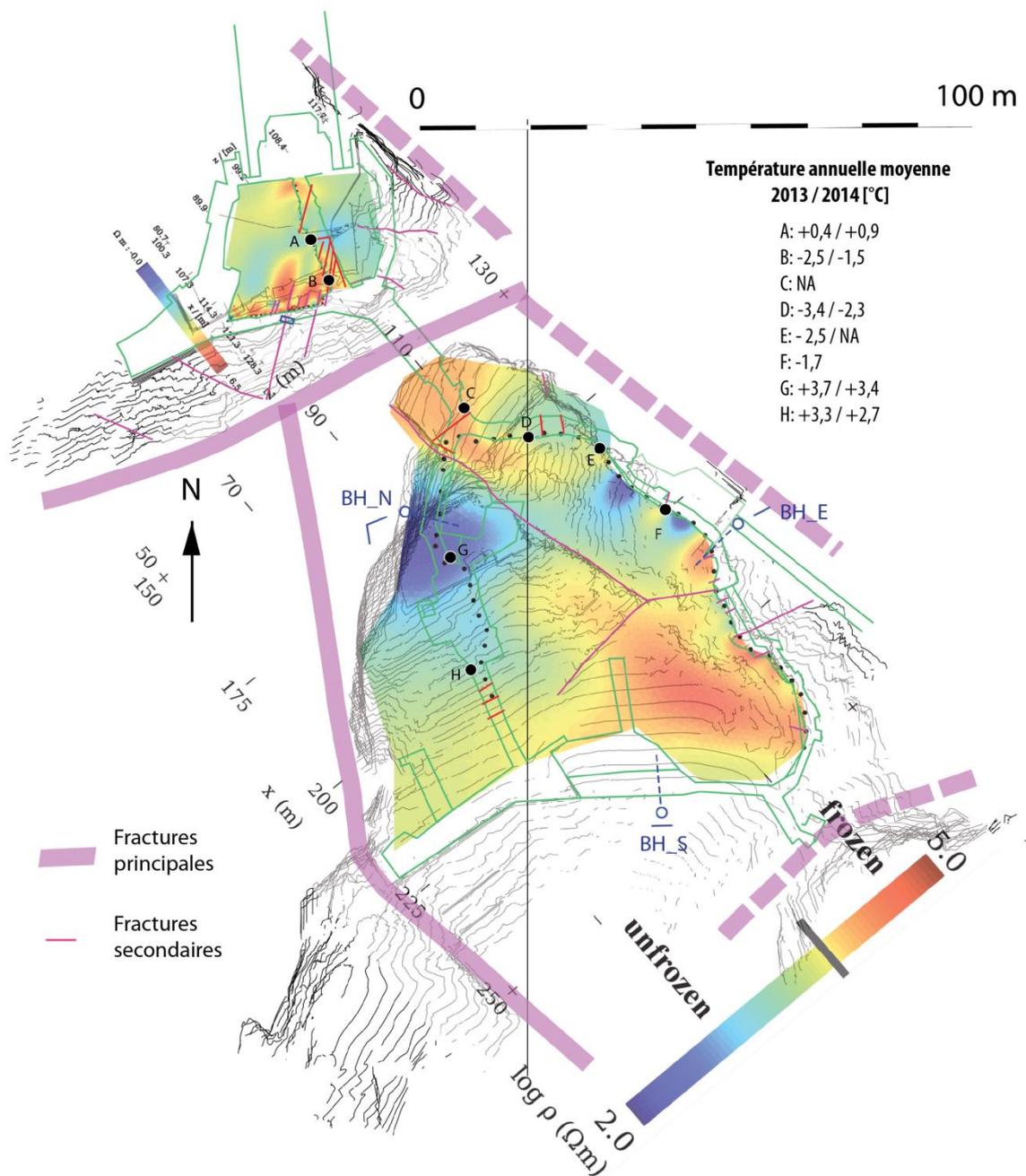


Figure 7.8. Distribution des iButtons (points noirs avec lettres), de la température annuelle moyenne à la surface des galeries en 2013 (19 jours manquants) et 2014 (A à H), de la résistivité électrique (aplats de couleur, mesures réalisées en octobre 2010, M. Krautblatter, com. pers.), et de la fracturation (lignes roses, sect. 7.4.3) mesurée dans le cadre du projet de Licence de L. Ancenay (2013), avec les courbes de niveau extraites du TIN (fig. 7.5) des Pitons Nord et Central de l'Aiguille du Midi. Les petits points noirs indiquent l'emplacement des électrodes. Figure réalisée par G. Ménard (EDYTEM) et modifiée.

Avec des séries temporelles de l'air complètes, il serait possible de déterminer la relation statistique entre la température de l'air et celle des galeries dans leurs différents secteurs, et d'initialiser ainsi des modèles de diffusion thermique, en contraignant la distribution de la température à la surface des galeries pour déterminer leur perturbation thermique.

7.4.2. Mesures géoradar

L'analyse des séries temporelles de température des forages a montré une perturbation thermique induite par une fracture ouverte à BH_N, qui modifie le régime thermique de la paroi par rapport au seul transfert de chaleur par conduction (Pub. 1). L'intégration des effets non-conducteurs dans les modèles à base physique pluridimensionnels est l'un des défis de la recherche sur le permafrost de parois alpines. Mais, les données de température au niveau de fractures sont encore très insuffisantes pour paramétrer ou évaluer une simulation incluant les effets non-conducteurs, tandis que la fracturation d'un site est généralement mal connue ou ignorée dans la modélisation de la température.

Les mesures géoradar utilisent la propagation d'ondes électromagnétiques de la surface vers la profondeur d'un terrain pour acquérir une image de sa structure. Cette méthode est couramment employée dans les études périglaciaires pour étudier la structure des formations superficielles (Isaksen *et al.*, 2000 ; Monnier *et al.*, 2008). En octobre 2013, deux profils géoradar ont été acquis sur la face NW puis trois profils ont été réalisés sur la face NE de l'Aiguille du Midi en avril 2014, de part et d'autre de BH_N et BH_E. Ces mesures ont été réalisées dans le cadre de l'appel à projet de la Fondation Petzl en collaboration avec l'ADRGT (Association Développement Recherche Glissements de Terrain, Grenoble). Sur la face NW, un profil vertical d'environ 50 m et un profil horizontal de 8 m recourent BH_N. Sur la face NE, un profil vertical de près de 50 m a été réalisé, complété par deux petits profils d'environ 2 m, l'un vertical l'autre horizontal. Une antenne blindée bi-fréquence (*I.D.S*) qui combine les fréquences de 200 MHz et 600 MHz (fig. 7.9) a été utilisée. Les radargrammes ont été traités par H. Cadet (ADRGT).

Ces mesures montrent clairement le système de fracturation (fig. 7.10) dont la fracture affectant les profils thermiques de BH_N. L'antenne de 600 MHz offre une image d'une résolution de 1 à 2 cm ; elle est de 2 à 6 cm pour l'antenne à 200 MHz. L'ouverture de la fracture a pu ainsi être estimée à environ 15 cm. Les mesures sur la face NE ont confirmé sa forte fracturation comparée à la face NW, d'où la moindre profondeur de pénétration des ondes (environ 2,5 m).

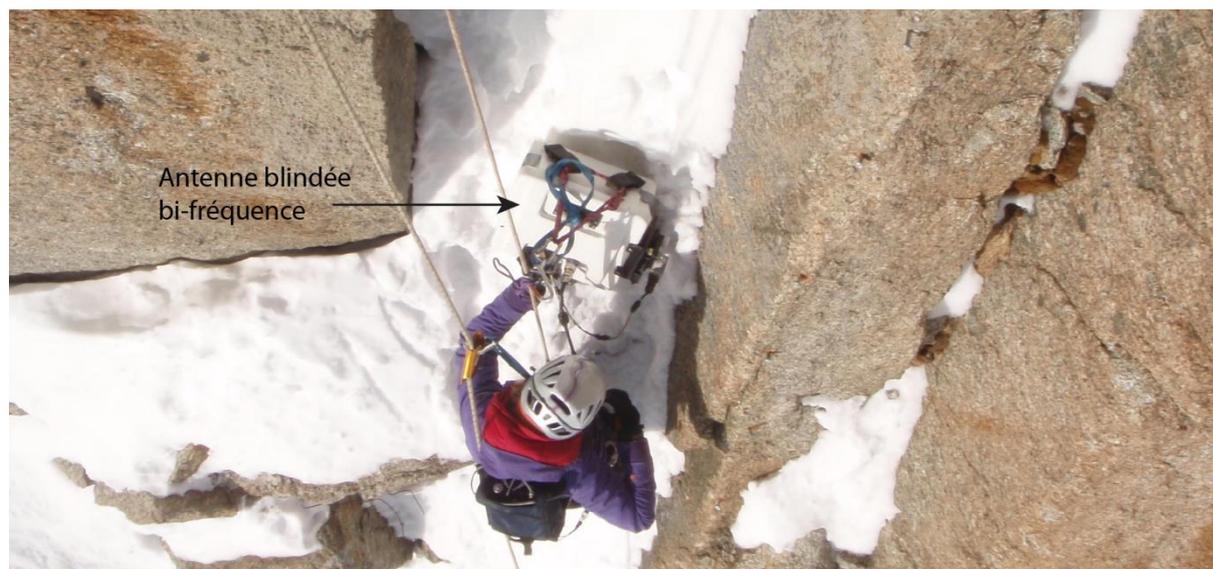


Figure 7.9. Application du géoradar sur la face NE. Photo : Héloïse Cadet.

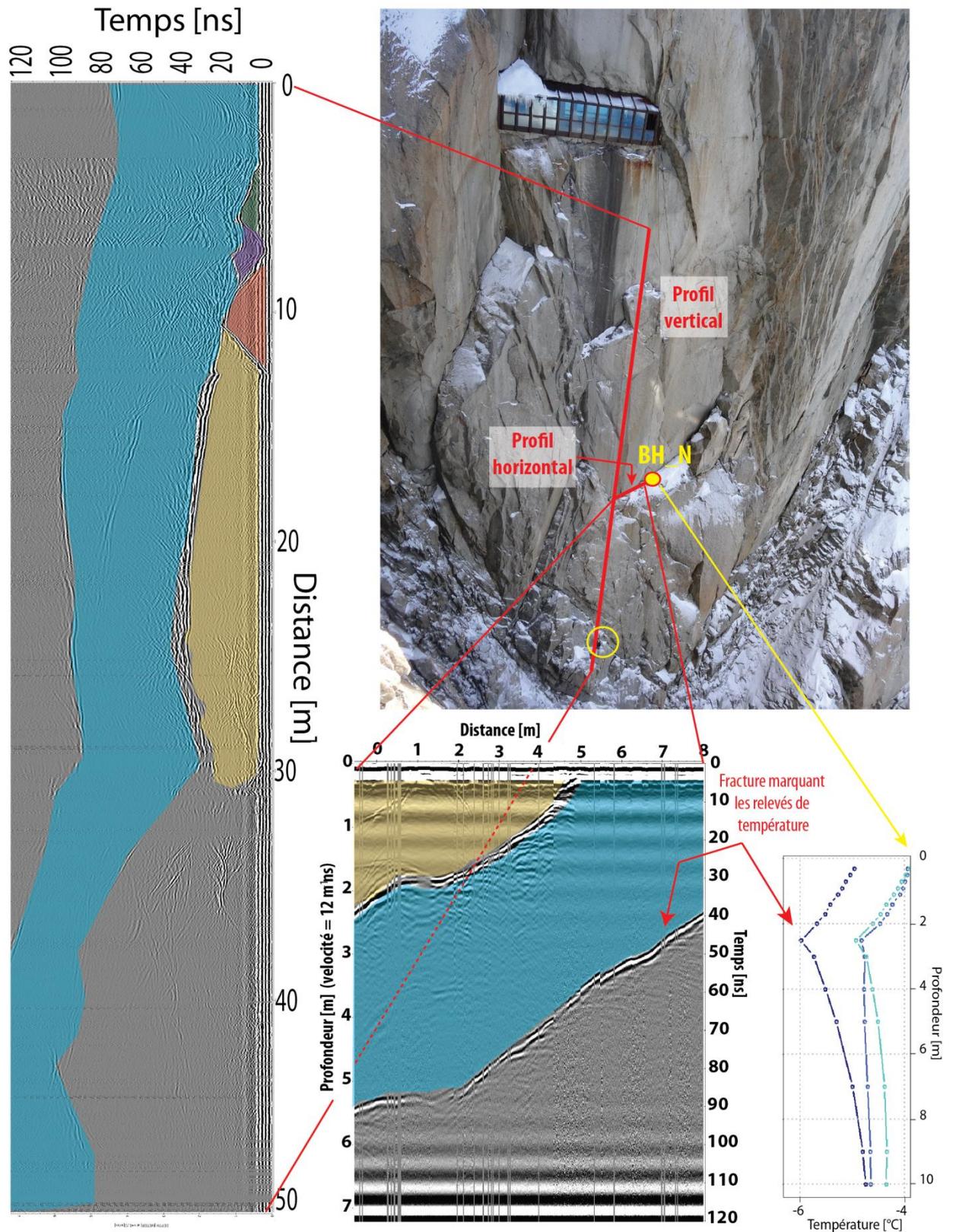


Figure 7.10. Localisation et radargrammes calculés à partir des mesures sur la face NW du Piton Central de l'Aiguille du Midi.

En 2014, une nouvelle mesure a été réalisée sur la face NW en réponse à l'appel à projet VOR (colalbration avec l'ADRGT : H. Cadet, O. Brenguier, et ISTerre : S. Garambois). Elle a utilisé la méthode *Common Mid-Point* : deux antennes non blindées d'une fréquence de 100 MHz qui consiste à prendre un certains nombres de points de mesure en écartant progressivement les antennes à partir d'un point central, qui dans le cas de cette mesure, correspondait à la moitié du profil vertical de la face NW. Les données sont en cours de traitement et une information sur le remplissage des fractures mesurées en est escomptée.

Le géoradar apparaît donc comme un outil pertinent pour la visualisation des fractures. Les images acquises pourront servir au développement de modèles numériques intégrant la fracturation. En combinant les mesures géoradar, géoélectrique et de température dans les forages, la connaissance des effets non-conducteurs sur le régime thermique des parois pourra être améliorée.

7.4.3. Relevés de la fracturation

Des relevés de la fracturation ont été réalisés à l'Aiguille du Midi en 2014 et 2015 pour identifier les principales familles de fractures, et aider à la compréhension de leur rôle dans le régime thermique des parois, pour les intégrer dans des modèles physiques de la distribution de la température du site. Une première campagne d'observation de la direction et du pendage des macro-fractures a été réalisée dans les galeries et autour des terrasses du site, à l'aide d'un rapporteur et d'un clinomètre.

Trois familles principales de fractures ont été identifiées (Ancenay, 2013). La famille de fractures orientée N50°, la plus dense, sépare le Piton Nord du Piton Central et hache celui-ci avec une densité quasi-métrique (fig. 7.11). La famille N150°, moins dense, recoupe les principales lignes topographiques. Enfin la famille de fractures orientées N20-30° a surtout été détectée dans les galeries du Piton Nord (fig. 7.8).



Figure 7.11. Principales familles de fractures observées à l'Aiguille du Midi : N50° (jaune) et N150° (rouge).

La plupart des fractures identifiées sur les parois sont difficiles à retrouver au sein des galeries, alors qu'une même fracture peut être reconnue sur les deux faces opposées des pitons. Une seconde campagne d'observation des micro-fractures et de leur minéralisation dans les galeries de l'Aiguille du Midi est en cours pour compléter la précédente et répondre à des questions géologiques (projet de Licence de S. Poilroux).

La fracturation joue un rôle encore mal connu dans la distribution de la température des parois alpines. Pour améliorer sa compréhension, il est nécessaire d'acquérir des données sur sa densité et sa répartition pour ensuite pouvoir analyser ses effets sur le régime thermique en utilisant, par exemple, des modèles à base physique. Les données acquises à l'Aiguille du Midi à partir des mesures géoradar et des observations géologiques seront utiles pour des projets de modélisation tels ceux proposés dans la section 7.3.

Conclusion du Chapitre 7

Ce travail de thèse a posé les bases méthodologiques pour de futurs projets de recherche qui s'articuleront autour de plusieurs axes : (i) exploitation approfondie des données disponibles et acquisition de données supplémentaires sur des installations ou par l'application de méthodes déjà mises en place (neige, ERT par exemple), pour faciliter le (ii) croisement des méthodes ; (iii) calibration locale du *rock model* et/ou amélioration de son évaluation ; (iv) application de modèles numériques contraints par la TAMSP modélisée sur des secteurs clés du massif, (v) développement de nouveaux modèles sur l'Aiguille du Midi utilisant l'ensemble des données disponibles sur les différents paramètres du système thermique.

Dans un premier temps, les projets (i), (ii) et (iv) apparaissent les plus aisés à mettre en œuvre, les données et outils étant directement disponibles. Le projet (iii) pourra être réalisé dans les années à venir, lorsqu'un nombre suffisant de données de température de surface à l'Aiguille du Midi sera disponible. Enfin, le projet (v) requiert une réflexion et des traitements de données préalables pour injecter de nouveaux paramètres aux procédures de modélisation physique du permafrost de paroi.

Conclusion de la Partie III

Les résultats de l'investigation cryosphérique présentée dans la Partie II ont été mobilisés pour analyser la distribution des écroulements rocheux et tester l'Hypothèse géomorphologique du lien entre la dégradation du permafrost et leur déclenchement. La carte de TAMSP réalisée dans le cadre du Chapitre 4 a servi à l'analyse de la distribution spatiale de 523 écroulements, qui apparaissent alors majoritairement concentrés dans la gamme de TAMSP correspondant à un permafrost de type chaud. Les résultats du monitoring de la température à l'Aiguille du Midi et des mesures répétées d'ERT suggèrent que l'épaississement de la couche active serait un facteur plus actif que le réchauffement du permafrost dans le déclenchement des écroulements. Cette analyse constitue une toute première approche dans la détermination du lien entre permafrost et écroulements, et la compréhension du régime thermique des parois doit encore progresser pour améliorer la compréhension des processus gravitaires qui y sont associés.

Les futurs développements de notre recherche devront permettre d'avancer dans la compréhension quantitative des processus qui gouvernent la distribution et l'évolution du permafrost de paroi. Ces futurs développements se baseront d'abord sur les installations mises en place et les données acquises dans cette thèse mais non exploitées. Un profil géoélectrique a été installé sur la face NE de l'Aiguille du Midi, croisant le forage pour réaliser une calibration température-résistivité sur le terrain. Les 3 ans d'enregistrements photographiques à sur les faces NE et sud de l'Aiguille du Midi seront utilisés pour une analyse statistique des modalités d'enneigement, et croisés aux données des forages pour tenter d'établir une relation quantitative entre l'enneigement et la température des parois. Les enregistrements de température à la surface des galeries de l'Aiguille du Midi seront analysés pour comprendre la perturbation anthropique qu'elles induisent. Les profils géoradar seront exploités comme support géométrique pour développer des modèles à base physique. Ces modèles physiques ont été testés dans le cadre de cette thèse et devront être améliorés et enrichis avec le traitement progressif des données disponibles. Ils serviront à tester la sensibilité du permafrost à divers paramètres et pourront être validés avec des mesures ERT. Ils seront initialisés avec la température de surface modélisée statistiquement, laquelle sera calibrée localement à partir des mesures continues à l'Aiguilles du Midi de la température de surface des parois et de l'air, et des photos *fisheyes* réalisées auprès de chacun des capteurs de surface du site. Cette modélisation statistique sera implémentée sur le modèle numérique d'altitude de haute résolution de l'Aiguille du Midi, et sera combinée à la modélisation physique de diffusion thermique pour mieux comprendre l'effet de la microtopographie sur la distribution du permafrost.

Summary of the general conclusion

This thesis **aimed at estimating the distribution of rock wall permafrost in the Mont Blanc massif to improve the understanding of their morphodynamics.**

It followed **three specific objectives based on three methods:**

- **Characterisation of rock wall permafrost to understand the controls of the topography, the snow and the fractures using temperature point measurements.**
- **High-resolution modelling of permafrost distribution to determine permafrost occurrence at a rock face scale.**
- **Testing the potential of ERT for 2D characterisation of rock wall permafrost and for distributed model validation.**

This thesis also aimed at **testing of the geomorphological hypothesis** on the link between permafrost degradation and rock wall destabilisation.

The general conclusion of this study summarizes the main scientific and methodological advances, and the main results of the cryospheric investigations and of their geomorphological application. Research perspectives are finally proposed.

The **main advances in rock wall permafrost research** are:

- **Original data** have been acquired with eight 160-m-long and 25-m-depth ERT transects on six faces.
- High-resolution statistical modelling has provided **a map of the regional distribution of permafrost** in the Mont Blanc massif that is **suitable for estimation at the rock face scale, and for model validation.**
- **A promising method for 2D characterisation of rock wall permafrost and validation of distributed models** has been set up with ERT.

Our **contribution in the morphodynamic research field** lies in:

- the first **statistical analysis of rock fall distribution** according to rock wall temperature,
- the use of borehole temperature records and of repeated ERT measurements for **interpreting the possible controls of active layer thickening and of permafrost warming** in rock fall triggering.

The **main results** (summarized in figure C.1) confirm pioneer studies, and brought new components in the understanding of the characteristics and of the local distribution of rock wall permafrost.

The **topographical control** on the distribution of permafrost has been **empirically identified** for the first time with the effects of lateral heat fluxes visible at 10-m-depth in 2 boreholes spaced of 65 m at the Aiguille du Midi and in the measured temperature offset between the surface and depth, as well as with the ERT results that pinpointed the importance of crest width in the intensity of the temperature gradient. **Variable effects of the snow** accumulations have been **related to snow**

depth, seasonality and aspect: thin (<0.5-0.6 m) accumulations cool the rock surface (fig. C.1: a) due to the prominent effect of albedo and reduced thermo-insulation, thick accumulations on S faces have a cooling effect (fig. C.1: b) due to the strong loss in solar radiations, whereas they have a warming effect on N faces (fig. C.1: c) due to the dominant effect of thermo-insulation. Snow may control inter-annual changes of active layer thickness by the cooling effect of summer snow falls, and by the thermo-insulating effect of thick accumulations that reduce the winter freezing and the summer thawing. **Fracture effects are variable according to fracture filling:** open fractures favour air ventilation that locally cools the rock (fig. C.1: d) by acting as a thermal shortcut between the atmosphere and the subsurface; ice-filled fractures in warm permafrost (>-2°C) dampen the climatic signal by latent heat consumption. The **statistical distribution of rock wall permafrost** (fig. C.1: indexes) suggests that warm and sporadic permafrost may occur from 1900 and 2300 m a.s.l. in N and S faces respectively in highly fractured rock faces with thin snow accumulations. Warm and more continuous permafrost starts from 2300 and 2700 m a.s.l. in N and S faces respectively, but cold permafrost could also exist if the rock face is fractured and partially covered of snow. Cold and continuous permafrost begins from 2600 and 3000 m a.s.l. in N and S faces respectively, and is ubiquitous from 3000 and 3600 m a.s.l. A **warming effect of glacier on permafrost** has been suggested by the ERT results and is possibly attributed to the high reflection and diffusion of solar radiations on the glacial surfaces (contrasts in both S and both N faces on fig. C.1). The **analysis of rock falls** showed that 90% of the inventoried events may have been triggered in warm permafrost area, that represent only 50% of the total rock wall area; confirming the link between permafrost degradation and rock wall destabilisation. The effect of active layer thickening seems prominent.

Research perspectives aim at quantifying the main controlling factors of permafrost distribution at the local scale to extent the here presented qualitative approaches. In **direct continuity with this thesis**, three perspectives are proposed: (i) the **analysis of the quality of the spatial data** by comparing permafrost distribution models implemented on various DEM resolutions and qualities, (ii) the **calibration of the temperature-resistivity relationship on the field** by performing ERT surveys over the Aiguille du Midi borehole in the hope to reach bedrock temperature <-1°C, and (iii) the **quantitative analyses of the microtopography control** on permafrost distribution and changes by implementing the statistical model of permafrost distribution on the cm-resolution DEM of the Aiguille du Midi.

New developments will lean towards a systemic understanding of permafrost characteristics, distribution and changes by **quantifying the effects of snow** by a statistical analysis of daily records of snow cover and physic-based models (e.g. GEOTop); **quantifying the effects of the fractures** using the Feflow model on idealized fractured geometries and the Aiguille du Midi NW borehole records; and **quantifying the effects of the glaciers** by leading new ERT campaigns and using energy balance models. The **use of physic-based models** and their integration in the panel of methods deployed in this thesis is thus essential to gain a systemic understanding of rock wall permafrost as they allow for sensitivity analyses of permafrost to various parameters. The data acquired in this thesis will support the initialisation or the evaluation of the physic-based models (fig. C.2).

Conclusion générale

La recherche sur le permafrost de paroi est très récente et ce travail de thèse est la première étude à lui être consacrée en France. Elle visait à estimer la distribution du permafrost dans les parois du massif du Mont Blanc pour mieux comprendre leur morphodynamique.

Cette étude poursuivait alors trois méthodes et objectifs spécifiques: (i) le monitoring de la température pour la caractérisation du permafrost à l'échelle du point de mesure, (ii) la modélisation statistique de la distribution du permafrost pour une cartographie réaliste à l'échelle du massif et à celle d'une face rocheuse, et (iii) la caractérisation 2D du permafrost pour la validation de sa cartographie. Ces méthodes et objectifs s'articulaient alors autour de questions de recherche spécifiques sur (i) les effets de la neige et de la fracturation qui s'additionnent au contrôle topographique sur la distribution du permafrost, (ii) la modélisation à haute résolution du permafrost de paroi, et (iii) le potentiel de la tomographie de résistivité électrique (ERT) pour caractériser le permafrost et valider le modèle de sa distribution.

La conclusion générale de cette étude résume d'abord nos principales avancées scientifiques et méthodologiques. Elle synthétise ensuite nos principaux résultats pour répondre à la question de la distribution du permafrost de paroi dans le massif du Mont Blanc. Elle y associe les réponses issues de la première approche de la question géomorphologique qui a initié cette recherche, sur le lien entre la dégradation du permafrost et les écroulements rocheux recensés dans le massif. Des perspectives de recherche sont enfin proposées.

Avancées scientifiques et méthodologiques

Des avancées de deux ordres ont été réalisées, dans les méthodes d'investigation du permafrost de paroi et dans la recherche sur la morphodynamique des parois à permafrost.

1. Sur le permafrost de paroi

Les principales avancées dans la recherche sur le permafrost de paroi se répartissent en trois catégories : (i) obtention de données originales, (ii) modélisation régionale du permafrost à haute résolution, et (iii) mise en place d'une méthode pertinente pour la validation de modèles de distribution du permafrost en paroi alpine. Ces avancées sont les suivantes :

- Les mesures ERT ont été les premières de ce genre dans ce contexte. Les difficultés résultant de la verticalité du terrain et de son caractère naturellement résistant ont été palliées, pour obtenir des données empiriques uniques avec huit images bidimensionnelles de 160 m de long et de 25 m de profondeur sur six parois rocheuses à permafrost.
- Le site de l'Aiguille du Midi permet d'observer le permafrost dans des conditions représentatives de la variabilité topographique et structurale des parois du massif du Mont Blanc grâce à son équipement qui est l'un des plus diversifiés des sites de paroi existants. Une première analyse spatiale du permafrost a été proposée à partir des huit années de mesure de la température de surface et des cinq années de mesures dans les forages. L'acquisition des futures données permettront d'approfondir cette analyse temporelle.
- Une cartographie à haute résolution de la distribution statistique du permafrost de paroi est disponible pour la plus grande partie du massif du Mont Blanc.
- La modélisation de la distribution du permafrost de paroi à 4 m de résolution est réaliste à l'échelle d'une paroi et pertinente pour une validation avec des données de terrain bidimensionnelles.

- Les mesures ERT ont montré leur potentiel pour une validation qualitative de modèles de distribution du permafrost de paroi, proposant ainsi une solution à l'une des grandes difficultés dans son étude.

2. Sur la morphodynamique des parois

Les développements méthodologiques sur le permafrost de paroi ont permis de tester l'Hypothèse géomorphologique de la relation entre dégradation du permafrost et écroulements rocheux, avec les avancées suivantes sur la morphodynamique des parois:

- Une première analyse statistique de la distribution des écroulements en fonction de la température des parois modélisée a été proposée.
- Les enregistrements de température dans les forages et les mesures ERT répétées ont été mobilisés pour interpréter le rôle potentiel de la dynamique de la couche active et du réchauffement du permafrost dans la fréquence des écroulements.

Principaux résultats

Les mesures directes et indirectes du permafrost ont confirmé les études pionnières en montrant l'importance du contrôle topographique dans la distribution du permafrost. Elles ont également apporté de nouveaux éléments de compréhension des caractéristiques du permafrost de paroi, avec (i) les effets variables de la neige et de la fracturation sur le régime thermique des parois, et (ii) celui de l'environnement glaciaire local. Ces observations contribuent à l'amélioration de la connaissance sur la distribution locale du permafrost, et permettent de déterminer, voire de quantifier, les sources d'erreur dans la modélisation de sa distribution. Les principaux résultats de cette recherche doctorale, en partie synthétisés dans la figure C.1, sont les suivants :

1. Contrôle topographique : pour la première fois, l'effet de la topographie sur la distribution du permafrost en profondeur des parois a été observé de manière empirique.

- L'effet des flux latéraux de chaleur des faces ensoleillées vers les faces à l'ombre a été détecté par les mesures directes de température dans la couche superficielle (10 m de profondeur) des faces NW et sud de l'Aiguille du Midi, espacées d'environ 65 m.
- Ce contrôle topographique a également été détecté avec les mesures ERT qui ont mis en évidence sa domination dans la distribution du permafrost en profondeur dans les secteurs extrêmement escarpés (Pointe Albert et Gros Rognon), suggérant que la largeur de la géométrie est un paramètre essentiel de ce contrôle topographique.
- L'*offset* de température entre la surface et la profondeur des parois (*i.e.* sous la couche active) peut être largement influencé par les flux de chaleur latéraux.

2. Contrôle de la neige : ses effets variables ont été mis en évidence et rapportés à l'épaisseur, l'exposition, et la saison.

- Les accumulations peu épaisses (<0,5-0,6 m) ont un effet refroidissant sur la température de surface (fig. C.1 : a) car elles conduisent le froid de l'air à la surface de la paroi et renvoie une importante partie du rayonnement solaire.

- Les accumulations épaisses (>0,5-0,6 m) en face sud ont un effet refroidissant du fait de la prépondérance de la déperdition radiative sur l'effet de l'isolation thermique dans le bilan d'énergie annuel (fig. C.1 : b).
- Les accumulations épaisses de neige en face nord ont un effet réchauffant sur la température de surface car elles isolent la paroi du froid dans ces secteurs ombragés principalement contrôlé par la température de l'air (fig. C.1 : c).
- La neige contrôle en partie les variations interannuelles de la couche active *via* (i) l'effet refroidissant des chutes de neige estivales sur les parois qui peuvent la conserver pendant plusieurs jours du fait de leur exposition limitée au rayonnement solaire, et (ii) l'effet thermo-isolant des accumulations épaisses qui expliquent une réduction du gel hivernal et un retardement du dégel estival.

3. Effets de la fracturation: ces effets sont variables selon le remplissage des fractures.

- Une fracture ouverte induit une perturbation localement marquée du profil annuel de température et un refroidissement de la roche sous-jacente par un effet de raccourci thermique entre l'atmosphère et la subsurface (fig. C.1 : d).
- Le permafrost chaud (>-2°C) des parois certainement saturées en eau montre l'effet de la consommation de chaleur latente qui amortit le signal climatique.

4. Distribution statistique du permafrost (fig. C.1 : indices):

- Dans les faces nord, un permafrost de type chaud et très discontinu peut être présent dans certains secteurs favorables aux conditions localement froides résultant d'une dense fracturation et de dépôt de neige peu épaisse dès 1900 m en face nord et 2300 m en face sud.
- Un permafrost de type chaud et plus continu est possible dès 2300 m en face nord et 2700 m en face sud. Il peut être de type froid dans les secteurs fracturés et partiellement couverts de neige.
- Un permafrost de type froid et continu est présent dans toutes les conditions dès 2600 m en face nord et 3000 m en face sud. Il est omniprésent dès 3000 m en face nord et 3600 m en face sud.

5. Contrôle par l'environnement local : les résultats de l'ERT suggèrent que les parois situées dans un environnement glaciaire sont plus chaudes que ne l'indique la carte, probablement du fait du fort rayonnement réfléchi et diffusé par les surfaces glaciaires et leur fort albédo, non pris en compte dans la modélisation. Ce contrôle est illustré par un contraste dans la distribution du permafrost entre deux versants de même exposition (fig. C.1 : sommets A et B) mais dont l'un domine un glacier au contraire de l'autre.

6. Morphodynamique des parois : l'analyse des 523 écroulements recensés en 2003 et entre 2007 et 2014 montre qu'ils se sont très majoritairement détachés de parois caractérisées par un permafrost de type chaud, ce qui confirme le lien entre dégradation du permafrost et écroulements rocheux. L'effet des variations interannuelles de couche active semble prépondérant sur l'effet du réchauffement du permafrost dans le déclenchement de ces écroulements.

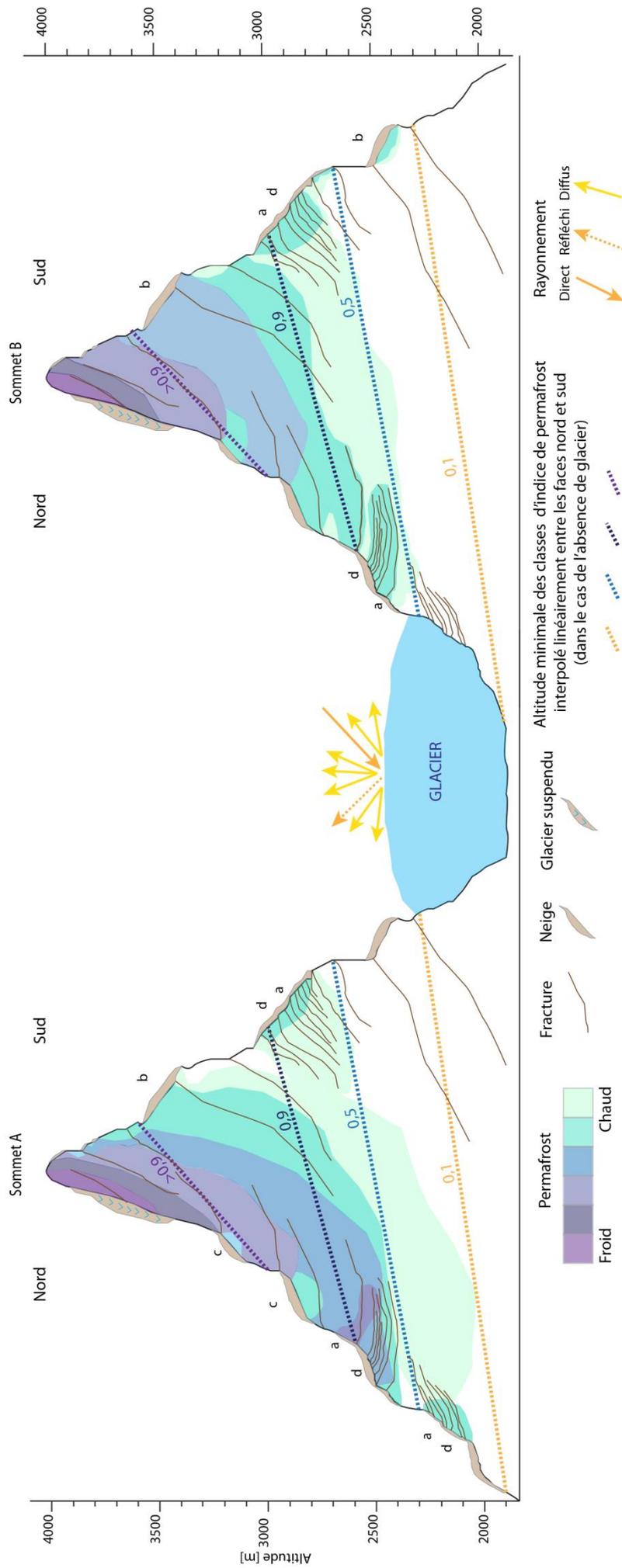


Figure C.1. Distribution régionale du permafrost (indices) et ses disparités locales selon les conditions d'enneigement, de fracturation et glaciaires, dans les parois du massif du Mont Blanc. On observe le contraste entre les faces sud (ou nord) des sommets A et B qui résulte de l'effet induit par le glacier dans le bilan radiatif. La présence de possibles formations superficielles n'a pas été prise en compte.

Perspectives

Ce travail de thèse a mis en œuvre des méthodes d'investigation du permafrost de paroi qui ont contribué à sa caractérisation quantitative et à l'analyse qualitative de ses principaux facteurs de distribution à l'échelle locale. Nos résultats sur la variabilité du contrôle nival, l'effet de l'environnement glaciaire ou celui des fractures constituent de toutes premières observations que nous souhaitons confirmer et étendre dans les prochaines années par la combinaison de ces méthodes, et avec de nouvelles approches méthodologiques.

1. Travaux dans le prolongement direct de la thèse

- **Analyse de la qualité des données spatiales** : dans la continuité de l'analyse présentée dans la Publication 2 et de la discussion de la sect. 7.2.3, la qualité des MNAs disponibles pour le massif du Mont Blanc (30 m ASTER-GDEM, 25 m IGN, 4 m RGD, 2 m RAVA) sera analysée en fonction de leur résolution, erreur, méthode d'acquisition et de génération, pour déterminer leurs apports et limites respectifs dans la modélisation du permafrost de paroi.
- **Calibration température-résistivité** : pour compléter la Publication 3, nous réaliserons des profils verticaux de résistivité électrique (sect. 7.1.1) au droit du forage NE, voire des forages sud et NW de l'Aiguille du Midi pour étendre la calibration de la température et de la résistivité. Cela permettra sans doute d'atteindre des valeurs $< -1^{\circ}\text{C}$ qui n'ont pas pu être atteinte en laboratoire, et de considérer les effets possibles de l'anisotropie due à la fracturation dans les valeurs de résistivité.
- **Analyse quantitative des effets de la microtopographie** : le MNT à haute résolution de l'Aiguille du Midi (sect. 7.3.2), une fois géoréférencé, nous permettra de modéliser statistiquement la distribution de la température de surface suivant la procédure décrite dans la Publication 2. Nous utiliserons cette modélisation pour contraindre un modèle de diffusion thermique tel que celui présenté dans la section 7.3.1 pour analyser l'effet de la microtopographie sur la distribution de la température en profondeur.

2. Vers une approche systémique

- **Quantification des effets de la neige sur le régime thermique des parois** : une première étape d'analyse statistique des trois années d'enregistrement photographique à l'Aiguille du Midi (collaboration avec G.-M. Saulnier, EDYTEM, sect. 7.1.2.1) quantifiera les modalités d'enneigement (épaisseur, durée, superficie, temporalité). On pourra alors établir un lien empirique entre ces résultats statistiques et l'évolution de la température relevée dans les forages. L'utilisation d'un module de bilan d'énergie tel que GEOtop (Pogliotti, 2011) sera également envisagée pour quantifier l'effet de la neige sur la température des parois et le coupler à un module de diffusion thermique.
- **Quantification des effets de la fracturation sur le régime thermique des parois** : pour cela, la modélisation physique semble indispensable. De premières simulations seront réalisées avec le logiciel Feflow sur une géométrie idéalisée avec une fracture ouverte paramétrée pour simuler des échanges de chaleur par convection, et évaluées avec les données du forage NW de l'Aiguille du Midi. Après validation, ces simulations pourront intégrer des ouvertures, remplissages, densités et orientations de fractures variables pour mieux comprendre leur effet global sur le régime thermique des parois.

- **Quantification de l'effet local des glaciers sur le régime thermique des parois :** nous conduirons des campagnes de mesure ERT sur d'autres secteurs du massif tout en développant ou adaptant des modules de bilan d'énergie pour tester la sensibilité du bilan radiatif des parois au rayonnement réfléchi et diffus engendré par les surfaces glaciaires environnantes.

Le dénominateur commun de nos perspectives de recherche est la quantification des paramètres qui interagissent avec la dynamique du permafrost et la contrôlent, à l'échelle de temps des écroulements, de la saison à la décennie. Le développement de modèles à base physique (sect. 7.3) apparaît indispensable pour cette quantification ; complétant le panel de méthodes mises en œuvre. Ces modèles donneront accès à la compréhension systémique du permafrost (fig. C.2) : (i) le monitoring à l'Aiguille du Midi fournira des données de température nécessaires à la paramétrisation et à l'évaluation de modèles physiques 2D et 3D de la distribution et de l'évolution du permafrost du site ; (ii) la modélisation statistique permettra de spatialiser facilement et de façon robuste la température de surface des parois pour initialiser des modèles physiques sur des secteurs clés du massif ; (iii) cette modélisation physique permettra de tester la sensibilité de la température des parois à différents paramètres (fractures, neige, etc.) et de comprendre leur rôle dans l'état et l'évolution du permafrost ; enfin, (iv) la tomographie de résistivité électrique validera ces modèles statistiques et physiques de distribution à l'échelle d'une face rocheuse ou d'un sommet, validation nécessaire pour envisager des applications géomorphologiques voire géotechniques.

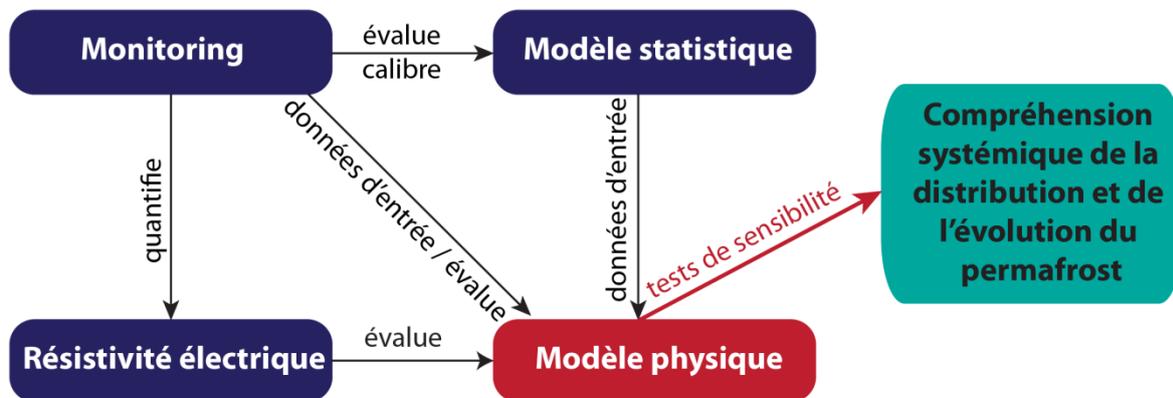


Figure C.2. Agencement des méthodes mises en œuvre dans notre thèse et intégration de la modélisation à base physique pour développer la compréhension systémique du permafrost de paroi.

Bibliographie

A

- Aeschlimann, H.** (1983) - *Zur Gletschergeschichte des Italienischen Mont Blanc Gebietes: Val Veni-Val Ferret-Ruitor*. Thèse de doctorat. Universität Zürich, 105 p.
- Akçar, N., Deline, P., Ivy-Ochs, S., Alfimov, V., Hajdas, I., Kubik, P. W., Christl, M., et Schlüchter, C.** (2012) - The AD 1717 rock avalanche deposits in the upper Ferret Valley (Italy): a dating approach with cosmogenic ¹⁰Be. *Journal of Quaternary Science*. 27, 383–392. doi: 10.1002/jqs.1558
- Akerman, H. J. et Johansson, M.** (2008) - Thawing permafrost and thicker active layers in sub-Arctic Sweden. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19, 279–292.
- Allen, S. et Huggel, C.** (2013) - Extremely warm temperatures as a potential cause of recent high mountain rockfall. *Global Planetary Change* 107, 59–69. doi:10.1016/j.gloplacha.2013.04.007
- Allen, S. K., Gruber, S., et Owens, I. F.** (2009) - Exploring steep bedrock permafrost and its relationship with recent slope failures in the Southern Alps of New Zealand. *Permafrost and Periglacial Processes*. 20, 345–356. doi:10.1002/ppp.658
- AMAP** (2012) - *Arctic Climate Issues 2011: Changes in Arctic Snow, Water, Ice and Permafrost*. SWIPA 2011 Overview Report. Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo, 97p.
- Antoine P., Féraud J., et Poulain P. A.** (1978) - Carte géologique de la France à 1/50000 et notice explicative, feuille du Mont Blanc, n° 704. BRGM, Orléans.
- Archie, G. E.** (1942) - The electric resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, *Transaction of the AIME*, 146, 54– 62. <http://dx.doi.org/10.2118/942054-G>
- Assier, A., Fabre, D., et Evin, M.** (1996) - Prospection électrique sur les glaciers rocheux du Cirque de Sainte-Anne (Queyras, Alpes du Sud, France). *Permafrost and Periglacial Processes* 7: 53–67. doi: 10.1002/(SICI)1099-1530(199601)7:1<53::AID-PPP209>3.0.CO;2-4
- Auer, I., Böhm, R., Jurkovic, A., Lipa, W., Orlik, A., Potzmann, R., Schöner, W., Ungersböck, M., Matulla, C., Briffa, K., Jones, P. D., Efthymiadis, D., Brunetti, M., Nanni, T., Maugeri, M., Mercalli, L., Mestre, O., Moisselin, J-M., Begert, M., Müller-Westermeier, G., Kveton, V., Bochnice, O., Stastny, P., Lapin, M., Szalai, S., Szentimrey, T., Cegnar, T., Dolinar, M., Gajic-Capka, M., Zaninovic, K., Majstorovic, Z., et Nieplova, E.** (2007) - HISTALP – Historical instrumental climatological surface time series of the greater Alpine region 1760-2003. *International Journal of Climatology* 27: 17-46
- ## B
- Baggio, P.** (1958) - Il granito del Monte Bianco e le sue mineralizzazioni uranifere. *Studi e ricerche della divisione geomineraria, CNRN. Roma*, 1 : 1-130.
- Baranov, I. J., et Obruchev, V. A.** (1963) - Problems of zonal relationships in the development of permafrost. *Proceedings of the First International Permafrost Conference*, Wood, K. B. (Eds), Washington, D.C, US, 178-180.
- Barker, R. D.** (1989) - Depth of investigation of collinear symmetrical four electrode arrays, *Geophysics*, 54(8), 1031–1037, doi:10.1190/1.1442728.
- Barla, G., Dutto, F., et Mortara, G.** (2000) - Brenva glacier rock avalanche of 18 January 1997 on the Mount Blanc range, northwest Italy. *Landslide News*, 13: 2-5.
- Barsch, D.** (1969) - Permafrost in der oberen subnivalen. Stufe der Alpen. *Geographica Helvetica*, 24: 10-12.

Barsch, D. (1973) - *Refraktionsseismische Bestimmung der Obergrenze des gefrorenen Schuttkörpers in verschiedenen Blockgletschern Graubündens*, Schweizer Alpen. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 9, 143_167.

Barsch, D. (1978) - Active rock glaciers as indicators for discontinuous alpine permafrost, An example from the Swiss Alps, in: *Proceedings of the 3th International Conference on Permafrost*, Edmonton, Canada, 10-13 July, 1, 349-352.

Barsch, D. (1996) - Rock-glaciers. Indicators for the present and former geocology in high mountain environments. *Springer Series in Physical Environment*, 16: 332 p.

Barth, T. (2012) - *Vers une observation inter-disciplinaire des phénomènes naturels sur les bassins versants de montagne : Hydrométéorologie à coût limité du bassin du Vorz (Massif de Belledonne, Isère)*", Thèse de doctorat, Université de Savoie, Le Bourget du Lac, France

Berthling, I., Etzelmüller, B., Isaksen, K., et Sollid, J. L. (2000) - Rock glaciers on Prins Karls Forland. II: GPR soundings and the development of internal structures. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11(4), 357_369.

Bertinelli, F., Peticolas, V., Asta, J., Richard, L., et Souchier, B. (1993) - Relations dynamiques entre la végétation et le sol sur éboulis froid dans les Alpes françaises méridionales. *Revue d'Écologie Alpine* 2: 93-104.

Bertini, G., Marcucci, M., Nevini, R., Passerini, P. et Sguazzoni, G. (1985) - Patterns of faulting in the Mont Blanc granite. *Tectonophysics*, 111(1-2), 65-106, doi: 10.1016/0040-1951(85)90066

Bockheim, J. G. (1995) - Permafrost distribution in the southern circumpolar region and its relation to the environment: a review and recommendations for further research, *Permafrost and Periglacial Processes*, 6, 27-45.

Bodin, X. (2008) - *Géodynamique du pergélisol de montagne : fonctionnement, distribution et évolution récente. L'exemple du massif de Combeynot*. Thèse de Doctorat, Université Paris-Diderot. 273 p.

Bodin, X., Krysiiecki, J.M., et Iribarren, A. (2012) - Recent collapse of rock glaciers: two study cases in the Alps and in the Andes. *Interpraevent*, Grenoble, France.

Boeckli, L., Brenning, A., Gruber, S., et Noetzli, J. (2012a) - A statistical approach to modelling permafrost distribution in the European Alps or similar mountain ranges. *The Cryosphere* 6, 125-140. doi:10.5194/tc-6-125-2012

Boeckli, L., Brenning, A., Gruber, S., et Noetzli, J. (2012b) - Permafrost distribution in the European Alps: calculation and evaluation of an index map and summary statistics. *The Cryosphere* 6, 807-820. doi:10.5194/tc-6-807-2012

Bonnaventure, P. et Lewkowicz, A. (2008) - Mountain permafrost probability mapping using the BTS method in two climatically dissimilar locations, northwest Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 45(4): 443-455. DOI: 10.1139/e08-013

Bosson, J.-B., Deline, P., Bodin, X., Schoeneich, P., Baron, L., Gardent, M., et Lambiel, C. (2014) - The influence of ground ice distribution on geomorphic dynamics since the Little Ice Age in proglacial areas of two cirque glacier systems. *Earth Surface Processes and Landforms (Early View)*, doi:10.1002/esp.3666

Bozonnet, R. (1981) - *Contribution à l'étude géomorphologique de la haute montagne tempérée : l'exemple du Massif du Mont-Blanc*. Thèse de 3^{ème} cycle, Université de Grenoble, 139 p.

Bozonnet, R., Bravard, Y., et Chardon, M. (1983) - *Le Mont Blanc*. Collection Trésors de la Savoie, 288 p.

Brocherel, J. (1920) - Éboulement et avalanches au Mont Blanc. *Augusta Praetoria*, 9-10 : 216-231.

Brown, J., Ferrians, O.J., Heginbottom, J.A., et Melnikov, E. S. (1997) - *Circum-arctic map of permafrost and ground ice conditions*. USGS. CP-45. Revised in 2001.

Burgess, M. M., Smith, S. L., Brown, J., Romanovsky, V., et Hinkel, K. (2000) - Global Terrestrial Network for Permafrost (GTNet-P): permafrost monitoring contributing to global climate observations. *Geological Survey of Canada, Current Research*, E14: 1-8.

Burn, C. (1988) – Field investigations of permafrost and climatic change in northwest North America, *7th International Conference on Permafrost. Proceedings*, Yellowknife, Canada, 55, 107- 120

Burn, C. R. et Smith, C. A. S. (1988) - Observations of the “thermal offset” in near-surface mean annual ground temperatures at several sites near Mayo, Yukon Territory. *Arctic*, **41**, 99–104.

Bussy, F. (1990) - *Pétrogenèse des enclaves microgrenues associées aux granitoïdes calco alcalins: exemples des massifs varisques du Mont-Blanc (Alpes occidentales) et miocène du Monte-Capanne (Ile d’Elbe, Italie)*. Mémoire de Géologie(Lausanne), 7, 309 p.

Bussy, F. et von Raumer, J. F. (1994) - U-Pb geochronology of Paleozoic magmatic events in the Mont Blanc crystalline massif, Western Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 74 : 514-515.

C

Callaghan, T. V., Bergholm, F., Christensen, T. R., Jonasson, C., Kokfelt, U., et Johansson, M. (2010) - A new climate era in the sub-Arctic: Accelerating climate changes and multiple impacts. *Geophysical Research Letters*, **37**, L14705

Cermák, V. et Rybach, L. (1982) - Thermal conductivity and specific heat of minerals and rocks. *In: Landolt Börnstein Zahlenwerte und Funktionen aus Naturwissenschaften und Technik, Neue Serie, Physikalische Eigenschaften der Gesteine (V/1a)*, Springer, Berlin, Allemagne, 305–343.

Christiansen, H. H., Etzelmüller, B., Isaksen, K., Juliussen, H., Farbrot, H., Humlum, O., Johansson, M., Ingeman-Nielsen, T., Kristensen, L., Hjort, J., Holmlund, P., Sannel, A. B. K., Sigsgaard, C., Åkerman, H. J., Foged, N., Blikra, L. H., Pernosky, M. A., et Ødegård, R. S. (2010) - The thermal state of permafrost in the nordic area during the international polar year 2007–2009. *Permafrost Periglac. Process.*, 21: 156–181. doi: 10.1002/ppp.687
Cihlar, J., Barry, T. G., Ortega, G. E., Haeberli, W., Kuma, K., Landwehr, J.M., Norse, D., Running, S., Scholes, R., Solomon, A.M., et Zhao, S. (1997) - *GCOS/GTOS plan for terrestrial climate-related observation*. GCOS 32, version 2.0, WMO/TD-796, UNEP/DEIA/TR, 97-7.

Cihlar, J., Barry, T. G., Ortega, G. E., Haeberli, W., Kuma, K., Landwehr, J.M., Norse, D., Running, S., Scholes, R., Solomon, A.M., et Zhao, S. (1997) - *GCOS/GTOS plan for terrestrial climate-related observation*. GCOS 32, version 2.0, WMO/TD-796, UNEP/DEIA/TR, 97-7.

Claerbout J. F. et Muir, F. (1973) - Robust modeling with erratic data. *Geophysics* 38: 826–844. doi:10.1190/1.1440378

Corbin, P. et Oulianoff, N. (1956) - *Carte géologique du massif du Mont-Blanc (partie française) à l’échelle du 1/20000* - Feuille Chamonix. Notice explicative suivie d’une planche de coupes géologiques.

Cossart, E., Perrier, R., Schwarz, M. et Houee, S. (2008) - Mapping permafrost at a regional scale: interpolation of field data by GIS application in the Upper Durance catchment (Southern French Alps), *GeoFocus*, 8, 205-224. ISSN: 1578-5157

Cremonese, E., Morra di Cella, U., Pogliotti, P., Giardino, M., Gruber, S. (2007) – Rock wall thermal regime characterization in high mountain areas and related permafrost degradation: preliminary data from the Western Alps. European Geosciences Union General Assembly, Vienna, Autriche, Poster

Cremonese, E., Gruber, S., Phillips, M., Pogliotti, P., Boeckli, L., Noetzli, J., Suter, C., Bodin, X., Crepaz, A., Kellerer-Pirklbauer, A., Lang, K., Letey, S., Mair, V., Morra di Cella, U., Ravel, L., Scapozza, C.,

Seppi, R., et Zischg, A. (2011) - Brief Communication: "An inventory of permafrost evidence for the European Alps". *The Cryosphere* 5, 651–657. doi:10.5194/tc-5-651-2011

Curry, G. L., Deuermeyer, B. L. and Feldman, R. M. (1989) - *Discrete Simulation*. Holden-Day, Oakland, Canada, 297 p.

D

Dahlin, T. et Loke, M. H. (1998) - Resolution of 2D Wenner resistivity imaging as assessed by numerical modelling. *Journal of Applied Geophysics*, 38: 237-249.

Davesne, G. (2012) - *Modalité d'enneigement et impact thermique du couvert nival sur le permafrost des parois raides au sommet de l'Aiguille du Midi (3842 m d'alt., massif du Mont Blanc, France)*. Mémoire de Master, Université de Savoie. Le Bourget du Lac, France, 105 p.

Davies, M. C. R., Hamza, O., et Harris, C. (2001) - The effect of rise in mean annual temperature on the stability of rock slopes containing ice-filled discontinuities. *Permafrost and Periglacial Processes*. 12, 137–144. doi:10.1002/ppp.378

Dash, J., Fu, H., et Wettlaufer, J. (1995) - The premelting of ice and its environmental consequences. *Reports on Progress in Physics*, 58: 115-167.

Delaloye, R. (2004) - Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale. Thèse de doctorat, Université de Fribourg. *GeoFocus* 10, 240 p. <http://doc.rero.ch/record/5309?ln=fr>

Delaloye, R. et 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 - Norwegian Journal of Geography*. 59, 194–203, doi:10.1080/00291950510020673

Deline, P. (2001) - Recent Brenva rock avalanches (Valley of Aosta): new chapter in an old story? *Supplementi di Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 5, 55–63.

Deline, P. (2002) - *Étude géomorphologique des interactions écroulements rocheux/glaciers dans la haute montagne alpine (versant sud-est du massif du Mont Blanc)*. Thèse de doctorat de géographie, Université de Savoie, Chambéry, 365 p.

Deline, P. et Ravanel, P. (2009) - *Neige et glace de montagne. Reconstitution, dynamique, pratiques*. Coordinateurs : P. Deline, L. Ravanel. Collection EDYTEM, pp.248, Cahiers de Géographie, n 8. <halsde-00394290>

Deline, P., Coviello, V., Jaillet, S., Magnin, F., Malet, E., Ravanel, L., Sadier, B., Cremonese, E., Morra di Cella, U., Pogliotti, P., Böhlert, R., Gruber, S., Noetzli, J., et Krautblatter, M. (2009) - The Aiguille du Midi, Mont Blanc Massif, European Alps, A unique high-Alpine site to study bedrock permafrost, *Collection EDYTEM - n°8- Cahier de Géographie*, p.135-146.

Deline, P., Alberto, W., Broccolato, M., Hungr, O., Noetzli, J., Ravanel, L., et Tamburini, A. (2011) - The December 2008 Crammont rock avalanche, Mont Blanc massif area, Italy. *Natural Hazards Earth System Sciences*. 11, 3307–3318. doi:10.5194/nhess-11-3307-2011

Deline, P., Gardent, M., Magnin, F., Ravanel, L. (2012) - The morphodynamics of the Mont Blanc massif in a changing cryosphere: a comprehensive review. *Geografiska Annaler - Series A: Physical Geography*. 94: 265–283. doi: 10.1111/j.1468-0459.2012.00467.x

Durand, Y., Brun, E., Mérindol, L., Guyomarc'h, G., Lesaffre, P., et Martin, E. (1993) - A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. *Annal of Glaciology*. 18, 65–71.

Durand, Y., Laternser, M., Giraud, G., Etchevers, P., Lesaffre, P., Mérindol, L. (2009) - Reanalysis of 44 Yr of Climate in the French Alps (1958-2002): Methodology, Model Validation, Climatology, and Trends for Air Temperature and Precipitation. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. 48, 429–449. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2008JAMC1808.1>

Drenkelfuss, A. (2011) - *Geomorphologische und thermische Charakterisierung von extremen Permafroststandorten am Beispiel der Aiguille du Midi*, Frankreich, Geographisches Institut Der Rheinischen Friedrich-Wilhelms- Mémoire de Master, Université de Bonn, Allemagne. 134 p.

Dubois, J. et Diament, M. (2005) - *Géophysique*. Paris, Dunod, 227 pp. (3ème édition).

Duvillard, P. A. (2015) – Analyse du risque de déstabilisation des infrastructures de haute montagne dans les Alpes françaises. Mémoire de Master, Le Bourget-du-Lac, Université de Savoie, France, 133 p.

E

Ebohon, B. et Schrott, L. (2008) - Modeling mountain Permafrost Distribution. A New Permafrost Map of 301 Austria. In: Kane D.L., Hinkel K.M. (Eds.). *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost*. Institute of Northern Engineering, University of Alaska, Fairbanks, 397-402

Edwards, L. S. (1977) - A modelised pseudosection for resistivity and induced-polarization. *Geophysics*, 42, 1020-1036.

Elder, K., Dozier, J., et Michaelsen, J. (1991) - Snow accumulation and distribution in an alpine watershed, *Water Resources Research*, 27(7), 1541–1552. doi:[10.1029/91WR00506](https://doi.org/10.1029/91WR00506).

Elder, K., Rosenthal, W., et Davis, R. (1998) - Estimating the spatial distribution of snow water equivalence in a montane watershed, *Hydrological Processes*, 12(10-11), 1793–1808. doi: 10.1002/(SICI)1099-1085(199808/09)12:10/11<1793::AID-HYP695>3.0.CO;2-K

Etzelmüller, B. (2013) - Recent Advances in Mountain Permafrost Research. *Permafrost and Periglacial Processes*. 24, 99–107. doi:10.1002/ppp.1772

Etzelmüller, B., Hoelzle, M., Heggem, E. S. F., Isaksen, K., Mittaz, C., Vonder Mühl, D., Ødegård, R. S., Haeberli, W., Sollid, J. L. (2001) - Mapping and modelling the occurrence and distribution of mountain permafrost. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 55: 186-194.

Etzelmüller, B., Berthling, I., et Sollid, J. L. (2003) - Aspects and concepts on the geomorphological significance of Holocene permafrost in southern Norway. *Geomorphology* 52:87–104. DOI: 10.1016/S0169-555X(02)00250-7

Etzelmüller, B., Farbroth, H., Guðmundsson, Á., Humlum, O., Tveito, O.E., et Björnsson, H. (2007) - The regional distribution of mountain permafrost in Iceland. *Permafrost and Periglacial Processes*. 18, 185–199. doi:10.1002/ppp.583

F

Farinotti, D., Magnusson, J., Huss, M. et Bauder, A. (2010) - Snow accumulation distribution inferred from time-lapse photography and simple modelling. *Hydrological Processes*, 24: 2087–2097. doi: 10.1002/hyp.7629

Faure-Muret, A. (1949) - Les Rock-Streams ou pseudo-moraines du massif de l'Argentera-Mercantour. *Compte-Rendu de la Société Géologique de France*, 118 p

Fiddes, J. et Gruber, S. (2012) - TopoSUB: a tool for efficient large area numerical modelling in complex topography at sub-grid scales. *Geoscientific Model Development*. 5, 1245–1257. doi:10.5194/gmd-5-1245-2012

Fiddes, J. et Gruber, S. (2014) - TopoSCALE v.1.0: downscaling gridded climate data in complex terrain. *Geoscientific Model Development*. 7, 387–405. doi:10.5194/gmd-7-387-2014

Fisch, W. S. R., Fisch, W. J. R., et Haeberli, W. (1977) - Electrical D.C. resistivity soundings with long profiles on rock glaciers and moraines in the Alps of Switzerland. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 13: 239–260.

Fischer, L., Kääb, A., Huggel, C., Noetzli, J. (2006) - Geology, glacier retreat and permafrost degradation as controlling factors of slope instabilities in a high-mountain rock wall: the Monte Rosa east face. *Natural Hazards Earth System Sciences*. 6, 761–772. doi:10.5194/nhess-6-761-2006

Fischer, L., Purves, R.S., Huggel, C., Noetzli, J. et Haeberli, W. (2012) - On the influence of topographic, geological and cryospheric factors on rock avalanches and rockfalls in high-mountain areas. *Natural Hazards Earth System Sciences*. 12, 241–254. doi:10.5194/nhess-12-241-2012

Fish, A. M. et Zaretsky, Y. K. (1997) - Ice strength as a function of hydrostatic pressure and temperature. *Cold Region Research and Engineering Laboratory, Technical Report: 97-6*.

Francou, B. (1991) - Pentes, Granulométrie et Mobilité des Matériaux le long d'un Talus d'Eboulis en Milieu Alpin. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2: 175–186. doi: 10.1002/ppp.3430020302

Frauenfelder, R., Allgöwer, B., Haeberli, W. et Hoelzle, M. (1998) - Permafrost investigations with GIS - a case study in the Fletschhorn area, Wallis, Swiss Alps. In: A.G. Lewkowicz and M. Allard (Editors), *7th International Conference on Permafrost. Proceedings*. Yellowknife, Canada, 291-295.

Frauenfelder, R., Laustela, M. et Kääb, A. (2005) - Relative age dating of Alpine rockglacier surfaces. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 49 (2), 145–166.

French M. H. (2007) - *The periglacial environment*. John Wiley and Sons, New York, 478 p.

Fukui, K., Fujii, Y., Ageta, Y., et Asahi, K. (2007) - Changes in the lower limit of mountain permafrost between 1973 and 2004 in the Khumbu Himal, the Nepal Himalayas. *Global and Planetary Change*, 55: 251-256.

G

Gardent, M., Rabatel, A., Dedieu, J. P., et Deline, P. (2014) - Multitemporal glacier inventory of the French Alps from the late 1960s to the late 2000s. *Global and Planetary Change*, 120: 24–37. Doi:10.1016/j.gloplacha.2014.05.004

Gates, D. M. (1980) *Biophysical ecology*. New York, USA, 1980, 611 p.

Geertsema, M., Clague, J. J., Schwab, J. W., et Evans, S. G. (2006) - An overview of recent large catastrophic landslides in northern British Columbia, *Canada Engineering Geology*. 83, 120–143. doi:10.1016/j.enggeo.2005.06.028

Gobiet, A., Kotlarski, S., Beniston, M., Heinrich, G., Rajczak, J. et Stoffel, M. (2014) - 21st century climate change in the European Alps — A review. *Science of the Total Environment*. doi:10.1016/j.scitotenv.2013.07.050

Godard, A. et Tabeaud, M. (2006) - *Les climats – Mécanismes, variabilité, répartition*. Armand Colin, Paris, France, 217 p. (3^{ème} édition)

Goodrich, L. E. (1978) - Efficient Numerical Technique for One-Dimensional Thermal Problems with Phase-Change. *International Journal of Heat and Mass Transfer*, 21(5): 615-621.

Greenhalgh, S., Wiese, T., et Marescot, L. (2010) - Comparison of DC sensitivity patterns for anisotropic and isotropic media. *Journal of Applied Geophysics*, 70 (2), 103–112. doi:10.1016/j.jappgeo.2009.10.003

Gruber, S. (2005) - *Mountain permafrost: transient spatial modelling, model verification and the use of remote sensing*. Thèse de Doctorat, Université de Zürich, Zürich, Suisse, 121 p.

Gruber, S. (2012) - Derivation and analysis of a high-resolution estimate of global permafrost zonation. *The Cryosphere* 6, 221–233. doi:10.5194/tc-6-221-2012

Gruber, S. et 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.

Gruber, S. et Haeberli, W. (2007) - Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. 112, n/a–n/a. doi:10.1029/2006JF000547

Gruber, S. et Haeberli, W. (2009) - Mountain permafrost. In: Margesin R. (Ed.). *Permafrost soils*. Biology series, Springer, 16: 33-44.

Gruber, S., Peter, M., Hoelzle, M., Woodhatch, I. et Haeberli, W. (2003) - Surface temperatures in steep alpine rock faces – A strategy for regional-scale measurement and modelling. In: L. Arenson (Editor), *8th International Conference on Permafrost, Proceedings*. Swets & Zeitlinger, Lisse, Zürich, Suisse, 325-330.

Gruber, S., Hoelzle, M., et Haeberli, W. (2004a) - Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003, *Geophysical Research Letters*, 31, L13504, doi:10.1029/2004GL0250051

Gruber, S., Hoelzle, M., et Haeberli, W. (2004b) - Rock-wall temperatures in the Alps: modelling their topographic distribution and regional differences. *Permafrost and Periglacial Processes*. 15, 299–307. doi:10.1002/ppp.501

Grünewald, T., Bühler, Y., et Lehning, M. (2014) - Elevation dependency of mountain snow depth. *The Cryosphere*, 8, 2381-2394, doi:10.5194/tc-8-2381-2014

Gubler, S., Fiddes, J., Keller, M., et Gruber, S. (2011) - Scale-dependent measurement and analysis of ground surface temperature variability in alpine terrain, *The Cryosphere*, 5, 431–443, doi:10.5194/tc-5-431-2011

Guglielmin, M., Cannone, N., Dramis, F. (2001) - Permafrost-glacial evolution during the Holocene in the Italian central Alps. *Permafrost Periglacial Processes*, 12(1): 111-124.

H

Haeberli, W. (1973) - Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*. Universitätsverlag Wagner - Innsbruck, Autriche, 221-227.

Haeberli, W. (1975) - Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (Graubünden). *Mitteilung der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich*, 17, 221 p.

Haeberli, W. (1985) - Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers. *Mitteilungen der VAW – ETH Zürich, Suisse*, 77, 1–142.

Haeberli, W. et Hoelzle, M. (1995) - Application of inventory data for estimating characteristics of and regional climate-change effects on mountain glaciers: a pilot study with the European Alps. *Annals of Glaciology*, 21: 206-212

Haeberli, W. et Gruber, S. (2008) - Research challenges for permafrost in steep and cold terrain: An Alpine perspective – in *Proceedings 9th Int. Conf. on Permafrost*, Fairbanks, Alaska, US, Volume 1, 597-605

Haeberli, W., Iken, A. et Siegenthaler, H. (1979) - Glaziologische Aspekte beim Bau der Fernmelde-Mehrzweckanlage der PTT auf dem Chli Titlis. *VAW Mitteilungen*, 41: 59-75.

Haeberli, W., Wegmann, M., et Vonder Mühl, D. (1997) - Slope stability problems related to glacier shrinkage and permafrost degradation in the Alps. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 90: 407-414.

Haeberli, W., Kääh, A., Vonder Mühl, D., et Teyssere, P. (2001) - Prevention of outburst floods from periglacial lakes at Grubengletscher, Valais, Swiss Alps. *Journal of Glaciology*. 47 (156), 111-122.

Haeberli, W., Huggel, C., Kääh, A., Zraggen-Oswald, S., Polkvoi, A., Galushkin, I., Zotikov, I., et Osokin, N. (2004) - The Kolka-Karmadon rock/ice slide of 20 September 2002: an extraordinary event of historical dimensions in North Ossetia, Russian Caucasus. *Journal of Glaciology*, 50: 533-546.

Haeberli, W., Hallet, B., Arenson, L., Elconin, R., Humlum, O., Kääh, A., Kaufmann, V., Ladanyi, B., Matsuoka, N., Springman, S. et Vonder Mühl, D. (2006) - Permafrost creep and rock glacier dynamics. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17: 189-214.

Haeberli, W., Noetzli, J., Arenson, L., Delaloye, R., Gärtner-Roer, I., Gruber, S., Isaksen, K., Kneisel, C., Krautblatter, M., et Phillips, M. (2010) - Mountain permafrost: development and challenges of a young research field. *Journal of Glaciology*, 56(200), 1043-1058.

Hanson, S. et Hoelzle, M. (2004) - The thermal regime of the active layer at the Murtèl rock glacier based on data from 2002. *Permafrost and Periglacial Processes*. 15, 273-282. doi:10.1002/ppp.499

Hanson, S. et Hoelzle, M. (2005) - Installation of a shallow borehole network and monitoring of the ground thermal regime of a high alpine discontinuous permafrost environment, Eastern Swiss Alps, *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 59, 84-93, doi:10.1080/00291950510020664

Hartbrot, A. (2008) - *Exploitation de données météorologiques dans le massif du Mont-Blanc pour l'étude du permafrost*. Rapport de stage de fin d'études n° 1131a, Ecole Nationale de la Météorologie / EDYTEM / ARPA Vallée d'Aoste, 55 p.

Harris, S. A. et Pedersen, D. E. (1998) - Thermal regimes beneath coarse blocky materials. *Permafrost and Periglacial Processes* 9: 107-120.

Harris, C., Haeberli, W., Vonder Mühl, D. et King, L. (2001a) - Permafrost Monitoring in the High Mountains of Europe: the PACE Project in its Global Context. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12(3): 3-11, doi: 10.1002/ppp 377

Harris C., Davies M.C.R., Eitzelmüller B. (2001b). The assessment of potential geotechnical hazards associated with mountain permafrost in a warming global climate. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12(1): 145-156.

Harris, C., Arenson, L.U., Christiansen, H.H., Eitzelmüller, B., Frauenfelder, R., Gruber, S., Haeberli, W., Hauck, C., Hoelzle, M., Humlum, O., Isaksen, K., Kääh, A., Kern-Lütschg, M.A., Lehning, M., Matsuoka, N., Murton, J.B., Noetzli, J., Phillips, M., Ross, N., Seppälä, M., Springman, S.M., et Vonder Mühl, D. (2009) - Permafrost and climate in Europe: Monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses. *Earth-Science Reviews*. 92, 117-171. doi:10.1016/j.earscirev.2008.12.002

Hasler, A., Talzi, I., Beutel, J., Tschudin, C., et Gruber, S. (2008) - Wireless sensor networks in permafrost research - concept, requirements, implementation and challenges. In *Proc. 9th Int'l Conf. on Permafrost (NICOP 2008)*, volume 1, pages 669-674

Hasler, A., Gruber, S., et Haeberli, W. (2011a) - Temperature variability and offset in steep alpine rock and ice faces. *The Cryosphere* 5, 977-988. doi:10.5194/tc-5-977-2011

Hasler, A., Gruber, S., Font, M., et Dubois, A. (2011b) - Advective Heat Transport in Frozen Rock Clefts: Conceptual Model, Laboratory Experiments and Numerical Simulation. *Permafrost and Periglacial Processes*. 22, 378-389. doi:10.1002/ppp.737

Hauck, C. (2001) - *Geophysical methods for detecting permafrost in high mountains*, Thèse de Doctorat. ETH Zurich, Zurich, Suisse, 194 p.

Hauck, C. (2002) - Frozen ground monitoring using DC resistivity tomography. *Geophysical Research Letters*, 29(21). doi:[10.1029/2002GL014995](https://doi.org/10.1029/2002GL014995), 2016.

Hauck, C., et Vonder Mühll, D. (2003a) - Evaluation of geophysical techniques for application in mountain permafrost studies. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, Supplementband 132: 161–190.

Hauck, C., et Vonder Mühll, D. (2003b) - Inversion and interpretation of two-dimensional geoelectrical measurements for detecting permafrost in mountainous regions. *Permafrost and Periglacial Processes*. 14, 305–318. doi:10.1002/ppp.462

Hauck, C., Vonder Mühll, D., et Maurer, H. R. (2003) - Using DC resistivity tomography to detect and characterize mountain permafrost. *Geophysical Prospecting* 51: 273–284.

Hauck, C., Böttcher, M., et Maurer, H. R. (2011) - A new model for estimating subsurface ice content based on combined electrical and seismic data sets. *The Cryosphere* 5: 453–468.

Heggen, E. S. F., Etzelmüller, B., et Berthling, I. (2001) - Topographic radiation balance models – sensitivity and application in periglacial geomorphology. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*. 55, 203–211.

Heggen, E. S. F., Juliussen, H., et Etzelmüller, B. (2005) - Mountain permafrost in Central-Eastern Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*. 59, 94–108. doi:10.1080/00291950510038377

Hengl, T., Gruber, S., et Shrestha, D. P. (2003) – *Digital Terrain Analysis in ILWIS*. Pays-Bas, 55p.

Henry, K. A. et Smith, M. W. (2000) - A model-based map of ground temperatures for the permafrost regions of Canada. *Permafrost and Periglacial Processes* 12: 389–398.

Herwanger, J.V., Pain, C.C., Binley, A., De Oliveira, C. R. E., et Worthington, M. H. (2004) - Anisotropic resistivity tomography. *Geophysical. Journal International* 158 (2), 409–425.

Hiebl, J., Auer, I., Böhm, R., Schöner, W., Maugeri, M., Lentini, G., Spinoni, J., Brunetti, M., Nanni, T., Tadić, M.P., Bihari, Z., Dolinar, M., et Müller-Westermeier, G. (2009) - A high-resolution 1961–1990 monthly temperature climatology for the greater Alpine region. *Meteorology. Z.* 18, 507–530. doi:10.1127/0941-2948/2009/0403

Hilbich, C., Hauck, C., Hoelzle, M., Scherler, M., Schudel, L., Völksch, I., Vonder Mühll, D., et Mäusbacher, R. (2008) - Monitoring mountain permafrost evolution using electrical resistivity tomography: A 7-year study of seasonal, annual, and long-term variations at Schilthorn, Swiss Alps, *Journal of Geophysical Research*, 113, F01590, doi:10.1029/2007JF000799.

Hipp, T. (2012) - *Mountain permafrost in Southern Norway: distribution, spatiale variability and impacts of climate change*. Faculty of Mathematics and natural Sciences, Thèse de Doctorat, Université d'Oslo, Norvège. 166 p.

Hipp, T., Etzelmüller, B., Farbrot, H., Schuler, T.V., et Westermann S. (2012) - Modelling borehole temperatures in Southern Norway – insights into permafrost dynamics during the 20th and 21st century. *The Cryosphere*. 6, 553–571. doi:10.5194/tc-6-553-2012

Hipp, T., Etzelmüller, B., et Westermann, S. (2014) - Permafrost in Alpine Rock Faces from Jotunheimen and Hurrungane, Southern Norway. *Permafrost and Periglacial Processes*, 25: 1–13. doi: 10.1002/ppp.1799.

Hoek, E. et Bray, J. W. (1981) - *Rock slope engineering*. The Institution of Mining and Metallurgy, London. 525 p.

Hoelzle, M. (1992) - Permafrost occurrence from BTS measurements and climatic parameters in the Eastern Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes* 3: 143–147.

Hoelzle, M. et Haerberli, W. (1995) - Simulating the effects of mean annual air temperature changes on permafrost distribution and glacier size. An example from the Upper Engadin, Swiss Alps. *Annals of Glaciology*, 21, 400-405.

Hoelzle, M., Wegmann, M., et 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*, 10: 113-124. doi: 10.1002/(SICI)1099-1530(199904/06)10:2<113::AID-PPP317>3.0.CO;2-A

Hofierka, J. et Suri, M. (2002) - The solar radiation model for Open source GIS: implementation and applications. Proceedings of the Open source GIS - Grass users conference, Trento, Italie, 11-13.

Hsü, K. J. (1975) - Catastrophic debris streams (sturzstroms) generated by rockfalls. *Geological Society of America Bulletin*, 86: 129-140.

Hugelius, G., Strauss, J., Zubrzycki, S., Harden, J. W., Schuur, E. A. G., Ping, C. L., Schirmermeister, L., Grosse, G., Michaelson, G. J., Koven, C. D., O'Donnell, J. A., Elberling, B., Mishra, U., Camill, P., Yu, Z., Palmtag, J., et Kuhry, P. (2014) - Estimated stocks of circumpolar permafrost carbon with quantified uncertainty ranges and identified data gaps, *Biogeosciences*, 11, 6573-6593, doi:10.5194/bg-11-6573-2014, 2014

Huggel, C. (2009) - Recent extreme slope failures in glacial environments: effects of thermal perturbation. *Quaternary Science Reviews, Natural Hazards, Extreme Events and Mountain Topography* 28, 1119-1130. doi:10.1016/j.quascirev.2008.06.007

Huggel, C., Zraggen-Oswald, S., Haerberli, W., Kääh, A., Polkvoj, A., Galushkin, I., et Evans, S. G. (2005) - The 2002 rock/ice avalanche at Kolka/Karmadon, Russian Caucasus: assessment of extraordinary avalanche formation and mobility, and application of Quick-Bird satellite imagery, *Natural Hazards Earth System Sciences*. 5, 173-187, doi:10.5194/nhess-5-173-2005.

Huggel, C., Caplan-Auerbach, J., et Wessels, R. (2008) - Recent extreme avalanches triggered by climate change, EOS, *Transactions American Geophysical Union*, 89, 469-470

Humlum, O. (1997) - Active layer thermal regime at three rock glaciers in Greenland. *Permafrost and Periglacial Processes* 8: 383-408.

Huwald, H., Higgins, C.W., Boldi, M.-O., Bou-Zeid, E., Lehning, M., et Parlange, M.B. (2009) - Albedo effect on radiative errors in air temperature measurements. *Water Resources Research*, 45, W08431. doi:10.1029/2008WR007600

I

Imhof, M. (1996) - Modelling and verification of the permafrost distribution in the Bernese Alps (Western Switzerland). *Permafrost and Periglacial Processes*. 7, 267-280. doi:10.1002/(SICI)1099-1530(199609)7:3<267::AID-PPP221>3.0.CO;2-L

IPCC (2013) - Climate Change 2013: The Physical Science Basis. *Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.

Isaksen, K., Hauck, C., Gudevang, E., Ødegård, R. S., et Sollid, J. L. (2002) - Mountain permafrost distribution in Dovrefjell and Jotunheimen, southern Norway, based on BTS and DC resistivity tomography data. *Norwegian Journal of Geography*, 56 (2): 122-136.

J

James, M., Lewkowicz, A. G., Smith, S. L., et Miceli, C. M. (2013) - Multi-decadal degradation and persistence of permafrost in the Alaska Highway corridor, northwest Canada. *Environmental Research Letters*, **8**, 045013, doi:10.1088/1748-9326/8/4/045013.

Johnston, G. H. (1981) - *Permafrost: engineering, design and construction*. J. Wiley and Sons, New York, USA, 340 p.

Johnson, G. L. et Hanson, C. L. (1995) - Topographic and Atmospheric Influences on Precipitation Variability over a Mountainous Watershed. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **34**, 68–87. doi:10.1175/1520-0450-34.1.68

Jorgenson, M. T., Shur, Y. L., et Pullman, E. R. (2006) - Abrupt increase in permafrost degradation in Arctic Alaska. *Geophysical Research Letters*, **33**: L02503. DOI: 10.1029/2005GL024960.

Juliussen, H. et Humlum, O. (2007) - Towards a TTOP ground temperature model for mountainous terrain in central-eastern Norway, *Permafrost Periglacial Processes*, **18**, 161–184, doi:10.1002/ppp.586.

Juliussen, H., Christiansen, H. H., Strand, G. S., Iversen, S., Midttømme, K., et Rønning, J. S. (2010) - NORPERM, the Norwegian Permafrost Database – a TSP NORWAY IPY legacy, *Earth System Science Data*, **3**, 27–54, doi:10.5194/essdd-3-27-2010

K

Kääb, A., Haeberli, W. et Gudmundsson, G. H. (1997) - Analysing the creep of mountain permafrost using high precision aerial photogrammetry: 25 years of monitoring Gruben rock glacier, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, **8**, 409–426. doi: 10.1002/(SICI)1099-1530(199710/12)8:4<409::AID-PPP267>3.0.CO;2-C

Kämtz, F. L. (1860) - Über die Ableitung mittlerer Resultate aus meteorologischen Beobachtungen. – *Repertorium für Meteorologie* **1**, 107–134.

Keller, F. (1992) - Automated mapping of mountain permafrost using the program PERMAKART within the geographical information system ARC/INFO. *Permafrost and Periglacial Processes*. **3**, 133–138. doi:10.1002/ppp.3430030210

Keller, F. (2003) - Kurzbericht ueber die Steinschlagereignisse im heissen Sommer 2003 im Bergell (project report on rock fall 2003 to the Kanton Graubunden). *Report, Institute fuer Tourismus, und Landschaft*. Academia Engiadina, Samedan, 332-336.

Keller, F. et Gubler, H. (1993) - Interaction between snow cover and high mountain permafrost, Murtèl-Corvatsch, Swiss Alps. In: *Proceedings of the 6th International Conference on Permafrost*, Guangzhou, China, 332-337.

Keller, G. V. et Frischknecht, F. C. (1966) - *Electrical Methods in Geophysical Prospecting*. Pergamon Press, New York. 523 p.

Keusen, H. R. et Haeberli, W. (1983) - Site investigation and foundation design aspects of cable car construction in Alpine permafrost at the “Chli Matterhorn”, Wallis, Swiss Alps. In: *Permafrost: Proceedings of the 4th International Conference*. Natl. Acad. Press, Washington D.C., pp. 601-605.

Kohl, T. (1999) - Transient thermal effects at complex topographies. *Tectonophysics*, **306**: 311- 324.

Kohl, T., Signorelli, S., et Rybach, L. (2001) - Three-dimensional (3-D) thermal investigation below high Alpine topography. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **126**, 195–210.

Kirnbauer, R., Blöschl, G., Waldhäusl, P., et Hochstöger, F. (1991) - An analysis of snow cover patterns as derived from oblique aerial photographs, in *Proceedings. Symp. Snow, Hydrology and Forests in High Alpine Areas*, Vienna, AUtriche, vol. 205, pp. 91–99.

- King, L.** (1996) - Dauerfrostboden im Gebiet Zermatt – Gornergrat – Stockhorn: Verbreitung und permafrostbezogene Erschließungsarbeiten. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd.* 104, 73-93.
- King, L., Gorbunov, A. P., et Evin, M.** (1992) - Prospecting and mapping of mountain permafrost and associated phenomena *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(2), 73–81.
- King, M. S., Zimmernan, R.W., et Corwin, R.F.** (1988) - Seismic and electrical properties of unconsolidated permafrost. *Geophysical Prospecting* 36: 349–364.
- Kneisel, C.** (2003) - Sporadic and discontinuous mountain permafrost occurrence in the Upper Engadine, eastern Swiss Alps. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 21–25 July 2003: 561–566.
- Kneisel, C.** (2006) - Assessment of subsurface lithology in mountain environments using 2D resistivity imaging. *Geomorphology* 80: 42–44.
- Kneisel, C. et Hauck, C.** (2003) - Multi-method geophysical investigation of a sporadic permafrost occurrence. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Supplementband* 132: 145–159.
- Kneisel, C., et Hauck C.** (2008) - Electrical methods. In: C. Hauck & C. Kneisel (eds.), *Applied geophysics in periglacial environments*. Cambridge, Cambridge University Press, pp. 3–27.
- Kneisel, C., Hauck, C., et Vonder Mühl, D.** (2000) – Permafrost below the timberline confirmed and characterised by geoelectrical resistivity measurements, Bever Valley, Eastern Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11, 295-304.
- Kneisel, C., Hauck, C., Fortier, R., et Moorman, B.** (2008) - Advances in geophysical methods for permafrost investigations. *Permafrost and Periglacial Processes*. 19, 157–178. doi:10.1002/ppp.616
- Kohl, T.** (1999) - Transient thermal effects below complex topographies. *Tectonophysics*. 306, 311–324. doi:10.1016/S0040-1951(99)00063-3
- Kohl, T., Signorelli, S., et Rybach, L.** (2001) - Three-dimensional (3-D) thermal investigation below high Alpine topography. *Physics of Earth and Planetary Interiors, Thermal Studies of the Earth's Structure and Geodynamics*. IUGG 99 Assembly at Birmingham, UK, 126, 195–210. doi:10.1016/S0031-9201(01)00255-2
- Krautblatter, M.** (2009) - *Detection and quantification of permafrost change in alpine rock walls and implications for rock instability*. Thèse de Doctorat, Université de Bonn, Bonn, Allemagne.
- Krautblatter, M.** (2010) - Patterns of multiannual aggradation of permafrost in rock walls with and without hydraulic interconnectivity (Steintälli, Valley of Zermatt, Swiss Alps). *Lecture Notes in Earth Sciences*. 115, 199–219.
- Krautblatter, M. et Hauck, C.** (2007) - Electrical resistivity tomography monitoring of permafrost in solid rock walls. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, 112. doi:10.1029/2006JF000546.
- Krautblatter, M. et Moore, J. R.** (2014) - Rock slope instability and erosion: toward improved process understanding. *Earth Surface Processes and Landforms*, 39: 1273–1278. doi:10.1002/esp.3578
- Krautblatter, M., Verleysdonk, S., Flores-Orozco, A. et 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, n/a–n/a. doi:10.1029/2008JF00120
- Krautblatter, M., Huggel, C., Deline, P., et Hasler, A.** (2012) - Research Perspectives on Unstable High-alpine Bedrock Permafrost: Measurement, Modelling and Process Understanding. *Permafrost and Periglacial Processes*. 23, 80–88. doi:10.1002/ppp.740

Krautblatter, M., Funk, D., et Günzel, F. K. (2013) - Why permafrost rocks become unstable: a rock-ice-mechanical model in time and space. *Earth Surface Processes and Landforms*. 38, 876–887. doi: 10.1002/esp.3374

Krysiecki, J. M., Bodin, X., et Schoeneich, P. (2008) - Collapse of the Berard rock glacier (Southern French Alps). *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost*, Fairbanks, USA, 153–154.

Kukkonen, I. T. et Šafanda, J. (2001) - Numerical modelling of permafrost in bedrock in northern Fennoscandia during the Holocene. *Global and Planetary Change, Inference of Climate Change from Geothermal Data* 29, 259–273. doi:10.1016/S0921-8181(01)00094-7

Kunetz, G. (1966) - *Principles of direct current resistivity prospecting*. Berlin/Nikolasse : Gebrüder-Bornträger, 103 pp.

L

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. (2011) - Le glacier rocheux déstabilisé de Tsaté-Moiry (VS) : caractéristiques morphologiques et vitesses de déplacement. *Géovisions*. 36: 211-224

Lambiel, C., et Reynard E. (2001) - Regional modelling of present, past and future potential distribution of discontinuous permafrost based on a rock glacier inventory in the Bagnes-Hérémence area (Western Swiss Alps). *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography* –55: 219-223.

Lehning, M. et Fierz, C. (2008) - Assessment of snow transport in avalanche terrain, *Cold Regions Science and Technology*, 51(2-3), 240–252.

Lehning, N. Matsuoka, J. Murton, B., Nötzli, J., Phillips, M., Ross, N., Seppälä, M., Springman, S. M., et Vonder Mühl, D. (2009) - Permafrost and climate in Europe: Monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses. *Earth-Science Reviews*, 92, 117–171. doi:10.1016/j.earscirev.2008.12.002

Lehning, M., Gruenewald, T., et Schirmer, M. (2011) - Mountain snow distribution governed by an altitudinal gradient and terrain roughness, *Geophysical Research Letters*, 38, doi: 10.1029/2011GL048927

Leloup, P. H., Arnaud, N., Sobel, E. R., et Lacassin, R. (2005) - Alpine thermal and structural evolution of the highest external crystalline massif: The Mont Blanc. *Tectonics*, 24, TC4002, doi: 10.1029/2004TC001676

Lewkowicz, A. G. (2001) - Temperature regime of a small sandstone tor, latitude 80 °N, Ellesmere Island, Nunavut, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes* 12(4): 351–366.

Lewkowicz, A. G. et Ednie, M. (2004) - Probability mapping of mountain permafrost using the BTS method, wolf Creek, Yukon Territory, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15(1): 67-80.

Lieb, G. K. (1998) - High-mountain permafrost in the Austrian Alps (Europe). *Proceedings of 7th International Conference on Permafrost*, Yellowknife, Canada, collection Nordicana (55), 663-668.

Ling, F. et Zhang, T. (2003) - Impact of the timing and duration of seasonal snow cover on the active layer and permafrost in the Alaskan Arctic. *Permafrost and Periglacial Processes*, 14(2), 141–150.

Loke, M. H. (2004) - *Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys*, 128 pp. (disponible sur <http://www.geoelectrical.com>).

Loke, M. H. et Barker, R. D. (1996) - Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting* 44, 131–152. doi:10.1111/j.1365-2478.1996.tb00142.x

Luetschg, M., Lehning, M., et Haeblerli, W. (2008) - A sensitivity study of factors influencing warm/thin permafrost in the Swiss Alps, *Journal of Glaciology*. 54, 696–704

Lugon, R. et Delaloye, R. (2001) - Modelling alpine permafrost distribution, Val de Réchy, Valais Alps (Switzerland) - *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*. 55, 224–229. doi:10.1080/00291950152746568

Lüthi, M. et Funk, M. (1997) - Wie stabil ist der Hängegletscher am Eiger? *Spektrum der Wissenschaft*, 97(5).

M

Marescot, L. (2006) - Introduction à l'imagerie électrique du sous-sol. *Bulletin de la Société vaudoise des Sciences naturelles* 90: 23–40.

Marescot, L., Loke, M. H., Chapellier, D., Delaloye, R., Lambiel, C., et Reynard, E. (2003) - Assessing reliability of 2D resistivity in mountain permafrost studies using the depth of investigation index method. *Near Surface Geophysics* 1: 57–67.

Matsuoka, N. (1995) - A laboratory simulation on freezing expansion of a fractured rock: preliminary data. *Annual report of the Institute of geosciences/ Université de Tsukuba Japon*, 22: 5-8.

Matsuoka, N. et Murton, J. (2008) - Frost weathering: recent advances and future directions. *Permafrost and Periglacial Processes*. 19, 195–210. doi:10.1002/ppp.620

McCull, S. T. (2012) - Paraglacial rock-slope stability. *Geomorphology* 153–154, 1–16. doi:10.1016/j.geomorph.2012.02.015

McGinnis, L. D., Nakao, K., et Clark, C. C. (1973) - Geophysical identification of frozen and unfrozen ground, Antarctica, *2nd International Conference on Permafrost*, Yakutsk, URSS, 136-146.

McGreevy, J. P. et Whalley, W. B. (1982) - The geomorphic significance of rock temperature variation in cold environments: a discussion. *Arctic and Alpine Research*, 14: 157-162.

McSaveney, M. J. (2002) - Recent rockfalls and rock avalanches in Mount Cook National Park, New Zealand. *Reviews in Engineering Geology*, XV: 35-69.

McSaveney, M. J., Chinn, T. J., et Hancox, G. T. (1992) - Mount Cook rock avalanche of 14 December 1991, New Zealand. *Landslides News*, 6: 32-34.

Mellor, M. (1973) - Mechanical properties of rocks at low temperatures. *2nd International Conference on Permafrost*. Northamerican Contribution 1973, Yakutsk, USSR, pp. 334–344

Michaud, J. (1950) - Emploi de marques dans l'étude des mouvements du Sol. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 1, 180-189.

Mittaz, C., Hoelzle, M., et Haeblerli, W. (2000) - First results and interpretation of energy-flux measurements over Alpine permafrost, *Annals of Glaciology*, 31(1), 275–280

Morard, S., Delaloye, R. et Lambiel, C. (2010) - Pluriannual thermal behaviour of low elevation cold talus slopes in western Switzerland. *Geographica Helvetica* 65: 124–134.

Mott, R., Schirmer, M., Bavay, M., Grünewald, T., et Lehning, M. (2010) - Understanding snow-transport processes shaping the mountain snow-cover. *The Cryosphere*, 4, 545–559, doi: 10.5194/tc-4-545-2010, 2010.

Mott, R., Scipion, D., Schneebeli, M., Dawes, N., Berne, A., et Lehning, M. (2014) - Orographic effects on snow deposition patterns in mountainous terrain. *Journal of Geophysical Research -Atmospheres*, 119, 1419–1439, doi: 10.1002/2013jd019880

Muller, S. W. (1943) - Permafrost or permanently frozen ground and related engineering problems. *Special Report, Strategic Engineering Study*, 62, 136 p.

Myhra, K. S., et al. (2014) - The sensitivity of rock wall temperatures along a latitudinal transect in Norway. *4th European Conference on Permafrost*, Évora, Portugal Abstract : Book of Abstracts of EUCOP4 - p. 159

N

Noetzli, J. et Gruber, S. (2009) - Transient thermal effects in Alpine permafrost. *The Cryosphere*. 3, 85–99. doi:10.5194/tc-3-85-2009

Noetzli, J., Huggel, C., Hoelzle, M., et Haeberli, W. (2006) - GIS-based modelling of rock-ice avalanches from Alpine permafrost areas. *Computational Geosciences*, 10: 161-178.

Noetzli, J., Gruber, S., Kohl, T., Salzmann, N., et Haeberli, W. (2007) - Three-dimensional distribution and evolution of permafrost temperatures in idealized high-mountain topography. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. 112, n/a–n/a. doi:10.1029/2006JF000545

Noetzli, J., Hilbich, C., Hauck, C., Hoelzle, M., et Gruber, S. (2008) - Comparison of simulated 2D temperature profiles with time-lapse electrical resistivity data at the Schilthorn Crest, Switzerland. *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost*, Fairbanks, US, 1293-1298

Noetzli, J., Christiansen, H. H., Guglielmin, M., Romanovsky, V. E., Shiklomanov, N. I., Smith, A. L., et Zhao, L. (2014) - Permafrost thermal state, in: State of the Climate in 2013, *Bulletin of the American Meteorological Society*. 95, S15–S17

Nyenhuis, M., Hoelzle, M., et Dikau, R. (2005) - Rock glacier mapping and permafrost distribution modelling in the Turtmanntal, Valais, Switzerland, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 49, 275– 292

O

Oreskes, N., Shrader-Frechette, K., et Belitz, K. (1994) - Verification, validation, and confirmation of numerical models in the earth sciences. *Science*, 263: 641-646.

Orombelli G. et Porter S. C. (1981) - Il rischio di frane nelle Alpi. *Le Scienze*, 156: 68-79.

Osterkamp, T. E. (2007) - Characteristics of the recent warming of permafrost in Alaska. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, **112**, 10 (F02S02).

Osterkamp, T. E. et Romanovsky, V. E. (1998) - Comments on permafrost monitoring and detection of climate change by Smith and Riseborough [7(4): 301–309, 1996]. *Permafrost and Periglacial Processes* **9**: 87–89.

P

Pearson, C., Murphy, J., Halleck, P., Hermes, R., et Mathews, M. (1983) - Sonic and resistivity measurements on Berea sandstone containing tetrahydrofuran hydrates: a possible analog to natural gas hydrate deposits. In: *Proceedings 4th Int. Conf. on Permafrost*, Fairbanks, USA, 973_978.

Pain, C. C., Herwanger, J. V., Saunders, J. H., Worthington, M. H., et de Oliveira, C. R. E. (2003) - Anisotropic resistivity inversion. *Inverse Problems*. 19(5), 1081. doi:10.1088/0266-5611/19/5/306

PERMOS (2007) - Permafrost in Switzerland 2002/2003 and 2003/2004, in: Vonder Mühll, D. (eds.), Glaciological Report (Permafrost) No. 4/5 of the Cryospheric Commission of the Swiss Academy of Sciences, Zürich, Suisse, 121 p.

PERMOS (2013) - *Permafrost in Switzerland 2008/2009 and 2009/2010*, in: Noetzli J. (eds.), Glaciological Report (Permafrost) No. 10/11 of the Cryospheric Commission of the Swiss Academy of Sciences, Zürich, Suisse, 95 p.

Pissart, A. (1964) - Vitesse des mouvements du sol au Chambeyron (Basses Alpes). *Biuletyn Peryglacjalny*, 14, 303-309.

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.

Pogliotti, P., Cremonese, E., Morra di Cella, U., Gruber, S. et Giardino, M. (2008) - Thermal diffusivity variability in alpine permafrost rock walls. in *Proceedings of Ninth International Conference on Permafrost*, University of Alaska, Fairbanks, USA, vol. 2, pp. 1427-1432,

Porter, S. et Orombelli, G. (1980) - Catastrophic rockfall of September 12, 1717 on the Italian flank of the Mont Blanc massif. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 24: 200-218.

Prick, A. (1999) - Etude de la cryoclastie et de l'haloclastie par méthode dilatométrique. *Mémoire de la classe des sciences*. Ed. ARB, Bruxelles, Belgique. 311 p.

R

Rabatel, A., Francou, B., Soruco, A., Gomez, J., Cáceres, B., Ceballos, J. L., Basantes, R., Vuille, M., Sicart, J. E., et Huggel, C. (2013) - Current state of glaciers in the tropical Andes: a multi-century perspective on glacier evolution and climate change. *The Cryosphere* 7:81-102.

Ravel, L. (2010) - Caractérisation, facteurs et dynamiques des écroulements rocheux dans les parois à permafrost du massif du Mont Blanc. Thèse de Doctorat. Université de Savoie, Le Bourget du Lac, 326 p.

Ravel, L. et Deline P. (2011) - 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". *The Holocene*. 21, 357-365. doi:10.1177/0959683610374887

Ravel, L. et Deline, P. (2015) - Rockfall hazard in the Mont Blanc massif increased by the current atmospheric warming. In: G. Lollino et al. (Eds.), *Engineering Geology for Society and Territory - Volume 1*, 435-428

Ravel, L., Allignol, F., Deline, P., Gruber, S., et Ravello, M. (2010) - Rock falls in the Mont Blanc Massif in 2007 and 2008. *Landslides* 7, 493-501. doi:10.1007/s10346-010-0206-z

Ravel, L., Allignol, F., Deline, P., et Bruno, G. (2011) - Les écroulements rocheux dans le massif du Mont-Blanc pendant l'été caniculaire de 2003. *Géovisions* 36, 245-261

Ravel, L., Deline, P., Lambiel, C., et 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, 51-66. doi:10.1111/geoa.12000

Ravibabu, M. V. et Jain, K. (2008) - Digital Elevation Model Accuracy Aspects. *Journal of Applied Sciences*, 8 (1): 134-139

Ridefelt, H., Etzelmüller, B., Boelhouwers, J., et Jonasson, C. (2008) - Statistic-empirical modelling of mountain permafrost distribution in the Abisko region, sub-Arctic northern Sweden. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*. 62, 278-289. doi:10.1080/00291950802517890

- Rigon, R., Bertoldi, G., et Over, T. M.** (2006) - GEOTop: A Distributed Hydrological Model with Coupled Water and Energy Budgets. *Journal of Hydrometeorology*, 7, 371–388. doi:10.1175/JHM497.1
- Roer, I. et Nyenhuis, M.** (2007) - Rockglacier activity studies on a regional scale: comparison of geomorphological mapping and photogrammetric monitoring, *Earth Surface Processes and Landforms*, 32, 1747–1758, doi:10.1002/esp.1496, 2007.
- Rolland, Y., Cox, S., Boullier, A. M., Pennacchioni, G., et Mancktelow, N.** (2003) - Rare earth and trace element mobility in mid-crustal shear zones: insights from the Mont Blanc Massif (Western Alps). *Earth and Planetary Science Letters*, 214: 203-219.
- Romanovsky, V. E. et Osterkamp, T. E.** (1995) - Interannual variations of the thermal regime of the active layer and near surface permafrost in Northern Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes* 6: 313–335.
- Romanovsky, V. E., Smith, S. L., et Christiansen, H. H.** (2010) - Permafrost thermal state in the polar Northern Hemisphere during the International Polar Year 2007-2009: A synthesis. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21,106-116, doi: 10.1002/ppp.689.
- Romanovsky, V. E., Smith, S. L., Christiansen, H. H., Shiklomanov, N. I., Streletskiy, G. A., Drozdov, D. S., Malkova, G. V., Oberman, N. G., Kholodov, A. L., et Marchenko, S. S.** (2014) - Terrestrial permafrost, in: State of the Climate in 2013, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95, S139–S141, 2014.
- Rosner, M. L.** (2013) – Modélisation physique de la température de la roche dans les parois à permafrost de haute montagne, Mémoire de Master, Université de Savoie, Le Bourget du Lac, France, 87 p.
- Rossi, M.** (2005) - *Déformation, transferts de matière et de fluide dans la croûte continentale : application aux massifs cristallins externes des Alpes*. Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble, 376 p.
- Rozman, J., Rozic, A., Budkovic, A., et Budkovic, T.** (2004) - Podor v juzni steni Punta Thurwieser (Italija) 18. septembra. *Geologija*, 47/2: 221-232.
- Rykiel, Jr. E. J.** (1996) - Testing ecological models: the meaning of validation. *Ecological Modelling*, 90, 229–244. doi:10.1016/0304-3800(95)00152-2
- ## S
- Sacco, F.** (1918) - I ghiacciai italiani del gruppo del Monte Bianco. *Bolletino del Comitato Glaciologico Italiano*, 3 : 21-102.
- Salzmann, N., Noetzi, J., Hauck, C., Gruber, S., Hoelzle, M., et Haeberli, W.** (2007) - Ground surface temperature scenarios in complex high-mountain topography based on regional climate model results. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. 112, F02S12. doi:10.1029/2006JF000527
- Salzmann, N., Frei, C., Vidale, P.-L., et Hoelzle, M.** (2007) - The application of Regional Climate Model output for the simulation of high-mountain permafrost scenarios. *Global and Planetary Change*. 56, 188–202. doi:10.1016/j.gloplacha.2006.07.006
- Sass, O.** (1998) - Die Steuerung von Steinschlagmenge durch Mikroklima, Gesteinsfeuchte und Gesteinseigenschaften im westlichen Karwendelgebirge. *Münchner Geographische Abhandlungen Reihe B*, 29, 347–359.
- Sass, O.** (2003) - Moisture distribution in rockwalls derived from 2D-resistivity measurements, *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd.* 132, 51– 69.
- Sass, O.** (2005) - Rock moisture measurements: Techniques, results, and implications for weathering, *Earth Surface Processes and Landforms*, 30, 359– 374.
- Scott, W., Sellmann, P., et Hunter, J.** (1990) - Geophysics in the study of permafrost. In: *Geotechnical and Environmental Geophysics*, (ed. S.Ward), Tulsa (OK), Society of Exploration Geophysicists, pp. 355–384.

Schaub, Y., Haeberli, W., Huggel, C., Künzler, M., et Bründl, M. (2013) - Landslides and new lakes in deglaciating areas: a risk management framework. In: Margottini, C., Canuti, P., Sassa, K. (Eds.), *Landslide Science and Practice (Proceedings of the 2nd World Landslide Forum, Rome)*, Social and Economic Impacts and Policies, vol. 7. Springer, pp. 31-38. http://dx.doi.org/10.1007/978-3-642-31313-4_5.

Scherler, M., Hauck, C., Hoelzle, M., Stähli, M., et Völksch, I. (2010) - Meltwater infiltration into the frozen active layer at an alpine permafrost site. *Permafrost and Periglacial Processes*. 21, 325–334.

Schiermeier, Q. (2003) - Alpine thaw breaks ice over permafrost's role, *Nature*, 424, 712.

Schoeneich, P., Bodin, X., Krysiacki, J., Deline, P., et Ravel, L. (2010) - *Permafrost in France. PermaFRANCE Network, Report No. 1*, Institute of Alpine Geography, Université de Grenoble. France, 68 p.

Schrott, L., Otto, J. C., et Keller, F. (2012) - Modelling alpine permafrost distribution in the Hohe Tauern region, Austria. *Austrian Journal of Earth Science, Vol 105/2*, 169-183.

Shur, Y., Hinkel, K. M., et Nelson, F. E. (2005) - The transient layer: implications for geocryology and climate-change science. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16, 5–18. doi: 10.1002/ppp.518

Skianis, G. Aim., Hernández, M. C., Papadopoulos, T. D., et Vaiopoulos, D. A. (2007) - The Role of Ground Anisotropy in the Production of Self Potential Anomalies. *Hellenic Journal of Geosciences* 42, 83-87

Smith, M. W. et Riseborough, D. W. (2002) - Climate and the limits of permafrost: a zonal analysis. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13, 1–15. doi:10.1002/ppp.410

Seguin, M. K. (1978) - Temperature-electrical resistivity relationship in continuous permafrost at Purtuniqu, Ungava Peninsula. In: C.B. Crawford (Editor), *3rd Int. Conf. on Permafrost. NRC*, Edmonton, Canada. 1, 137-144.

Smith, S. et Brown, J. (2009) - Assessment of the status of the development of the standards for the Terrestrial Essential Climate Variables - T7 - Permafrost and seasonally frozen ground. *Global Terrestrial Observing System, GTOS-62*, Rome

Smith, M. W. et Riseborough, D. W. (2002) - Climate and the limits of permafrost: a zonal analysis. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13, 1–15, doi: 10.1002/ppp.410.

Smith, S.L., Romanovsky, V. E., Lewkowicz, A. G., Burn, C. R., Allard, M., Clow, G. D., Yoshikawa, K., et Throop, J. (2010) - Thermal state of permafrost in North America: a contribution to the international polar year. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21: 117–135. doi: 10.1002/ppp.690

Stocker-Mittaz, C., Hoelzle, M., et Haeberli, W. (2002) - Modelling alpine permafrost distribution based on energy-balance data: a first step. *Permafrost and Periglacial Processes*. 13, 271–282. doi:10.1002/ppp.426

Sturm, M., Holmgren, J., König, M., et Morris, K. (1997) - The thermal conductivity of seasonal snow. *Journal of Glaciology*, 43(143), 26–41.

T

Tanarro, L.M., Hoelzle, M., García, A., Ramos, M., Gruber, S., Gómez, A., Piquer, M., et Palacios, D. (2001) - Permafrost distribution modelling in the mountains of the Mediterranean: Corral del Veleta, Sierra Nevada, Spain. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*. 55, 253–260. doi:10.1080/00291950152746612

Telford, W. M., Geldart L. P., et Sheriff, R. E. (1990) - *Applied Geophysics*. Cambridge, Cambridge University Press, 792 p. (2^{ème} édition).

Tsourles, P. I., Symanski, J. E., et Toskas, G. N. (1999) - The effect of terrain topography on commonly used resistivity arrays. *Geophysics* 64: 1357–1363

Tsytovich, N. A. (1975) – *The Mechanics of Frozen Ground*. Washington, D. C., USA, 426p.

U

USGS, METI, et NASA (2011) - ASTER Global DEM Validation, *Summary Report*, p. 28 p.

V

Vallot, H., Vallot, J., et Vallot, C. (1948) - *Cartes du Massif du Mont Blanc à l'échelle du 1:20 000*, Edition Girard, Barrère et Thomas, France.

van Everdingen, R. O. (1998) - *Multi-Language Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice Terms*, 25 International Permafrost Association, University of Calgary.

Van Vliet-Lanoë, B. (2005) - *La planète des glaces. Histoire et environnements de notre ère glaciaire*. Vuibert, Paris, France. 470 p.

Verleysdonk, S., Krautblatter, M., et Dikau, R. (2011) - Sensitivity and path dependence of mountain permafrost systems. . *Geografiska Annalers: Series A: Physical Geography*, 113–135.

Vieira, G., Bockheim, J., Guglielmin, M., Balks, M., Abramov, A. A., Boelhouwers, J., Cannone, N., Ganzert, L., Gilichinsky, D. A., Goryachkin, S., López-Martínez, J., Meiklejohn, I., Raffi, R., Ramos, M., Schaefer, C., Serrano, E., Simas, F., Sletten, R. et Wagner, D. (2010) - Thermal state of permafrost and active-layer monitoring in the antarctic: Advances during the international polar year 2007–2009. *Permafrost and Periglacial Processes*. 21, 182–197. doi:10.1002/ppp.685

Vincent, C. (2002) - Influence of climate change over the 20th Century on four French glacier mass balances. *Journal of Geophysical Research*, 107, D19, doi: 10.1029/2001JD000832

Vincent, C., Le Meur, E., Six, D., Possenti, P., Lefebvre, E., et Funk, M. (2007) - Climate warming revealed by englacial temperatures at Col du Dôme (4250 m, Mont Blanc area), *Geophysical Research Letters*, 34, L16502, doi:10.1029/2007GL029933.

Vincent, C., S. Auclair et Le Meur, E. (2010) - Outburst flood hazard for glacier-dammed Lac de Rochemelon, France. *Journal Of Glaciology.*, 56(195), 91–100.

Vincent, C., M. Desclotres, S. Garambois, A. Legchenko, H. Guyard et Gilbert, A. (2012) - Detection of a subglacial lake in Glacier de Tete Rousse (Mont Blanc area, France). *Journal Of Glaciology*, 58(211), 866–878.

Vivian, R. (1975) - *Les Glaciers des Alpes Occidentales*. Allier, Grenoble, 516 p

Vonder Mühl, D. et Schmid, W. (1993) - Geophysical and photogrammetrical investigation of rock glacier Muragl I, Upper Engadin, Swiss Alps. In: *Proceedings 6th Int. Conf. on Permafrost*, Beijing, Chine, I, 654_659.

Vonder Mühl, D. (1996) - Drilling in Alpine permafrost. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*. 50, 17–24.

Vonder Mühl, D., Hauck, C., et Lehmann, F. (2000) - Verification of geophysical models in Alpine permafrost using borehole information. *Annals of Glaciology*, 31, 300_306.

von Raumer, J. F. et Bussy, F. (2004) - Mont Blanc and Aiguilles Rouges geology of their polymetamorphic basement (External Massifs, Western Alps, France, Switzerland). *Mémoires de Géologie, Lausanne*, 42, 210 p

W

Wainwright, J. et Mulligan, M. (2004) – *Environmental Modelling*. Londres, Angleterre, 422 p.

Walder, J. S. et Hallet, B. (1985) - A theoretical model of the fracture of rock during freezing. *Geological Society of America Bulletin*, 96(3): 336-346.

Wagner, S. (1996) - DC resistivity and seismic refraction soundings on rock glacier permafrost in northwestern Svalbard. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 50 (1), 25-36.

Wegmann, M., Gudmundsson, G.H., et Haerberli, W. (1998) - Permafrost changes in rock walls and the retreat of alpine glaciers: a thermal modelling approach. *Permafrost and Periglacial Processes*. 9, 23-33. doi:10.1002/(SICI)1099-1530(199801/03)9:1<23::AID-PPP274>3.0.CO;2-Y

Williams, P. J. et Smith, M. W. (1989) - *The frozen earth, Studies in polar research*. Cambridge University Press, Cambridge, 306 p.

Wirz, V., Schirmer, M., Gruber, S., et Lehning, M. (2011) - Spatio-temporal measurements and analysis of snow depth in a rock face. *The Cryosphere*, 5, 893-905. doi:10.5194/tc-5-893-2011

Wright, J. F., Duchesne, C., Nixon, F. M., et Cote, M. (2001) - Ground thermal modeling in support of terrain evaluation and route selection in the Mackenzie River Valley. *Geological Survey of Canada, CCAF Project Report A073*.

Z

Zakšek, K., Oštir, K., et Kokalj, Ž. (2011) - Sky-View Factor as a Relief Visualization Technique. *Remote Sensing*. 3, 398-415. doi:10.3390/rs3020398

Zhang, T. (2005) - Influence of the seasonal snow cover on the ground thermal regime: An overview. *Reviews of Geophysics*, 43(4), 43, RG4002, doi:[10.1029/2004RG000157](https://doi.org/10.1029/2004RG000157).

Zhdanov, M. S. et Keller, G. V. (1994) - *The geoelectrical methods in geophysical exploration*. Elsevier Amsterdam, London, New York, Tokyo, 873 p.

Zhou, Y., Guo, D., Qiu, G., Cheng, G., et Li, S. (2000) - *Geocryology in China*. Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute (CAREERI), Chinese Academy of Sciences, 450 p.

Bibliographie personnelle

Articles avec comité de lecture

Deline, P., Gardent, M., **Magnin, F.**, et Ravanel, L. (2012) - The morphodynamics of the Mont Blanc massif in a changing cryosphere: a comprehensive review. *Geografiska Annaler - Series A: Physical Geography*. 94: 265–283. doi: 10.1111/j.1468-0459.2012.00467.x

Deline P., Bodin X., Coutterand S., Gardent M., Jobard S., Le Roy M., **Magnin F.**, Moreau L., et Ravanel L. (2014) - *L'objet emblématique Haute Montagne : Des parois alpines aux glaciers rocheux andins, une décennie à arpenter les versants et à remonter le temps*. Dans *Environnements, Dynamiques et Territoires de la montagne*, 9-30, DOI: 10.1016/B978-0-12-394849-6.00015-9

Deline, P., Gruber, S., Delaloye, R., Fischer, L., Geertsema, M., Giardino, M., Hasler, A., Kirkbride, M., Krautblatter, M., **Magnin, F.**, McColl, S., Ravanel, L., et Schoeneich, P. (2014) - *Ice Loss and Slope Stability in High-Mountain Regions*. Snow and ice-related hazards, risks, and disasters, Publisher: Academic Press, 5, 521-561

Magnin F., Deline P., Ravanel L., Noetzli J., et Pogliotti P. (2015) - 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, 109–121. doi:10.5194/tc-9-109-2015

Magnin F., Krautblatter M., Deline P., Ravanel L., Malet, E., et Bevington, A. (2015) – Determination of warm, sensitive areas and evaluation of distributed model of permafrost in vertical rock faces by electrical resistivity tomography. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. 120, doi:10.1002/2014JF003351.

Magnin, F., A. Brenning, X. Bodin, P. Deline, L. Ravanel, *sous presse*, Statistical modelling of rock wall permafrost distribution: application to the Mont Blanc massif. *Géomorphologie*

Actes de conférences

Magnin F., Deline, P., Ravanel, L. Gruber, S., et Krautblatter, M. (2014) - Assessment of permafrost distribution in the Mont Blanc massif steep rockwalls by a combination of temperature measurements, modelling and geophysics. *Engineering Geology for Society and Territory*, Springer International Publishing Switzerland — 1, 1-4 DOI: 10.1007/978-3-319-09300-0_45

Magnin F., Deline, P., Ravanel, L. (2012). Thermal characteristics of mid-latitude high alpine rockwalls at the Aiguille du Midi (3842 m a.s.l, Mont Blanc massif), in *Proceedings of the Tenth International Conference on Permafrost*, Salekhard, Yamal-Nenets Autonomous District, Russie, 4, 346-347.

Colloques Internationaux (premier auteur seulement)

Magnin F., Deline, P., Ravanel, L., et Noetzli, J. (2012) - Thermal regime in steep permafrost rockwalls (Aiguille du Midi, 3842 m a.s.l., Mont Blanc massif) based on borehole data and 2D numerical modelling. *European Geosciences Union General Assembly, Vienne, Autriche*.

Magnin F., Deline, P., et Ravanel, L. (2012) - Thermal characteristics of mid-latitude high-alpine rockwalls at the Aiguille du Midi (3842 m a.s.l., Mont Blanc massif). Tenth International Conference on permafrost, Salekhard, Russie.

Magnin, F., Deline, P., Ravanel, L., Gruber, S., et Krautblatter, M. (2013) - Assessment of permafrost distribution in the Mont Blanc massif steep rockwalls by a combination of temperature measurements, modelling and geophysical approaches. *Alpine Glaciological Meeting. Grenoble, France.*

Magnin, F., Deline, P., Ravanel, L., Gruber, S., et Krautblatter, M. (2013) - Assessment of permafrost distribution in the Mont Blanc massif steep rockwalls by a combination of temperature measurements, modelling and geophysical approaches. *Mountain Under Watch. Bard, Italie.*

Magnin, F., Deline, P., Ravanel, L., Gruber, S. et Krautblatter, M. (2013) - Permafrost investigation in the Mont Blanc massif steep rock walls: a coupled measurement, modelling and geophysical approach. *IAG – International Conference on Geomorphology. Paris, France.*

Magnin F., Deline, P., Ravanel, L. 2014. Link between bedrock temperature and documented rockfalls in the Mont Blanc massif. *European Geosciences Union General Assembly, Vienne, Autriche.*

Magnin F., Deline, P., Ravanel, L. Gruber, S., et Krautblatter, M. (2014) - Permafrost investigation in the rockwalls of the Mont Blanc massif: a combined measurements, modeling and geophysical approach. *European Geosciences Union General Assembly, Vienne, Autriche.*

Magnin F., Deline, P., et Ravanel, L. (2014) - Link between bedrock temperature and documented rockfalls in the Mont Blanc massif. 4th *European Conference on Permafrost, Evora, Portugal.*

Magnin F., Deline, P., Ravanel, L. Gruber, S., et Krautblatter, M. (2014) - Permafrost investigation in the rockwalls of the Mont Blanc massif: a combined measurements, modeling and geophysical approach. 4th *European Conference on Permafrost, Evora, Portugal.*

Magnin F., Deline, P., Ravanel, L. Gruber, S., et Krautblatter, M. (2014) - Permafrost investigation in the rockwalls of the Mont Blanc massif: a combined measurements, modeling and geophysical approach. IAEG XII Congress, Torino, Italie.

Colloques Nationaux (premier auteur seulement)

Magnin F., Deline, P., et Ravanel, L. (2012) - Caractéristiques thermiques du permafrost des parois de l'Aiguille du Midi (massif du Mont Blanc, 3842 m). Journées Glaciologie-Nivologie de la SHF, Grenoble, France.

Magnin F., Deline, P., Ravanel, L., Gruber, S., et Krautblatter, M. (2014) - Avancées récentes et perspectives de recherche sur le permafrost de paroi dans le massif du Mont Blanc. Journées Glaciologie-Nivologie de la SHF, Grenoble, France.

Autres

<http://www.climate-cryosphere.org/media-gallery/1070-frostbyte-f-magnin-2014>

Table des figures et tableaux

Figure 1.1. Les parois à permafrost des Aiguilles de Chamonix vues depuis les Grands Montets, avec le Mont Blanc en arrière-plan (juillet 2013).....	13
Figure 1.1. Flux de chaleur et processus du bilan d'énergie d'un terrain à permafrost.....	24
Tableau 1.1. Propriétés thermiques des composants de la lithosphère (Johnston, 1981 ; Williams et Smith, 1989).....	24
Figure 1.2. Profil thermique d'un terrain à permafrost et concepts associés. (inspiré de Smith and Riseborough, 2002).....	25
Figure 1.3. Exemple de profils thermiques de terrain avec et sans permafrost dans des forages au Canada. Les valeurs ici affichées correspondent à la moyenne de la température relevée pendant l'année polaire internationale (2007-2009). Le profil TRC indique une absence de permafrost (température > 0°C), tandis que le profil 85-8A indique une base du permafrost à environ 12 m de profondeur (Smith et al., 2010, modifié).....	27
Figure 1.4. Délimité en jaune : complexe de glaciers rocheux du vallon de la Fournache (massif de la Vanoise, France, août 2013).....	29
Figure 1.5. Carte de distribution du permafrost de l'hémisphère nord d'après la spatialisation de Brown et al. (1997). Source : http://pubs.usgs.gov/pp/p1386a/gallery5-fig03.html	30
Figure 1.6. Répartition des domaines morphoclimatiques et effet de l'exposition en fonction du climat, de la latitude et/ou de l'altitude (King et al. 1992, modifié).....	31
Figure 1.7. Imbrications des échelles de contrôle du permafrost alpin (inspiré de Gruber, 2005).....	32
Figure 1.8. Étagement de la cryosphère alpine et des processus thermiques péri- et supra-glaciaire.....	34
Encart. 1.1 - Le rayonnement solaire : ses composantes.....	35
Figure 1.9. Variabilité de l'ensoleillement en fonction de la géométrie Terre-soleil et de la topographie.....	35
Figure 1.10. Température du permafrost enregistrée à 10 m de profondeur (a) et à 20 m de profondeur (b) dans des forages en Europe (Scandinavie, Svalbard, Alpes ; Noetzli et al., 2014).....	37
Figure 1.11. Distribution spatio-temporelle des processus gravitaires affectant les parois rocheuses de haute montagne. (Noetzli et al., 2006 ; modifié par Ravel, 2010).....	38
Figure 1.12. Fracture remplie de glace au Stockhorn (3400 m, Suisse). Source : www.permansense.ch	39
Figure 1.13. Évolution du facteur de sécurité d'une fracture remplie de glace (pente : 70°, inclinaison : fracture : 40°, longueur 59 m) en fonction de la température (Davies et al., 2001, modifié par Ravel, 2010),	39
Figure 1.14. Refuge du Mont Cook dans les Alpes de Nouvelle Zélande partiellement enseveli par les débris d'un écroulement en juillet 2014. Source : www.alpineclub.org.nz	41
Figure. 2.1 Écoulement d'eau dans la niche d'arrachement d'un écroulement survenu aux Aiguilles Marbrées en 2005 (massif du Mont Blanc). Photo : L. Ravel.....	47
Figure 2.2. Schématisation des deux principaux types de dégradation du permafrost pouvant provoquer des écroulements.....	49
Figure 2.3. Modèle de formation de la couche active pour chaque année au cours de la période 1982-2002 (noir) et en 2003 (rouge). Gruber et al., (2004a), modifié.....	49
Figure 2.4. Coupe N-S d'un modèle 3D de la distribution de la classe de température -2°C à 0°C (permafrost chaud) au Cervin pour la période 1990-1999, dans 100 ans et dans 200 ans (Noetzli et Gruber 2009, modifié).....	50
Figure 2.5. Différence de représentation de la topographie d'un MNA à 50 m de résolution et à 10 m de résolution. Ravel (2010), modifié.....	52
Figure 2.6. Décalage d'échelle entre une grille climatique (résolution 1 km), et la réalité topographique (Gruber, 2012).....	53
Figure 2.7. Délimitation géographique du massif du Mont Blanc.....	55

Figure 2.8. Carte géologique simplifiée de la région du Mont Blanc. 1 : Quaternaire, 2 : sédiments mésozoïques dauphinois et helvétiques, 3 : Trias, 4 : Carbonifère, 5 : granite du Mont Blanc, 6 : roches métamorphiques varisques (gneiss), 7 : granites indifférenciés, 8 : klippe pennique, 9 : zone de cisaillement du Mont Blanc (gneiss), 10 : Versoyen + Valais, 11 : zones internes, 12 : réseau de zones de cisaillement cartographié, 13 : chevauchement, 14 : faille inverse. (Leloup et al., 2005, modifié par Ravanel, 2010).....	56
Figure 2.9. Schéma interprétatif de l'orientation des zones de cisaillement résultant de la compression alpine (flèches z) dans le massif du Mont Blanc. Le réseau orienté N40-N60 forme une structure en éventail (Rossi, 2005).....	57
Figure 2.10. Évolution de l'anomalie de la température annuelle moyenne de l'air et du cumul annuel de précipitation par rapport à la moyenne 1961-1990 à Chamonix (données Météo France).....	58
Figure 2.11. Écroulement précédant l'écroulement majeur du Pilier Bonatti dans la face ouest des Drus en juin 2005 (photo : collection personnelle L. Ravanel).....	59
Figure 2.12. Relation entre la température de l'air et les écroulements regroupés par décennie au cours de la seconde moitié du XX ^{ème} siècle (Ravanel et Deline., 2015).....	60
Figure 2.13. Sites de monitoring, d'ERT et emprise spatiale du modèle de distribution du permafrost.....	64
Figure 2.14. a. Échelles spatio-temporelles des méthodes utilisées dans cette étude. b. Dimensions spatiales du permafrost analysées et imbrication des méthodes.....	65
Figure 3.1. Aiguille du Midi. Extrait de la feuille Mont Blanc n°1 Nord à 1 :10000. IGN (1952).....	75
Figure 3.2. Géologie du groupe de l'Aiguille du Midi (Corbin et Oulianoff, 1956). Légende des auteurs : A : amphibolites ; ca : calcaires anciens ; ci : cornéennes injectées ; gi : gneiss, micaschistes et amphibolites injectés ; gl ² : glaciaire actuel ; F : faille ; P : granite du Mont Blanc ("protogine") ; Pe : zone riche en enclave ; Pg : pegmatite ; pointillé noir : zone bordière du granite (zone de contact) où l'on trouve localement, à côté du granite, les roches de faciès dioritique et syénitique (équidistance des isohypses: 20 m).....	76
Figure 3.3. Température moyenne mensuelle de l'air relevée par Météo France à l'Aiguille du Midi (3845 m).....	77
Figure 3.4. Le site de l'Aiguille du Midi (3842 m) et son système de monitoring.....	79
Figure 3.5. Dispositif de mesures des paramètres climatiques en face sud de l'Aiguille du Midi. Photo : U. Morra di Cella.....	80
Encart 3.1. Le réseau Alpin de surveillance du permafrost.....	81
Encart 3.2. Mesure de la micro-météorologie.....	82
Figure 3.6. Evolution des radiations moyennes mensuelles de courtes et grandes longueurs d'onde (RC et RL), incidentes et réfléchies (In et Re) sur la face sud du Piton Central en 2007.....	82
Tableau 3.1. Disponibilité des données de température de l'air de la station Météo France (TA MF) et des stations au nord (TA N) et au sud (TA S1, TA S2, TA S3), et de radiations (Rad S, tous types confondus).....	83
Figure 3.7. Gauche : opération de forage en face sud en septembre 2009 (photo : P. Deline). Droite : boîtier du datalogger avec son panneau solaire et tête de forage en face sud.....	83
Figure 3.8. Dispositif de tiges en acier et en bois, équipées de iButtons pour suivre l'évolution du manteau de neige (Davesne, 2012).....	84
Encart 3.3. Mesure des modalités d'enneigement.....	85
Figure 3.9. Dispositif de suivi de l'enneigement sur les faces NE et sud de l'Aiguille du Midi, avec leur minimum et maximum d'enneigement observé en 2012.....	85
Figure 3.10. Extensomètre (gauche) placé sous une protection et relié au système de télétransmission (boîtier de droite).....	86
Figure 3.11. Localisation des huit iButtons relevant la température à la surface des parois des galeries des Pitons Central et Nord de l'Aiguille du Midi.....	87
Figure 3.12. Relation entre les températures journalières des différents capteurs de surface en face sud.....	89
Figure 3.13. Température annuelle moyenne à la surface des parois (TAMSP).....	90
Figure 3.14. Évolution journalière de la température (°C) dans les forages depuis le début des relevés.....	108

Figure 3.15. Évolution journalière (juillet-septembre 2011) de l'offset de surface pour chacun des trois forages, des cumuls journaliers de précipitations à Chamonix (1042 m), et de la température de l'air à l'Aiguille du Midi. Les lignes horizontales en tiretés indiquent la moyenne de l'offset de surface pour la période affichée et pour chacun des trois forages. Les aplats de couleur indiquent les périodes où l'offset journalier est plus faible que la moyenne.....	110
Figure 3.16. Évolution du manteau nival suite à deux épisodes de précipitations estivales sur les faces sud (BH_S) et nord-est (BH_E) enregistrée par les appareils photos installés en janvier 2012.....	111
Figure 3.17. Évolution de la température journalière à BH_S entre mai et août 2012.....	113
Figure 3.18. Évolution journalière de la température dans BH_N pendant deux mois de l'hiver 2011-2012 et de l'été 2013.....	113
Figure 3.19. Évolution journalière des flux de chaleur ($W.m^{-2}$) dans les trois forages depuis le début des relevés.....	114
Figure 4.1. Règles empiriques formulées par Haeberli (1975) pour déterminer la probabilité de permafrost dans les terrains $>$ et $<$ à 20° de pente, et avec un manteau nival saisonnier Keller (1992).....	121
Figure 4.2. Distribution des points d'offset de surface utilisés pour la calibration du rock model (Boeckli et al., 2012a ; modifié).....	123
Figure 4.3. Organisation de l'« Alpine Permafrost Model ».....	123
Encart 4.1. Photo fisheye et calcul de RSIP.....	124
Figure 4.4. Appareil photo avec objectif fisheye, et photo à l'emplacement du capteur E1.....	124
Figure 4.5. Température annuelle moyenne de la surface des parois $>70^{\circ}$ à Corvatsch et à la Jungfrauoch (Suisse) pour la période 1982-2002. La ligne en tiretés épais indique l'altitude moyenne de l'isotherme $0^{\circ}C$, les lignes en tiretés fins indiquent les altitudes maximales et minimales de l'isotherme $0^{\circ}C$ pendant la période de prédiction (Gruber et al., 2004b, modifié).....	125
Figure 4.6. Exemple de modèle unidimensionnel de l'évolution de la couche active (ligne noire) dans une paroi rocheuse en Norvège (Hipp et al., 2014, modifié).....	126
Figure 4.7. Exemple de modèle stationnaire ($t=0$) et transitoire ($t= 100$ et 200) en 3D (ici seules des coupes 2D sont affichées) pour une géométrie simplifiée d'une arête alpine orientée nord-sud et culminant à 4000 m. L'état transitoire répond à un réchauffement de $3,5^{\circ}C$ sur la surface nord et de $2,5^{\circ}C$ sur la surface sud. La ligne noire correspond à l'isotherme $0^{\circ}C$ (traduit de Noetzli et al., 2007).....	127
Encart 4.2. Paramètres et procédure de modèles combinés.....	128
Figure 4.8. Enchaînement de modèle pour simuler la distribution 3D du permafrost de paroi (d'après la procédure proposée par Noetzli et al., 2007).....	128
Tableau 4.1. Avantages et inconvénients des deux approches de modélisation développées dans le permafrost de montagne.....	129
Figure 4.9. Procédure de modélisation par SIG de la température à la surface (TAMSP), et sous la couche active des parois (TAMP), et de l'indice de permafrost.....	131
Figure 4.10. Différentes conditions de parois alpines. En 1, la roche compacte et l'absence de dépôt de neige indiquent des conditions chaudes, pour lesquelles un indice de 0,1 signifie l'absence de permafrost, alors qu'il peut être présent pour le même indice en 3 (conditions favorables) du fait de la forte fracturation et de la neige (conditions froides). En 2, les conditions permettent la présence de permafrost à partir d'un indice $\geq 0,5$; les effets de la neige et de la fracturation sont présents (conditions froides) mais moindres qu'en 3. Photo prise de l'Aiguille du Midi, vue sur les Grandes Jorasses (gauche) et la Dent du Géant (droite), mars 2014... 132	132
Encart 4.3. Choix et initialisation de la température de l'air.....	133
Figure 4.11 Gradient adiabatique annuel moyen calculé à partir des relevés horaires de SAFRAN sur la période récente et par tranche altitudinale de 300 m.....	133
Tableau 4.2. Disponibilité des données de température de l'air pour des périodes pluri-décennales dans le massif du Mont Blanc.....	133
Figure 4.12. CIP-MB et distribution de l'indice de permafrost en pourcentage des parois de chaque classe altitudinale de 100 m.....	136
Tableau 4.3. Ensemble des données utilisées pour l'évaluation de la TAMSP _{mod} (fig. 7 et 10 de la Pub. 2).... 137	137

Figure 4.13. Carte de distribution de la température annuelle moyenne à la surface des parois (orthophotos/ 2008).....	164
Figure 4.14. Distribution des TAMSP _{mes} et TAMSP _{mod} à l'Aiguille du Midi entre 2007 et 2012.....	165
Figure 4.15. Carte de distribution de la température annuelle moyenne des parois sous la couche active (orthophotos/ 2008).....	167
Figure 4.16. Profils T(z) de la moyenne annuelle de la température dans les forages de l'Aiguille du Midi et TAMSP et TAMP modélisée à leur emplacement.....	168
Tableau 4.4. Valeurs d'offset de température (°C) calculées pour les années de relevés complètes dans les forages de l'Aiguille du Midi.....	169
Figure 5.1. Valeurs de résistivité pour les éléments lithosphériques en contexte et hors-contexte de permafrost. (Bosson et al., 2014, modifié).....	175
Figure 5.2. Surfusion et congélation spontanée d'un échantillon de paragneiss minéralisé (Krautblatter, 2009, modifié).....	176
Encart 5.1. La géoélectrique et l'étude du permafrost.....	177
Figure 5.3. Exemples de (a) mesures de résistivités apparentes, (b) de modèle vertical 1D (Kneisel et al., 2000, modifié), et (c) de pseudo-section 2D (Hauck et al., 2003, modifié).....	177
Figure 5.4. Dispositifs de mesure les plus couramment utilisés pour l'imagerie électrique du permafrost....	178
Figure 5.5. Matériel nécessaire à l'acquisition d'un profil électrique 2D : exemple d'application au Steintälli (Vallée de Turtmann, Valais Suisse).....	179
Figure 5.6 Exemple de pseudo section de résistivité mesurée, calculée et modèle inversé pour une procédure d'inversion par « contrainte adoucie » et par « contrainte robuste ». (Profil de paroi rocheuse, 3000 m, massif du Mont Blanc, octobre 2012).....	180
Encart 5.2. Acquisition de données en dispositif Wenner.....	181
Figure 5.7. Acquisition de données en dispositif Wenner pour construction d'une pseudo-section de ρ_a . (Marescot, 2006, modifié).....	181
Figure 5.8. Face des Grands Montets le jour de la mesure le 11.10.2012.....	187
Figure 5.9. Le site des Rachasses. La ligne rouge représente le tracé du profil ERT. L'indice de permafrost modélisé à 30 m de résolution (Boeckli et al., 2012b) et à 4 m de résolution (chap. 4) est figuré par les aplats bleu foncé (indice $\geq 0,9$), bleu clair (indice $\geq 0,5$ et $<0,9$) et jaunes (indice $\geq 0,1$ et $<0,5$).....	208
Figure 5.10. Résistivité apparente moyenne entre 40 et 120 m de longueur de surface et écarts moyens (barres d'erreur) pour les Rachasses.....	209
Figure 5.11. Modèle inversé du site des Rachasses.....	210
Figure 5.12. Incertitude du modèle inversé (a) et modèles inversés avec minimum (b) et maximum (c) d'incertitude.....	210
Tableau 6.1 : Exemple de données collectées sur les écroulements de 2011 dans le massif du Mont Blanc (L. Ravanel).....	223
Figure 6.1. Distribution de la TAMSP des parois (non englacées et $>40^\circ$ de pente) et des écroulements rocheux recensés sur le massif du Mont Blanc en 2003 et de 2007 à 2014.....	223
Figure 6.2. a : Distributions du nombre d'écroulements et de la superficie des parois par classe de TAMSP de 1°C , b : distribution relative des 523 écroulements et de la superficie des parois par classe de TAMSP de 1°C	224
Figure 6.3. Fréquences cumulées du nombre d'écroulements et de la superficie des parois. L'aplat jaune représente l'intervalle de TAMSP sur lequel se trouve 90% des écroulements.....	225
Figure 6.4. Distribution de la fréquence relative des écroulements (nombre d'écroulements/ km^2 de paroi par classe de TAMSP).....	226
Figure 6.5. Distribution des niches d'arrachement avec présence de glace par classe de TAMSP.....	244
Figure 6.6. Évolution de la température journalière à 10 m de profondeur (courbes) et de l'épaisseur maximale de la couche active (barres verticales) des forages de l'Aiguille du Midi de décembre 2009 à février 2015 (maximum de couche active non mesuré à BH_S en 2012 et 2013).....	228

Tableau 6.2. Nombre d'écroulements enregistrés par année, des températures annuelle (TAMA) et estivale moyenne de l'air à l'Aiguille du Midi (3845 m) et à Chamonix (1042 m). * Station Météo France de l'Aiguille du Midi hors service.....	229
Figure 7.1. Ligne d'acquisition géoélectrique installée le 26/09/2013 sur la face NE de l'Aiguille du Midi (photos : P. Deline).....	236
Figure 7.2. Distribution des points de mesure de la température de surface des parois en fonction de l'exposition et de l'altitude. Les points bleus indiquent les capteurs situés à l'Aiguille du Midi, les points rouges indiquent les capteurs répartis dans les autres parois du massif du Mont Blanc.....	239
Tableau 7.1. Altitude, orientation et pente de l'emplacement des capteurs en parois dans le massif du Mont Blanc (hors Aiguille du Midi).....	239
Tableau 7.2. Disponibilité des données de la température de surface des parois dans le massif du Mont Blanc, hors Aiguille du Midi (tab. 7.1 pour les acronymes).....	240
Figure 7.3. Modélisation physique du permafrost à l'aide du logiciel Feflow sur une coupe 2D des Grands Montets à l'emplacement du profil ERT. La figure du haut représente les conditions initiales du modèle : l'état thermique du site à la fin du PAG en considérant une température de surface 1,5°C inférieure à celle modélisée dans le Chapitre 4. La figure du bas représente la distribution de la température à la fin des années 2000 en considérant un réchauffement de 1,5°C à la surface pour retrouver la TAMSP du modèle (1961-1990). Les points d'observations représentés sur la figure ne sont pas reportés dans ces figures. Le trait rouge représente la localisation du profile ERT qui figure dans l'insert (Rosner, 2013, modifié).....	245
Figure 7.4. Modélisation physique du permafrost à la fin des années 2000 selon la même procédure que la figure 7.3, sur une coupe 2D du Gros Rognon à l'emplacement du profil ERT. (Rosner, 2013, modifié).....	246
Figure 7.5. Nuage de points et maillage en Triangular Irregular Network des données laserscan de l'Aiguille du Midi (Davesne, 2012).....	247
Figure 7.6. Résultats des campagnes ERT menées par A. Kemna (Université de Bonn, Allemagne) et M. Krautblatter (Université de Munich, Allemagne) en collaboration avec EDYTEM. Ces mesures ont été traitées et analysées par A. Drenkelfuss (2013). Ces résultats pourront servir à l'évaluation de modèles 2D de la température.....	247
Figure 7.7. Évolution de la température à la surface des parois des galeries de l'Aiguille du Midi (janvier 2013 à janvier 2015). L'emplacement des capteurs est indiqué sur les figures 3.11 et 7.8.....	248
Figure 7.8. Distribution des iButtons (points noirs avec lettres), de la température annuelle moyenne à la surface des galeries en 2013 (19 jours manquants) et 2014 (A à H), de la résistivité électrique (aplats de couleur, mesures réalisées en octobre 2010, M. Krautblatter, com. pers.), et de la fracturation (lignes roses, sect. 7.4.3) mesurée dans le cadre du projet de Licence de L. Ancenay (2013), avec les courbes de niveau extraites du TIN (fig. 7.5) des Pitons Nord et Central de l'Aiguille du Midi. Les petits points noirs indiquent l'emplacement des électrodes. Figure réalisée par G. Ménard (EDYTEM) et modifiée.....	249
Figure 7.9. Application du géoradar sur la face NE. Photo : Héloïse Cadet.....	250
Figure 7.10. Localisation et radargrammes calculés à partir des mesures sur la face NW du Piton Central de l'Aiguille du Midi.....	251
Figure 7.11. Principales familles de fractures observées à l'Aiguille du Midi : N50° (jaune) et N150° (rouge).....	252
Figure C.1. Distribution régionale du permafrost (indices) et ses disparités locales selon les conditions d'enneigement, de fracturation et glaciaires, dans les parois du massif du Mont Blanc. On observe le contraste entre les faces sud (ou nord) des sommets A et B qui résulte de l'effet induit par le glacier dans le bilan radiatif. La présence de possibles formations superficielles n'a pas été prise en compte.....	262
Figure C.2. Agencement des méthodes existantes et intégration de la modélisation à base physique pour développer la compréhension systémique du permafrost de paroi.....	264

Table des matières

Résumé	iii
Abstract	iv
Remerciements	1
Sommaire.....	5
Abréviations et définitions	7
Summary of the general introduction	9
Introduction générale	11
Partie I - Contexte et enjeux de l'étude du permafrost de paroi	17
Summary of Chapter 1 - Permafrost : définition, distribution and specificities in mountain	19
Chapitre 1 - Le permafrost : définition, distribution et spécificités en montagne	21
1.1. Le permafrost : « une manifestation géologique du climat »	23
1.1.1. Définition, formation et structure du permafrost	23
1.1.1.1. Un phénomène thermique périglaciaire	23
1.1.1.2. Échanges thermiques associés au permafrost.....	23
a. Le bilan d'énergie	23
b. Flux de subsurface	24
1.1.1.3. Profil thermique d'un terrain à permafrost.....	25
a. L' « offset » de surface.....	25
b. La couche active et l' «offset thermique ».....	25
c. Le permafrost.....	26
d. Utilité et limites des concepts du profil thermique du permafrost.....	26
1.1.2. Détection du permafrost.....	26
1.1.2.1. Mesures directes et indirectes.....	26
a. Mesure de la température	26
b. Approches géophysiques.....	27
c. Autres mesures indirectes	28
1.1.2.2. Marqueurs géomorphologiques.....	28
1.2. Distribution et facteurs de répartition du permafrost	30
1.2.1. Distribution planétaire et facteurs de contrôle	30
1.2.1.1. Climat zonal, continentalité et topographie.....	30
a. Distribution planétaire et température de l'air	30
b. Distribution planétaire et température de l'air	30
1.2.1.2. Permafrost alpin : interactions topographie - conditions de surface.....	32
1.2.2. Étagement du permafrost alpin et spécificités du permafrost de paroi	33
1.2.2.1. Facteurs du bilan d'énergie.....	33

1.2.2.2. Facteurs de la diffusion thermique.....	33
1.3. Les enjeux et contextes des recherches sur le permafrost.....	36
1.3.1. Un indicateur du changement climatique	36
1.3.1.1. Une « variable climatique essentielle ».....	36
1.3.1.2. Les réseaux de surveillance	37
1.3.2. Un facteur actif de la morphodynamique alpine.....	38
1.3.2.1. Mouvements gravitaires.....	38
a. Spatio-temporalité des aléas gravitaires en domaine périglaciaire	38
b. Les écroulements en contexte de permafrost et les effets en cascade	40
1.3.2.2. Risques associés à la dégradation du permafrost de paroi.....	40
Conclusion du Chapitre 1	41
Summary of Chapter 2 – Rock wall permafrost : Current research questions and application to the Mont Blanc massif	43
Chapitre 2 – Le permafrost de paroi : Problématiques actuelles et application sur le massif du Mont Blanc.....	45
2.1. État des connaissances, hypothèses et questions recherche.....	47
2.1.1. Morphodynamique des parois alpines à permafrost	47
2.1.1.1. Observations : écroulements, permafrost et périodes chaudes.....	47
2.1.1.2. Théorie et hypothèse générale	48
2.1.2. Trois axes de recherche sur le permafrost de paroi	51
2.1.2.1. Quantifier le régime thermique des parois dans différentes conditions	51
2.1.2.2. Modéliser la distribution du permafrost à l'échelle locale	52
2.1.2.3. Caractériser et valider la distribution 2D du permafrost de paroi.....	53
2.2. Le massif du Mont Blanc.....	55
2.2.1. Caractéristiques du massif.....	55
2.2.1.1. Caractéristiques structurales	55
2.2.1.2. Climat et et géomorphologie de la haute montagne du massif	57
a. Conditions climatiques	57
b. Englacement	58
c. Géomorphologie péri- et supra-glaciaire	59
2.2.2. Une intensification des écroulements rocheux.....	59
2.2.2.1. Les écroulements enregistrés depuis 2003	59
2.2.2.2. Un massif qui concentre les vulnérabilités.....	60
2.3. Objectifs, méthodes et organisation de la recherche.....	61
2.3.1. Objectifs et méthodes	61
2.3.1.1. Le monitoring à l'Aiguille du Midi	61
2.3.1.2. La modélisation statistique de la distribution du permafrost	62
2.3.1.3. La tomographie de résistivité électrique et le concept de validation.....	63
2.3.2. Organisation du travail.....	65
2.3.2.1. Trois échelles spatio-temporelles d'investigation du permafrost.....	65

2.3.2.2. Applications géomorphologiques.....	66
Conclusion du Chapitre 2	66
Conclusion de la Partie I.....	67
Partie II - Caractéristiques et distribution du permafrost de paroi : de l'Aiguille du Midi à l'échelle du massif	69
<i>Summary of Chapter 3 - Permafrost characterisation of the Aiguille du Midi rock walls.....</i>	71
Chapitre 3 - Caractérisation du permafrost des parois de l'Aiguille du Midi	73
3.1. L'Aiguille du Midi : un site pilote.....	75
3.1.1. Caractéristiques et choix d'un site supra-glaciaire	75
3.1.1.1. Localisation et morphologie de l'Aiguille du Midi.....	75
3.1.1.2. Un climat de haute montagne.....	76
3.1.1.3. Un site représentatif et accessible	77
3.1.2. Instrumentation des parois	77
3.1.2.1. Contexte des recherches.....	77
3.1.2.2. Le système de monitoring.....	78
a. Mesure de la température de surface et du microclimat des parois	78
b. Mesure de la température en subsurface	83
c. Mesures de la neige	82
d. Mesures de résistivité électrique	84
e. Mesures de la cinématique et télétransmission de données	86
f. Mesure de la température dans les galeries de l'Aiguille du Midi	86
g. Mesures complémentaires.....	87
3.2. Caractéristiques thermiques de l'Aiguille du Midi	88
3.2.1. Traitement des données.....	88
3.2.2. Principales observations et interprétations.....	89
3.2.2.1. La température de surface et le contrôle nival.....	89
3.2.2.2. Température dans les forages : contrôles de la neige et des fractures.....	91
3.2.3. Conclusions et perspectives	92
<i>Fiche Synoptique – Publication 1</i>	93
<i>Publication 1.....</i>	94
3.3. Données et discussions complémentaires.....	107
3.3.1. Les effets de la neige sur le permafrost de paroi	107
3.3.1.1. Réduction du gel hivernal : l'effet de l'isolation thermique.....	107
3.3.1.2. Réduction du dégel estival : deux processus possibles	109
a. Chutes de neige estivales	109
b. Fusion tardive	111
3.3.2. Effet de la fracturation sur la diffusion thermique.....	112
3.3.2.1. Contrôle de la chaleur latente	112
3.3.2.2. Effets de la ventilation de l'air.....	113

Conclusion du Chapitre 3	115
Summary of Chapter 4 – Modelling of permafrost distribution in the Mont Blanc massif rock walls	117
Chapitre 4 - Modélisation de la distribution du permafrost dans les parois du massif du Mont Blanc	119
4.1. La modélisation du permafrost alpin : un état de l'art.....	121
4.1.1. Premiers développements : les modèles statistico-empiriques.....	121
4.1.1.1. Approche historique.....	121
4.1.1.2. L'APMOD : premier modèle statistico-empirique calibré pour les Alpes et ses parois	122
4.1.2. Modèles à base physique	125
4.1.2.1. Interface atmosphère-surface : bilan d'énergie	125
4.1.2.2. Interface surface-subsurface : diffusion de chaleur	126
4.2. Modélisation statistique de la distribution du permafrost des parois du massif du Mont Blanc.....	130
4.2.1. Le <i>rock model</i> et la carte d'indice de permafrost	130
4.2.1.1. Application du rock model au massif du Mont Blanc	130
4.2.1.2. Cartographie de l'indice de permafrost.....	131
4.2.1.3. Évaluation du rock model.....	132
4.2.2. Principaux résultats et interprétation	134
4.2.2.1. Importance de la résolution et de l'emprise spatiale	134
4.2.2.2. Évaluation de la TAMSP modélisée.....	134
4.2.2.3. Distribution du permafrost.....	135
4.3.2. Conclusions de l'étude	138
Fiche synoptique - Publication 2	139
Publication 2.....	140
4.3. Discussions et analyses complémentaires	164
4.3.1. Sources de biais de la TAMSP	165
4.3.1.1. Distribution spatiale des écarts entre TAMSP modélisée et mesurée	165
4.3.1.2. Ajustement temporel de la TAMSP mesurée	166
4.3.2. Sources d'erreur dans TAMP et de l' <i>offset</i> de température.....	166
4.3.2.1. Réflexions préliminaires à l'évaluation de l' <i>offset</i> de température	166
4.3.2.2. Contrôle de l' <i>offset</i> de température et de la TAMSP modélisée	168
Conclusion du Chapitre 4	170
Summary of Chapter 5 – Permafrost characterisation and validation of the distributed model by electrical resistivity tomography.....	171
Chapitre 5 - Caractérisation du permafrost et validation du modèle de distribution par tomographie de résistivité électrique	173
5.1. L'ERT et ses applications au permafrost alpin.....	175
5.1.1. Principes physiques de la résistivité électrique.....	175

5.1.1.1 Principes généraux	175
5.1.1.2. Principes dans un contexte de permafrost.....	176
5.1.2. Principes méthodologiques de l'ERT.....	178
5.1.2.1. L'acquisition des données.....	178
5.1.2.2. Pseudo-sections et modèle inverse	179
5.2. Résumé des mesures et résultats de l'ERT	183
5.2.1. Choix et caractéristiques des sites de mesure.....	183
5.2.2. Méthodes : acquisition, traitement des données et validation du modèle de permafrost.....	184
5.2.3. Résultats.....	185
5.2.4. Interprétation et discussion	186
5.2.5. Conclusion de l'étude.....	188
<i>Fiche synoptique – Publication 3</i>	189
<i>Publication 3.....</i>	190
5.3. Données et discussions complémentaires.....	208
5.3.1. Le site d'étude.....	208
5.3.2. Acquisition des données et résultats.....	209
5.3.3. Interprétation et discussion du profil.....	211
5.3.3.1. Incertitude du modèle inversé.....	211
5.3.3.2. Présence de permafrost et validation des modèles distribués	211
5.3.3.3. La question de l'anisotropie.....	211
Conclusion du Chapitre 5	212
Conclusion de la Partie II	213
Partie III - Applications géomorphologiques et futurs développements	215
<i>Summary of Chapter 6– Rock fall and permafrost distributions.....</i>	217
Chapitre 6 - Distributions des écroulements et du permafrost.....	219
6.1. Recensement des écroulements et méthode d'analyse	221
6.1.1. Inventaire des écroulements	221
6.1.2. Analyse statistique de la distribution des écroulements	222
6.2. Résultats : écroulements rocheux et température des parois.....	224
6.2.1. Distribution des écroulements et des parois.....	224
6.2.2. TAMSP et observations de glace.....	226
6.3. Discussion sur le lien entre permafrost et écroulements.....	226
6.3.1. Test de l'Hypothèse géomorphologique	226
6.3.1.1. Indicateurs d'un lien écroulements-permafrost.....	226
6.3.1.2. Indicateurs de l'absence de lien écroulements-permafrost	227
6.3.1.3. Les apports du monitoring à l'Aiguille du midi et de l'ERT	227
6.3.2. Possibilités de validation des modèles de distribution du permafrost.....	229
Conclusion du Chapitre 6	230

Summary of Chapter 7– Future developments	231
Chapitre 7- Futurs développements.....	233
7.1. Croisement des méthodes et approfondissement des traitements.....	235
7.1.1. Combinaison du monitoring de la température dans les forages et de l'ERT	235
7.1.2. Quantification des effets de la neige sur le permafrost de paroi.....	236
7.1.2.1. Difficultés de l'étude de la neige sur les parois alpines	236
7.1.2.2. Perspective d'analyse quantitative des effets de la neige à l'Aiguille du Midi.....	237
7.1.3. Poursuite des campagnes ERT dans le massif.....	238
7.2. Perspectives de calibration et d'évaluation du rock model.....	238
7.2.1. Mesures de TAMSP dans le massif du Mont Blanc	239
7.2.1.1. Localisation des capteurs.....	239
7.2.1.2. Difficultés d'utilisation des TAMSPs disponibles	241
7.2.1.3. Perspectives d'évaluation et de calibration locale du « rock model ».....	241
7.2.2. Inventaire des glaciers suspendus.....	242
7.2.3. Analyse des modèles numériques d'altitude	241
7.3. Développement de modèles physiques	243
7.3.1. Carte de TAMSP et initialisation d'un modèle de diffusion thermique	244
7.3.2. Modélisation à haute résolution du permafrost de l'Aiguille du Midi	246
7.4. Mesures complémentaires	248
7.4.1. Analyse de la perturbation anthropique de la température de la roche	248
7.4.2. Mesures géoradar	250
7.4.3. Relevés de la fracturation.....	252
Conclusion du Chapitre 7	253
Conclusion de la Partie III.....	254
Summary of the general conclusion.....	255
Conclusion générale.....	257
Bibliographie.....	265
Bibliographie personnelle.....	285
Table des figures et tableaux	287
Table des matières	293