



HAL
open science

Suivi local et régional du pergélisol dans le cadre du changement climatique contemporain : application aux vallées de la Clarée et de l'Ubaye (Alpes du sud, France)

Romain Perrier

► To cite this version:

Romain Perrier. Suivi local et régional du pergélisol dans le cadre du changement climatique contemporain : application aux vallées de la Clarée et de l'Ubaye (Alpes du sud, France). Géographie. Université Paris Diderot, 2014. Français. NNT: . tel-01113468

HAL Id: tel-01113468

<https://theses.hal.science/tel-01113468>

Submitted on 5 Feb 2015

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.

Copyright

Thèse de Doctorat de Géographie
mention Dynamique des Milieux et risques (Université Paris Denis-Diderot)

Suivi local et régional du pergélisol dans le cadre du changement climatique contemporain :

Application aux vallées de la Clarée et de l'Ubaye (Alpes du sud, France)

Romain PERRIER

Thèse co-dirigée par Monique FORT (Université Denis Diderot - Paris 7)
et
Etienne COSSART (Université Panthéon Sorbonne - Paris 1)

Thèse de doctorat préparée au sein de l'UMR 8586 du CNRS (PRODIG)

Thèse soutenue le 10 décembre 2014

Membres du jury :

Monique FORT	Professeur, Université Denis Diderot - Paris 7	Directrice
Etienne COSSART	MCF, Université Panthéon Sorbonne - Paris 1	Co-directeur
Emmanuèle GAUTIER	Professeur, Université Panthéon Sorbonne - Paris 1	Présidente
Reynald DELALOYE	Professeur, Université de Fribourg	Rapporteur
Denis MERCIER	Professeur, Université de Nantes	Rapporteur
Dominique DUMAS	Professeur, Université Jean Moulin – Lyon 3	Examineur
Philippe SCHOENEICH	Professeur, Université Joseph Fourier – Grenoble 1	Examineur

Suivi local et régional du pergélisol dans le cadre du changement climatique contemporain :

Application aux vallées de la Clarée et de l'Ubaye (Alpes du sud, France)

Romain PERRIER

Thèse co-dirigée par Monique FORT (Université Denis Diderot - Paris 7)
et

Etienne COSSART (Université Panthéon Sorbonne - Paris 1)

Thèse de doctorat préparée au sein de l'UMR 8586 du CNRS (PRODIG)

Thèse soutenue le 10 Décembre 2014

Membres du jury :

Monique FORT	Professeur, Université Denis Diderot - Paris 7	Directrice
Etienne COSSART	MCF, Université Panthéon Sorbonne - Paris 1	Co-directeur
Emmanuèle GAUTIER	Professeur, Université Panthéon Sorbonne - Paris 1	Présidente
Reynald DELALOYE	Professeur, Université de Fribourg	Rapporteur
Denis MERCIER	Professeur, Université de Nantes	Rapporteur
Dominique DUMAS	Professeur, Université Jean Moulin – Lyon 3	Examineur
Philippe SCHOENEICH	Professeur, Université Joseph Fourier – Grenoble 1	Examineur

Remerciements

Voilà un long et fastidieux travail qui s'achève. Celui-ci a, tout au long de la période, été marqué par des moments de joie, de peine, par des découragements mais surtout par une multitude de rencontres qui m'ont permis, par leurs différents aspects, de mener à bien ce dur labeur. C'est au terme de celui-ci que je souhaite remercier les personnes qui, de près ou de loin, ont contribué à sa réalisation.

Tout d'abord, je tiens à adresser mes chaleureux remerciements à mes deux directeurs sans qui rien n'aurait été possible.

A Monique Fort, pour avoir contribué à ce que j'obtienne une allocation ministérielle sans laquelle ce travail ne se serait pas réalisé. Je la remercie également pour la justesse de ses remarques et pour ses exigences, tant sur le fond que sur la forme, qui bien que parfois difficiles à entendre, se sont toujours révélées être profitables. Je la remercie de m'avoir constamment incité à présenter mon travail, à l'oral ou par écrit, dans le cadre des différents colloques auxquels j'ai pu participer ou plus simplement au sein des réunions de l'AFDP. Enfin, sans son investissement, que ce soit sur le terrain ou lors des corrections de ce travail, sans ses encouragements, ma tâche aurait certainement été plus pénible.

A Etienne Cossart sans qui rien de tout ça n'aurait vu le jour. Il fait partie de ces enseignants qui ont su me donner le goût de la géomorphologie, en cours et sur le terrain et plus particulièrement le goût pour les milieux de haute montagne. Je me souviens de cet été 2007 dans la vallée de la Clarée qui fut pour moi la première approche avec un des terrains qui deviendrait celui de cette thèse. Je le remercie sincèrement pour ses échanges scientifiques, ses conseils avisés, son écoute, sa confiance, ses nombreuses relectures et sa tendance systématique à faire les meilleurs choix possibles pour l'étudiant que j'étais.

Je voudrais remercier Denis Mercier, Professeur à l'université à Nantes et Reynald Delaloye, Professeur à l'université de Fribourg, qui me font l'honneur d'être rapporteurs de cette thèse. J'exprime aussi ma gratitude à Philippe Schoeneich, professeur à l'université de Grenoble et à Dominique Dumas, professeur à l'université de Lyon d'avoir accepté d'évaluer ce travail. Enfin je remercie Emmanuèle Gautier d'accepter de présider le jury de ce travail de thèse.

Je tiens ensuite à remercier ceux qui par leur soutien technique ont contribué à la réalisation de ce travail : les membres du laboratoire de géographie physique de Meudon (LGP- UMR 8591) pour le prêt de matériel et pour m'avoir accompagné lors des missions de terrain. Je remercie en particulier Clément Virmoux pour ses talents de géophysicien et sans qui les relevés de tomographie électrique n'auraient été menés à bien, Marie Chenet pour les échanges sur les milieux froids et pour avoir porté pendant des heures des dizaines de

kilos de matériel dans des conditions plus que pénibles, C. Kuzucuoglu et D. Brunstein pour m'avoir gracieusement prêté le GPR, C. Gomez pour ses conseils sur l'utilisation du GPR, et C. Lecoeur parce qu'il fut le premier, lors des cours de L1, à me donner le goût de la géomorphologie et qui plus tard, lors de divers échanges, a su faire fructifier ma réflexion sur les glaciers rocheux.

Je souhaite par ailleurs exprimer ma plus sincère gratitude aux étudiants, amis et collègues qui m'ont aidé sur le terrain au cours des différentes missions réalisées. Merci à Remi pour ses portages dans toutes les conditions sans jamais rechigner et toujours avec le sourire, à Régis pour ses talents culinaires et notamment son "steak haché à l'eau", à Romain, Aurélien et Thomas pour m'avoir suivi et supporté pendant des heures interminables de marche dans la neige et sous la pluie, à mon ami Antoine Chabrol pour les fous rires sur le terrain ("un peu d'humour ne fait jamais de mal") ainsi que pour m'avoir invité deux fois en Grèce pour me faire partager d'autres aspects de la géomorphologie, à Elodie Briche pour avoir partagé sans sourciller une semaine de terrain, à Johnny Douvinet et Vincent Viel pour avoir accepté d'avoir fait des mesures au théodolite pendant des heures et dans le froid.

Merci à mes collègues de l'Université Paris-Diderot de m'avoir intégré au corps des enseignants lors de mes années de monitorat et lors d'une année d'ATER. Je les remercie pour les échanges partagés sur des sujets aussi divers que variés. Je m'excuse de leur avoir infligé, à de nombreuses reprises, mes plaintes sur mon travail ou plus généralement sur des sujets sans intérêts. Mes pensées vont en particulier à François Bétard, Nicolas Delbart, Malika Madelin et Vincent Viel. Merci à Emilie Lavie pour les fructueuses discussions, tant professionnelles que personnelles, pour les relectures, pour le soutien moral dans les périodes difficiles, pour les soirées et les dîners. Je remercie également Gilles Arnaud-Fassetta pour ses encouragements ainsi que pour les bons moments partagés lors des stages de L3 réalisés dans les Alpes du sud. Mes remerciements vont également à Gérard Beltrando pour avoir accepté un géomorphologue dans un colloque de climatologie et plus généralement pour sa bonne humeur.

Je remercie également mes collègues de Paris 1 avec qui j'ai pu lors d'une année de vacation échanger et progresser dans des domaines de la géographie qui m'étaient moins familiers. Merci en particulier à Antonine Ribardière, Aurélie Boissière et à Alain Sauter. Merci à mes collègues de l'université de Créteil de m'avoir permis de terminer cette thèse dans de bonnes conditions.

Je suis reconnaissant aux doctorants (et anciens) doctorants qui rendent la vie du laboratoire et plus particulièrement de la salle des doctorants si agréable et avec qui les partages ont été nombreux, que ça soit lors de soirées ou sur le terrain. Merci à Anne-Laure, Ariane, Aurélien, Benoit, Candide, Coura, Elodie, Elsa, Gashin, Laurent, Louis, Lucile, Maryem, Mélanie, Pauline, Quentin, Rémi, Safa, Sakho, Salman, Sarah, Veronica et Wahiba.

Enfin, ma reconnaissance est infinie envers mes parents, ma sœur et ma famille. Merci pour votre soutien sans faille.

در وهله اول، این تز دکتری را به گربه ملوسم تقدیم میکنم. حتی اگر رابطه هایمان گاهی خشک بودند، و حتی دردناک، اما هرگز لحظات ناب شادمانی، خنده های احمقانه و گفتگوهایمان با زبان گربه ای را فراموش نخواهم کرد... از تو سپاسگزارم به خاطر اینکه مرا بزرگ کردی و به ثمر رساندی و همچنین به خاطر زنده کردن چیزهایی در من که همیشه به آنها بی توجه بودم. بهترین خاطرات با تو بودن را تا ابد در قلبم نگه خواهم داشت.... میاو میاو میاو....

Sommaire

Introduction générale	11
Chapitre 1. Cadre scientifique : pergélisol, glacier rocheux et expression de la dégradation du pergélisol	17
Chapitre 2. Cadre physio-géographique des sites d'étude.....	67
Chapitre 3. Evolution géomorphologique des vallées de la Clarée et de l'Ubaye du Dernier Maximum Glaciaire au Petit Age de Glace : contraintes et interactions entre glacier et pergélisol ?	99
Chapitre 4. Inventaire, identification et choix de glaciers rocheux de référence	119
Chapitre 5. Modélisation spatiale du pergélisol à l'échelle régionale.....	139
Chapitre 6. Du topo-climat au contexte local : interprétations géomorphologiques et mesures de résistivité électrique	175
Chapitre 7. Fonctionnement et régime thermique de surface des glaciers rocheux.....	227
Chapitre 8. Suivi géodésique de la cinématique de surface des glaciers rocheux	263
Chapitre 9. Caractérisation et répartition spatiale de la dégradation du pergélisol dans les Alpes du sud.	289
Conclusion générale	323
Bibliographie	327
Table des Figures.....	349
Liste des tableaux.....	363
Table des matières	365
Annexes	377

Introduction générale

Depuis le premier usage du mot (Dobrowolski, 1923) puis la première définition fonctionnelle (Shumskii, 1964), l'attention scientifique portée à la cryosphère est croissante, notamment depuis la décennie 1990. Les recherches ont principalement porté sur les interactions étroites entre la cryosphère et le climat, qu'il s'agisse de la cryosphère de haute latitude ou de haute altitude. Dans les Alpes, les modèles convergent ainsi pour indiquer que la cryosphère devrait être particulièrement affectée, dans les années ou les décennies à venir, par le changement climatique : le réchauffement paraît plus élevé que la moyenne globale (Beniston and Haeberli, 2001). Parallèlement, les espaces montagnards, pour des raisons multiples, sont de plus en plus occupés par les activités humaines ; y compris le domaine de la haute montagne, où la fréquentation touristique va croissante. Pour l'ensemble de ces raisons, les scientifiques portent un intérêt grandissant à la cryosphère alpine, qu'il s'agisse d'études portant sur les réponses de la cryosphère à la variabilité climatique, ou d'études plus appliquées sur les aléas glaciaires et périglaciaires ou encore la ressource en eau. Parmi les effets les plus médiatisés de ce réchauffement climatique, on peut citer le recul et l'amincissement des glaciers, les vidanges d'eau sous glaciaire, ou les avalanches de glace (par ex GIEC, 2007; Huggel *et al.*, 2010; Käb *et al.*, 2012).

Partant de ce constat, il apparaît que le pergélisol est un élément constitutif de la cryosphère qui reste moins connu que les glaciers, sans doute eu égard à la complexité de son fonctionnement et à la difficulté de l'observer. Ce travail de thèse vise donc à contribuer à la connaissance du pergélisol alpin et plus particulièrement à tenter de comprendre son évolution dans le cadre du changement climatique.

Intérêt et état de la recherche

Défini comme du matériel lithosphérique dont la température reste durablement négative, le pergélisol *stricto sensu* caractérise uniquement un état thermique. Ce dernier permet fréquemment, sans que cela soit néanmoins systématique, la création et le maintien de glace dans le sol. Associée à des matériaux détritiques, ce mélange glace/débris constitue un « béton » qui maintient la cohésion du sol et des versants en augmentant la résistance au cisaillement (Arenson, 2002). Or, toute hausse de la température de l'air, observée dans le cadre du changement climatique, est susceptible de faire fondre la glace ou l'approcher de son point de fusion. Il en résulte une réduction de la cohésion des matériaux pouvant par conséquent entraîner des instabilités de versant. Dans ce contexte, des réseaux de suivi du pergélisol, tels que Permos en Suisse ou PermaFrance ont vu le jour. Grâce à ces derniers, l'acquisition de données toujours plus nombreuses et les travaux qui en ont résulté ont pu

pointer la dégradation du pergélisol comme un facteur à l'origine d'aléas comme les ruptures de glaciers rocheux (Roer, 2005 ; Lugon *et al*, 2008, Krysiecki, 2008 ; Bodin 2013), les coulées de débris (Lugon *et al*, 2008) ou les écroulements de paroi (Ravel, 2010).

Parallèlement, l'intérêt sociétal et économique porté à la montagne ne cesse de grandir. Pour répondre à cela, de plus en plus d'infrastructures (remontées mécaniques, infrastructure de lutte contre les aléas, refuges) se développent sur des secteurs dont on suppose, malgré la faible conscience collective, être concernés par l'occurrence du pergélisol. Dans ce contexte, comprendre et prévoir les effets du changement climatique sur le pergélisol constitue aujourd'hui un réel enjeu.

Paradoxalement, malgré son interdépendance avec les autres éléments du système-montagne, le pergélisol ne fait l'objet d'un regain d'intérêt scientifique que depuis une vingtaine d'années ; cela s'explique aisément. En effet, outre son invisibilité de surface, le pergélisol de montagne reste difficile à localiser et à étudier du fait de sa distribution morcelée, en partie induite par le relief. Ce dernier affecte directement le climat local (topoclimat), en particulier la température et les précipitations. Or ces facteurs jouent, à des degrés divers, un rôle sur le pergélisol. La réponse du pergélisol au changement climatique est ainsi plus complexe que celle des glaciers, bien modélisée par ailleurs. La réponse du pergélisol est influencée par la neige, la granulométrie de surface, la végétation, la topoclimatologie, la géodynamique locale qui constitue une véritable mosaïque de milieux, complexe, en haute montagne. Pour étudier le pergélisol, la plupart des auteurs, depuis la décennie 1950, fondent leurs travaux sur une forme de relief emblématique de l'occurrence du pergélisol : le glacier rocheux. Le glacier rocheux est une expression directe du pergélisol, et il constitue donc une fenêtre ouverte sur ce dernier. De nombreuses études de cas ont ainsi pu montrer, localement, quels sont les processus qui animent le fonctionnement du glacier rocheux, insistant par exemple sur l'accélération du fluage en contexte de réchauffement. Cependant, les nombreuses investigations locales montrent également que les comportements des glaciers rocheux sont eux aussi complexes, largement affectés par la variabilité spatiale induite par le relief, le topoclimat, ou encore le contexte géomorphologique.

Sur la base de ce constat, notre hypothèse de travail est qu'il demeure une place spécifique de l'étude du pergélisol pour les géographes, aux côtés des spécialistes qui étudient les processus locaux. Le pergélisol peut être appréhendé comme un système spatial interagissant dans l'espace et le temps avec les autres éléments de la cryosphère ou son voisinage immédiat. Dès lors, des questions géographiques peuvent émerger : dans quelle mesure les propriétés du pergélisol dépendent-elles de son contexte spatial ? d'héritages éventuels ? Il s'agit donc de formaliser les interactions qui existent autour du pergélisol alpin et de mesurer l'éventuelle inertie avec laquelle ces interactions s'organisent, notamment dans le contexte du réchauffement climatique contemporain.

Objectifs, questionnement scientifique et démarche scientifique

Le titre de la thèse reflète directement notre volonté d'aborder le pergélisol sous un angle géographique : ***Suivi local et régional du pergélisol dans un contexte de changement climatique***

Nous entendons ici par « suivi » l'examen attentif du pergélisol, à travers des indices ou des signes indirects de sa présence. Ce terme est choisi dans la mesure où il suggère la nécessité de croiser des indicateurs indirects, obtenus par des méthodes variées et complémentaires. Le suivi thermique, géophysique, sont quelques-unes de ces méthodes. Ayant leurs propres biais et imprécisions, seul leur recoupement permet de comprendre l'état et les modalités d'évolution du pergélisol.

Comme indiqué précédemment notre hypothèse se fonde sur l'intérêt de la prise en compte des contextes locaux et régionaux. L'échelle locale correspond ici au glacier rocheux et à son environnement immédiat : c'est à cette échelle que les processus élémentaires peuvent être étudiés et reconstitués. L'échelle régionale est celle de bassins-versants entiers, de l'ordre de 10^2 à 10^3 km². Cette échelle permet de constituer des points de repères pour les investigations locales : les principales caractéristiques de l'extension et de l'état du pergélisol, définies à cette échelle, permettent de positionner chacun des sites étudiés localement. Sont-ils représentatifs de ce schéma régional ? Sont-ils *a contrario* affectés par des singularités tout à fait locales ? Si oui, quelles sont ces singularités et pourquoi apparaissent-elles là et pas ailleurs ?

Enfin, nous entendons par changement climatique le réchauffement contemporain, pour lequel les séries climatiques indiquent une hausse d'environ + 2°C entre la fin du 19^e et le début du 21^e siècle dans les Alpes européennes (Auer *et al.*, 2007; Bigot et Rome, 2010). Même s'il est illusoire de pouvoir documenter l'état du pergélisol à la fin du 19^e siècle, nous souhaitons tout de même tenter d'appréhender son fonctionnement et son évolution à l'échelle pluri-décennale. Cette partie du titre indique également un de nos principaux objectifs : essayer d'identifier des symptômes de dégradation du pergélisol, voire de spatialiser cette dégradation.

Notre démarche générale, et donc l'organisation de ce manuscrit, privilégie notre entrée multi-scalaire. Avant d'effectuer un suivi du pergélisol, nous souhaitons tout d'abord reconstituer son extension, travail effectué à l'échelle régionale. Partant de cet état des lieux, nous cherchons ensuite à savoir si cette enveloppe régionale de la zone à pergélisol ne peut pas être nuancée localement : il s'agit alors de voir si, localement, les conditions ne provoquent pas le maintien de pergélisol dans des secteurs où il est *a priori* peu attendu pour des raisons d'altitudes, d'exposition au rayonnement solaire, *etc.* En opérant ainsi une

typologie des contextes dans lesquels le pergélisol se développe, nous tentons de voir si chaque type de contexte réagit au forçage climatique : existe-t-il des indices de dégradation du pergélisol ? Ces indices apparaissent-ils de façon privilégiés dans certains contextes ? Chaque indice mobilisé ici se fonde sur une méthode de suivi indirect, comme indiqué précédemment. De là ressort une difficulté majeure de notre travail, c'est-à-dire présenter chacune de ces méthodes, et notamment leurs intérêts comme leurs biais, sans pour autant nuire à la progression de notre raisonnement. Pour cette raison, nous avons pris le parti de ne pas interrompre notre progression, développant ainsi, au début de chaque chapitre, un paragraphe méthodologique. Nous ne regroupons pas ces paragraphes dans une unique partie méthodologique, qui nous aurait amené à imbriquer les apports des différentes méthodes tout en anticipant les résultats obtenus. Nous souhaitons au contraire que chaque chapitre apporte un éclairage complémentaire sur les résultats apportés par le précédent, jusqu'à obtenir une discussion finale. Cette synthèse, dont nous ne nions pas les incertitudes, a pour objet d'identifier les zones de pergélisol sujettes à une dégradation.

Choix du terrain d'étude

Le choix du terrain s'est porté sur deux vallées des Alpes du sud : les vallées de la Clarée et de l'Ubaye. Les Alpes du sud se sont imposées pour de multiples raisons. D'un point de vue climatique, la position occidentale à l'échelle de l'arc alpin et la position méridionale à l'échelle des Alpes françaises en font un carrefour climatique à la fois sous l'influence des grands flux d'ouest atlantique et aux influences méditerranéennes, au sud. D'un point de vue géomorphologique, il s'agit de deux vallées faiblement englacées et qui présentent, du fait de leur position intra-alpine, une large étendue de la frange à pergélisol. De cette étendue nous espérons faire ressortir une grande variété des contextes locaux dans lesquels se développe le pergélisol, hypothèse nécessaire à la réalisation de ce travail. A cela s'ajoute le nombre important de glaciers rocheux permettant d'en sélectionner quelques-uns qui, par leurs spécificités, peuvent être considérés comme représentatifs des différents contextes locaux identifiés. D'un point de vue scientifique, deux autres aspects en font un terrain privilégié : d'une part, la position de la vallée de la Clarée, à mi-distance entre la Vanoise et le massif du Combeynot, terrains ayant fait l'objets d'investigations récentes (Monnier, 2004, 2006; Bodin, 2007, 2013; Bodin *et al.*, 2009; Monnier *et al.*, 2011, 2013) permettra de d'approfondir les connaissances régionales tout en contribuant au réseau français de recherche sur le pergélisol (PermaFrance). D'autre part, la haute Ubaye a, dans les années 80-90, fait l'objet de nombreux travaux sur le pergélisol (Evin and Assier, 1983a; Evin, 1987b; Evin and Fabre, 1990; Evin *et al.*, 1990) : ils serviront de points de repères pour nos investigations actuelles.

Organisation du manuscrit

La caractérisation du pergélisol et de ses variations dans un changement climatique, constitue le fil directeur de ce travail. Après une mise en contexte (Partie 1), nous décrivons puis analyserons la distribution du pergélisol à l'échelle régionale (Partie 2). Dans une troisième partie, nous nous intéresserons à la distribution, à l'état et au fonctionnement local du pergélisol pour enfin, proposer une contribution à l'analyse de la dégradation du pergélisol à différentes échelles spatiales (Partie 4).

- La première partie contextualise notre travail de thèse. Elle s'attache dans un premier chapitre à présenter l'état de l'art sur le pergélisol de montagne, notamment les connaissances sur la distribution, l'état et le fonctionnement du pergélisol, ainsi que sur les relations entre glacier rocheux et pergélisol. Il s'agit par ailleurs de développer les aspects liés à la dégradation du pergélisol, en particulier les aspects liés aux conséquences du changement climatique sur les glaciers rocheux (chapitre 1). Dans un second chapitre, nous présentons les principales caractéristiques du terrain en insistant sur celles qui en font un secteur d'étude privilégié pour les travaux sur le pergélisol. Le chapitre 3 a, quant à lui, pour objectifs de préciser sur les temps long et moyen en quoi la variabilité climatique, en particulier les périodes glaciaires, ont joué un rôle sur le pergélisol et les glaciers rocheux.
- La deuxième partie traite du pergélisol à l'échelle régionale. Dans le chapitre 4, nous présentons un inventaire des glaciers rocheux, à partir duquel et selon les spécificités géomorphologiques, morphométriques et de distribution de ces glaciers rocheux nous déterminerons ceux qui feront l'objet d'un suivi détaillé. Le chapitre 5 présente un modèle régional de distribution du pergélisol ainsi que la méthode ayant permis sa réalisation.
- La troisième partie se focalise sur la distribution et l'état de la glace de pergélisol à l'échelle locale (chapitre 6), ainsi que sur son fonctionnement actuel par le biais d'investigations thermiques de surface (chapitre 7) et du suivi des déformations de surface par la géodésie (chapitre 8). Ces chapitres amènent à identifier, puis à caractériser finement, les contextes locaux dans lesquels se développe le pergélisol.
- La dernière partie (chapitre 9) est une synthèse de l'ensemble des indicateurs obtenus. Elle confronte les différents indicateurs relevés à l'échelle locale, en vue de caractériser la dégradation du pergélisol, et propose une modélisation spatiale du déséquilibre thermique du pergélisol avec les conditions climatique actuelles à l'échelle régionale.

Chapitre 1. Cadre scientifique : pergélisol, glacier rocheux et expression de la dégradation du pergélisol

Le contexte actuel de changement climatique conduit toujours davantage d'études à tenter d'analyser et d'anticiper les réactions environnementales et les réponses des systèmes morphogéniques qu'il entraîne (Haerberli et al., 1993; Slaymaker et Kelly, 2007; Haerberli et Gruber, 2009; Huggel et al., 2010; Clague, 2013). Les milieux de haute montagne, de par leur nature, font partie des environnements les plus exposés à la modification du climat. La cryosphère, qui constitue une partie de ces milieux de haute montagne et dans laquelle la glace joue un rôle majeur, semble particulièrement concernée du fait de sa grande sensibilité aux variations climatiques. Elle pourrait à terme disparaître, certes à des degrés divers, mais entraînant des conséquences hydrologiques et géomorphologiques variées.

Si, aujourd'hui, de nombreux travaux ont pour objet de mesurer les variations glaciaires récentes conséquentes au réchauffement climatique (Lemke et al., 2007), les recherches portant sur la dégradation du pergélisol alpin restent plus rares. Ces sols gelés en permanence représentent pourtant un enjeu sociétal et économique majeur, notamment parce qu'ils occupent de vastes surfaces (Boeckli et al., 2012a) et sont source d'aléas naturels (e.g. écroulements rocheux). De plus, le pergélisol de montagne constitue l'un des indicateurs les plus propices au suivi du changement climatique dans la haute montagne non englacée. L'invisibilité de surface du pergélisol et sa distribution discontinue, très dépendante des facteurs climatiques et géomorphologiques locaux, constituent toutefois des difficultés à lever en vue de son analyse. Notre hypothèse de travail est d'étudier le pergélisol par le biais de modèles qui peuvent à la fois traduire sa présence mais aussi permettre de comprendre son fonctionnement actuel et son évolution future. Le glacier rocheux constitue sans aucun doute le meilleur pourvoyeur d'informations à ce sujet. Ceci explique qu'il fasse l'objet d'études depuis de nombreuses années et que ces dernières aient pu contribuer à une meilleure compréhension du fonctionnement des sols gelés. Néanmoins, certains aspects liés à ces formes, notamment leur(s) réponse(s) morphologique(s) au changement climatique, demeurent partielles.

Après avoir présenté, dans le cadre du changement climatique, l'intérêt que revêt l'étude du pergélisol parmi les différentes composantes de la cryosphère, nous dresserons un état des connaissances sur le pergélisol de montagne en insistant sur la forme la plus emblématique de la présence de pergélisol les milieux alpins : le glacier rocheux. Enfin, après avoir défini la notion de dégradation du pergélisol, nous montrerons la façon dont les multiples impacts du changement climatique se manifestent sur le pergélisol et les glaciers rocheux.

1.1 Cryosphère, cryosphère alpine et pergélisol : intérêts du suivi

Dans le cadre du changement climatique futur prévu par le GIEC (2007), de nombreux milieux pourraient être affectés par des changements irréversibles. Parmi ces milieux, la cryosphère, constituée en grande majorité d'eau à l'état solide (neige et glace), pourrait fondre si l'augmentation de la température de l'air tendait à se poursuivre et ce d'autant plus que de nombreux modèles prédisent des effets plus marqués sur les régions froides (Slaymaker et Kelly, 2007). Ceci s'explique par le fait que les surfaces enneigées/englacées et la banquise devraient voir leur superficie se réduire, accentuant de ce fait le réchauffement de la température de l'air par augmentation de l'albédo associé à l'extension des surfaces sombres (boucle de rétroaction positive). Dans le même temps, la fonte du pergélisol de haute latitude devrait relâcher davantage de gaz à effet de serre, contribuant par la même occasion au réchauffement climatique. La cryosphère fait donc partie intégrante du système climatique en participant à sa régulation, et doit à ce titre faire l'objet d'un suivi particulier, notamment dans les secteurs marginaux, potentiellement les plus menacés par le changement climatique.

1.1.1 Définition et distribution spatiale de la cryosphère

Par définition, la cryosphère (grec ancien *κρύος*, *krúos*, « froid » et de *-sphère*, désignant une portion du globe terrestre), sous-système de la terre, est caractérisée par la présence de neige, de glace et de pergélisol. Elle comprend donc la glace de mer (banquise océanique), les plateformes de glace (*ice shelf*), les glaciers et petites calottes (*Ice cap*), le manteau neigeux, les calottes polaires (*ice sheet*), les sols gelés saisonniers ainsi que le pergélisol (*permafrost*) (French, 2007) (Figure 1-1). Les éléments qui la composent associent donc un état physique, celui de l'eau à l'état solide, et état un thermique, inférieur à la température du point de fusion. Ces deux états, à la fois proches et radicalement différents, nécessitent que le bilan radiatif soit déficitaire, à l'origine d'une basse température de l'air, ce qui, à l'échelle planétaire, conditionne sa répartition spatiale.

La cryosphère est majoritairement localisée dans les hautes latitudes (Antarctique et Arctique) mais elle concerne aussi les milieux de haute altitude. La cryosphère dite « alpine », se trouve dans les régions dites « extra-polaires » à l'intérieur desquelles on trouve la haute montagne. Dans la zone alpine, la répartition des zones englacées et des zones à pergélisol est étroitement liée à l'altitude. Ainsi, à l'augmentation de l'altitude correspond en général un abaissement régulier de la température de l'air. Les montagnes apparaissent comme des îlots de froid ou de fraîcheur, non seulement dans les régions tempérées mais aussi dans les régions de la zone intertropicale. Le rôle de l'altitude sur les températures et la nature des précipitations est à l'origine de l'étagement de cryosphère en 2 étages principaux : l'étage glaciaire et l'étage périglaciaire.

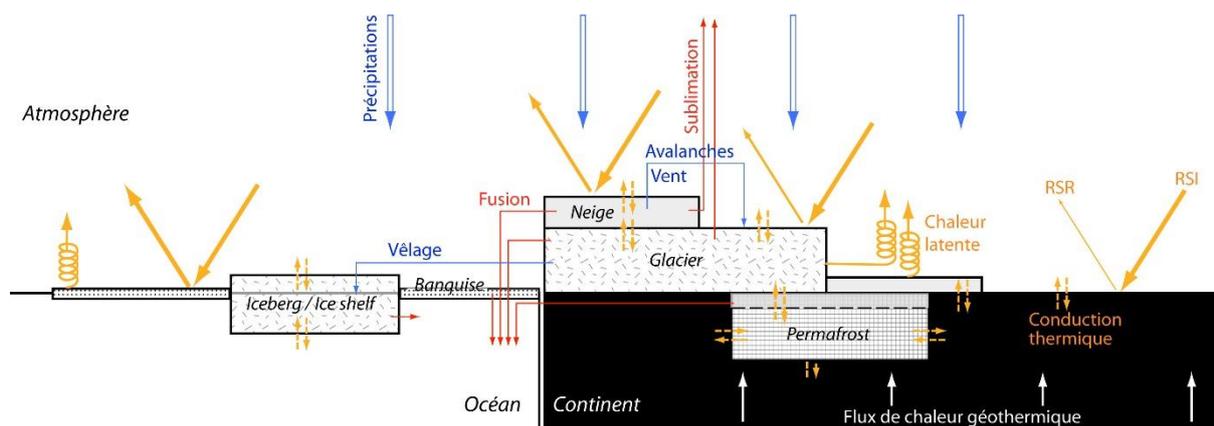


Figure 1-1. Les différentes composantes de la cryosphère (D'après Cossart, non publié)

1.1.2 Enjeux liés à la cryosphère face au changement climatique

L'intérêt du suivi de la cryosphère dans le cadre du changement climatique tient donc au fait qu'en tant que composante du système climatique, le réchauffement de la température de l'air pourrait, au-delà d'un certain seuil de température, entraîner soit le changement d'état de l'eau (du solide au liquide), soit modifier l'état thermique caractéristique en le faisant passer au-delà du point de fusion. Dans les deux cas, cette température du point de fusion correspond à un seuil thermique critique pour le devenir de ces environnements.

A l'échelle planétaire, la cryosphère constitue le plus important stock d'eau douce disponible (French, 2007). L'impact sociétal du changement climatique sur la cryosphère peut se manifester de deux façons : d'une part la réduction de cette ressource en eau, et d'autre part l'exposition accrue des milieux à des aléas naturels (augmentation du niveau de la mer, mouvement de masse divers, etc.). La géographie de ces impacts devrait en fonction de différents facteurs se traduire de façon plus ou moins exacerbée à l'échelle du globe.

Parmi ces différents facteurs, nous trouvons :

- les volumes d'eau constitués par les différentes composantes de la cryosphère pour les enjeux liés à la ressource hydrique.
- la superficie occupée par les composantes de la cryosphère. Plus celle-ci est importante, plus les terrains potentiellement concernés par les enjeux sont étendus.
- le caractère « dynamique » des milieux concernés. On considère ici que les aléas naturels susceptibles de se produire en conséquence de la dégradation de la cryosphère sont d'autant plus importants que le milieu est dynamique. La haute montagne est à ce titre particulièrement concernée du fait de son relief.

- la proximité au seuil de température du point de fusion (pour les aléas). Les régions périphériques (partie basse des étages glaciaires et périglaciaires) sont ainsi les plus menacées.

1.1.3 Pourquoi la cryosphère de haute altitude ?

A la lecture de ces facteurs, il apparaît que la cryosphère de haute latitude représente un enjeu considérable compte tenu de la superficie qu'elle représente et des ressources en eau qui y sont disponibles. Néanmoins, ces régions de haute altitude, au regard de leur caractère dynamique induit par le relief, et, pour certaines d'entre elles (les moins élevées en altitude), de leur proximité au seuil critique du point de fusion, représentent un intérêt tout aussi important dans l'étude de la cryosphère. Les enjeux y sont d'autant plus importants qu'elle est sujette à une pression anthropique forte et sans cesse croissante : tourisme, infrastructures de transport ou exploitation de ressources diverses représentent autant de facteurs qui, conjugués à une augmentation des aléas liés à la dégradation de la cryosphère, sont sources de risques. Slaymaker et Kelly (2007) justifient à ce sujet l'intérêt du suivi de la cryosphère dans les régions alpines en soulignant l'impact direct plus important de la modification de la cryosphère sur la population et les enjeux liés, que dans les régions polaires.

A cet enjeu sociétal s'ajoute un enjeu scientifique pour les géographes. Les caractéristiques et comportement de la cryosphère sont en effet largement dépendants de contextes locaux, hautement variables dans l'espace. Le poids de ces différents facteurs reste à préciser, même si de grands traits de répartition de la cryosphère de montagne sont établis.

L'altitude des différents étages de la cryosphère varie tout d'abord, et ce n'est pas spécifique au milieu montagnard, en fonction de la latitude, plus particulièrement en fonction du niveau du rayonnement solaire incident. La *Mean Annual Air Temperature* (MAAT) -2°C , révélant la limite inférieure du pergélisol, décroît ainsi suivant un rythme moyen de 33 mètres par degré de latitude depuis l'équateur jusqu'aux pôles. Le niveau de la LEG varie de façon moins régulière, en fonction notamment de la localisation de sources d'humidité. Pour cette raison, la Ligne d'Equilibre Glaciaire (LEG) est d'ailleurs plus élevée au niveau des tropiques qu'au niveau de l'équateur (Figure 1-2). Au-delà des tropiques et jusqu'aux moyennes latitudes, la baisse de l'altitude de la LEG s'effectue à un rythme variant entre 50 et 80 mètres par degré de latitude.

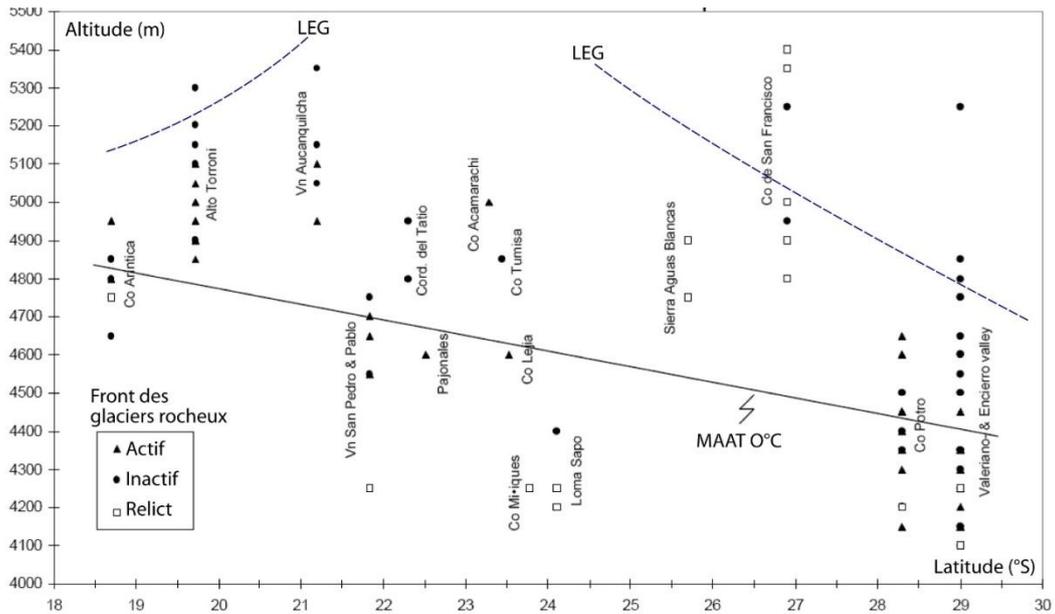


Figure 1-2. Agencement spatial de la Ligne d'Équilibre Glaciaire (LEG) et de la Mean Annual Air Temperature 0°C (MAAT) dans les Andes du sud. Noter l'élévation de l'altitude de la LEG entre 20 et 25°S. Données synthétisées par le National Snow & Ice Data Center (Boulder, <ftp://sidads.colorado.edu/pub/DATASETS/fgdc/>). Complété par Bodin (2020) et Monnier (2020)

Ce schéma est nuancé par un second paramètre, plus spécifique aux domaines de montagne : les effets de façade, plus particulièrement les oppositions entre flancs « au vent » et « sous le vent » des massifs montagneux. En effet, ces oppositions donnent lieu à des diminutions brutales du niveau de précipitations entre les secteurs exposés aux flux humides et les secteurs en position d'abri. Par exemple, dans les Alpes françaises, les précipitations décroissent de près de 40 % (à altitude comparable) sur une distance de 100 km en allant de l'ouest vers l'est. En suivant la décroissance des précipitations, les LEG s'élèvent vers le cœur des massifs montagneux et atteignent leur valeur maximale dans les portions sous le vent. La MAAT -2°C est généralement moins sensible à ces effets de façades, même si elle peut avoir tendance à s'élever également. Il en découle une opposition majeure entre des massifs exposés aux flux humides potentiellement bien englacés et des massifs abrités, plus secs, où la zone d'extension du pergélisol, entre la LEG et la MAAT -2°C, prend de l'ampleur (400 mètres dans les Alpes internes, (Francou, 1988)).

Dans ces milieux de haute montagne, la modification de la cryosphère alpine se traduit par une remontée altitudinale de cet agencement en étages, et plus particulièrement des limites entre les étages glaciaires et périglaciaires. Les secteurs potentiellement les plus menacés par l'impact du changement climatique sont donc ceux situés aux limites inférieures de ces étages pour au moins 3 raisons :

- le dépassement du point de fusion, responsable de la fonte de l'eau sous forme solide y sera plus rapide que dans la partie haute de ces étages.

- les composantes de la cryosphère, qu'il s'agisse des glaciers, du couvert neigeux ou du pergélisol, y sont en théorie moins présents, moins épais et donc plus sensibles au réchauffement de l'air.
- la pression anthropique y est la plus forte

Cependant, dans quelle mesure la mosaïque que constitue le milieu montagnard nuance-t-elle ces règles très générales ? Cette question est particulièrement peu abordée dans le cas du pergélisol.

1.1.4 Pourquoi travailler sur le pergélisol de haute altitude ?

En termes de superficie, le pergélisol alpin représente en Europe, entre 1 et 6 fois la superficie occupée par celle des glaciers alpins (Boeckli *et al.*, 2012a) et il est présent dans toutes les grandes chaînes de montagne du globe (Guodong et Dramis, 1992). Au-delà du rôle déterminant qu'il joue dans la machine climatique (Haeberli et Beniston, 1998; French, 2007; Slaymaker et Kelly, 2007), les vastes surfaces qu'il occupe font des enjeux liés à sa dégradation un défi majeur.

Bien qu'il s'agisse d'un champ de recherche relativement jeune (Haeberli *et al.*, 2010), l'intérêt scientifique ne cesse de grandir et revêt de ce fait de multiples facettes. Le pergélisol alpin est à la fois un élément clé de l'évolution du paysage, tant il est présent sous de nombreuses formes de relief (Haeberli, 1985; Haeberli *et al.*, 2006; Gruber et Haeberli, 2009). Il contribue ainsi et de manière active à de nombreux processus des milieux périglaciaires et représente aussi un acteur majeur dans le transfert des sédiments sur le temps long (Gruber et Haeberli, 2009; Gärtner-Roer et Nyenhuis, 2009; Gärtner-Roer, 2012). Or l'impact du changement climatique sur le pergélisol est susceptible de modifier la nature et les rythmes de transfert des sédiments en prenant notamment la forme d'aléas naturels (Haeberli et Gruber, 2009). La hausse des températures du pergélisol et la fonte de la glace souterraine qui y est associée sont à la fois susceptibles de modifier la fréquence et la magnitude de tels événements mais aussi d'affecter des surfaces toujours plus importantes. En outre, le caractère discontinu et tempéré du pergélisol alpin le rend plus sensible au changement climatique. Or l'attractivité grandissante que suscite la montagne d'un point de vue socio-économique, tant en termes de production d'énergie, d'exploitation des ressources qu'en termes de loisirs ou d'axe de communications, accentuent la vulnérabilité de ces enjeux aux aléas naturels (Haeberli, 1992). Cette vulnérabilité est d'autant plus importante que l'invisibilité de surface du pergélisol favorise l'ignorance, y compris de la part des décideurs, des aléas qui peuvent être associés à sa dégradation.

Tous ces aspects liés au pergélisol, qu'ils soient strictement scientifiques ou qu'ils soient associés à des enjeux sociétaux, montrent bien à quel point, au-delà des nombreux travaux sur lesquels nous reviendrons, que de jeunes chercheurs s'y soient récemment

intéressés dans leurs travaux de thèse, en particulier dans les Alpes suisses et françaises (Hauck, 2001; Gruber, 2005; Roer, 2005; Monnier, 2006; Bodin, 2007; Echelard, 2014).

1.2 Principes élémentaires liés au pergélisol alpin

1.2.1 Définition du pergélisol

Evoqué pour la première fois par Muller (1947), le pergélisol se définit par un état thermique et correspond à « un sol » (au sens large) dont la température est strictement inférieure ou égale à 0°C pendant deux années consécutives ». Cette définition stricte n'inclut donc pas la présence d'eau à l'état solide. Néanmoins, dans un contexte d'étude géomorphologique en montagne, il est fréquent de considérer une définition plus large dans laquelle la glace, sous des formes très différentes, est associée au pergélisol. La glace de pergélisol est, dans les formations meubles de haute montagne, à la fois facteur de stabilité des versants et à l'origine de la création de formes de relief particulières. Elle représente aussi un stock hydrique qui participe au fonctionnement hydrologique des bassins versants. Ces considérations impliquent d'élargir la définition du pergélisol en intégrant un autre seuil thermique correspondant au point de congélation/fusion de l'eau, dont la valeur change de quelques centièmes/dixièmes de degrés autour de 0°C selon les conditions de pression et de salinité (Delaloye, 2004; Marshall, 2011).

1.2.2 L'existence du pergélisol conditionnée par le bilan énergétique de surface.

La température de la surface de la terre dépend de flux et d'échanges d'énergie entre l'intérieur de la terre et l'atmosphère. La partie superficielle de la croûte terrestre, où se développe le pergélisol, se trouve à l'interface de ces deux éléments. En profondeur, la température élevée est à l'origine du flux géothermique, quasi constant et de l'ordre de 1°C de gradient tous les 30-60 m (Lachenbruch, 1968). Ce flux géothermique n'a que peu d'influence sur la température de surface. En surface, les flux d'énergie, majoritairement extra-terrestres, sont à l'origine d'échanges de chaleur de fréquence et magnitude plus élevés, à la fois depuis ou vers la surface. Ces flux externes sont à l'origine des variations de températures quotidiennes, saisonnières et climatiques de la surface du sol. La diversité des flux d'énergies à la fois en provenance et en direction de la terre peut se traduire par l'équation suivante exprimant le bilan radiatif global :

$$Q^* = QH + QLE + QG ,$$

où :

- Q^* est le rayonnement net, et correspond au rayonnement solaire et atmosphérique incident reçu au sol, diminué du rayonnement solaire réfléchi et du rayonnement terrestre émis ;
- QH est la chaleur sensible, c'est-à-dire les flux de chaleur qui se traduisent par une modification de la température du milieu (flux convectif ou advectif, liés au vent essentiellement) ;
- QLE est la chaleur latente, mise en jeu lors des changements de phase de l'eau, sans modification de la température du milieu (la fonte « consomme » de la chaleur, et donc refroidit le milieu, inversement pour le gel) ;
- QG est la chaleur transmise par conduction dans le sol de, ou vers, la surface (en fonction du différentiel de température entre la surface et la profondeur).

Le bilan radiatif global est, dans les milieux de montagne, complexifié par la topographie (inclinaison, orientation et altitude du relief) et les facteurs locaux (présence de neige, de végétation, nature du sol) (Figure 1-3). Haeberli *et al.* (1993) distinguent ainsi 3 échelles spatiales pour lesquelles différents facteurs influencent le bilan d'énergie et donc le pergélisol.

- échelle régionale où l'altitude influence la température annuelle moyenne de l'air
- échelle locale où la topographie influence notamment la radiation solaire incidente
- *ground scale* où la nature du sol (albédo, émissivité, rugosité) et les spécificités du couvert neigeux influencent la conductivité thermique

L'existence et l'évolution du pergélisol sont donc directement dépendantes à la fois des paramètres globaux du bilan d'énergie mais aussi de paramètres locaux qui atténuent ou exacerbent les paramètres globaux. L'identification de ces facteurs locaux et la compréhension de leurs rôles respectifs sur l'évolution du pergélisol constituent ainsi une étape préalable à l'analyse à petite échelle, notamment régionale, de la dégradation du pergélisol.

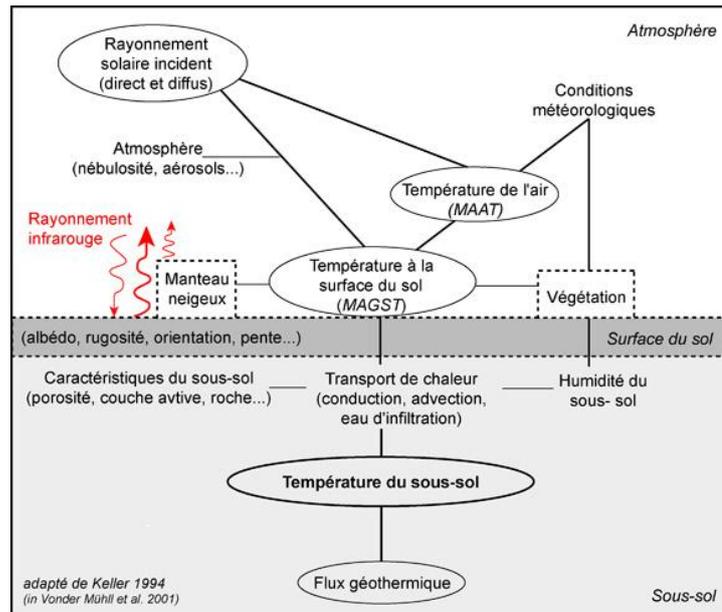


Figure 1-3. Composantes du bilan d'énergie influençant la nature du sous-sol (adapté de Keller 1994 d'après Vonder Mühll et al, 2001)

1.2.2.1 Structure thermique du pergélisol

Le bilan radiatif global et les flux géothermiques sont à l'origine de la structure thermique théorique du pergélisol (Figure 1-4, A), que l'on peut détailler de la façon suivante :

Le sommet du corps gelé en permanence est marqué par l'isotherme 0°C et est appelé toit du pergélisol. Il est généralement surmonté d'un horizon appelé couche active, qui est affecté par un dégel estival limité, de quelques centimètres à quelques mètres (Humlum, 1997). Des zones non gelées (taliks) peuvent exister à l'intérieur du corps du pergélisol. Le flux géothermique limite le gel en profondeur et délimite la base du pergélisol.

Cette structure thermique théorique est néanmoins compliquée par des facteurs locaux qui, comme l'ont montré Smith et Riseborough (2002) pour le modèle PERMABAL et Gruber *et al.*, (2004a) pour le modèle TEBAL, induisent des décalages thermiques entre la température de l'air et la température en subsurface (Figure 1-4, B.).

- Le premier décalage thermique appelé « surface offset » est induit par la neige qui, compte tenu de sa faible conductivité thermique, isole le sol de la température de l'air. Ce décalage a été modélisé numériquement (Mittaz *et al.*, 2000; Stocker-Mittaz *et al.*, 2002; Luetschg et Haeberli, 2005) mais a également été observé lors de travaux de terrain (Hoelzle, 1992; Hanson et Hoelzle, 2004; Hoelzle et Gruber, 2008).
- Le second décalage thermique, dit « thermal offset », est induit par les propriétés de conductivité thermique de la couche active (Isaksen *et al.*, 2003; Hanson et Hoelzle,

2004; Schneider *et al.*, 2012). Ainsi, une couche active majoritairement composée de gros blocs, isolera d'autant plus la surface du sol de sa subsurface, que la quantité d'air stockée entre les blocs est grande et la conductivité réduite. Il est aisé de saisir, au vu des résultats de ces modèles, que le développement, le maintien et l'évolution du pergélisol, notamment dans le cadre du changement climatique, ne peuvent qu'être difficilement appréhendés de manière globale dans les milieux de haute montagne et nécessitent d'être appréhendés dans des contextes locaux aussi variés que possible.

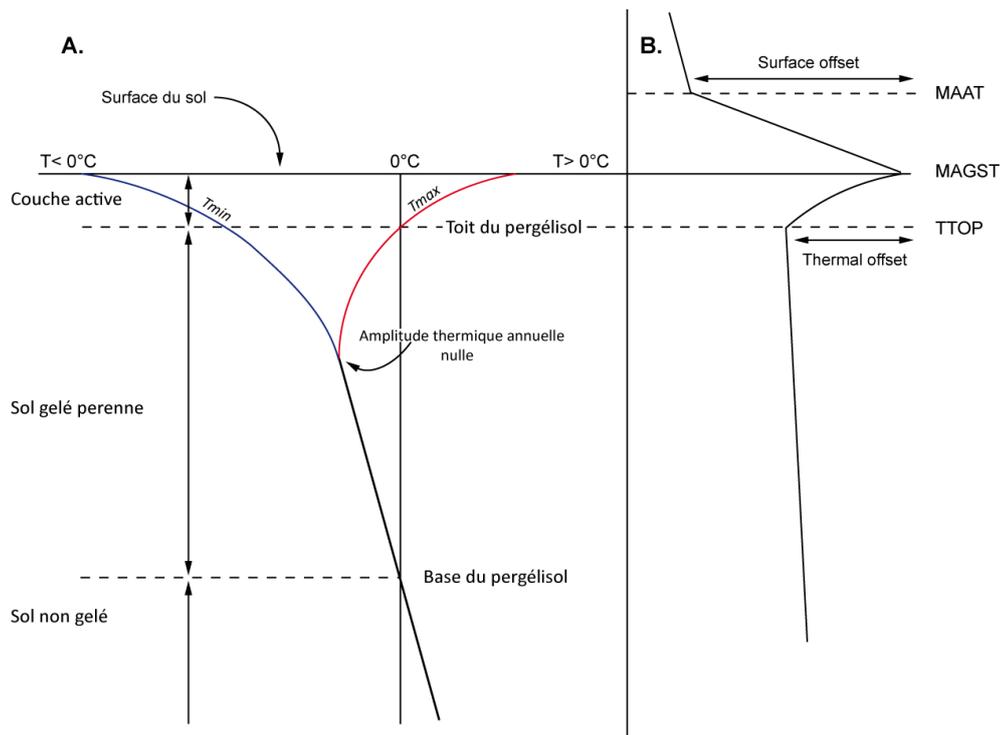


Figure 1-4. A. Profil thermique théorique du pergélisol (modifié d'après French, 2007), B. Illustration théorique du modèle de pergélisol TTOP (d'après Smith et Riseborough, 2008). Les abréviations MAAT, MAGST et TTOP signifient respectivement Mean Annual Temperature, Mean Annual Ground Surface Temperature et Temperature on Top Of Permafrost

1.2.2.2 Température théorique du pergélisol à diverses profondeurs

D'après Williams et Smith, (1989), la température théorique du sol est dépendante de 4 facteurs :

- du bilan d'énergie global à l'origine de la température de l'air
- de l'amplitude du cycle thermique annuel à la surface du sol
- des paramètres locaux de surface, notamment la neige
- de la nature du sol responsable de ses propriétés thermiques

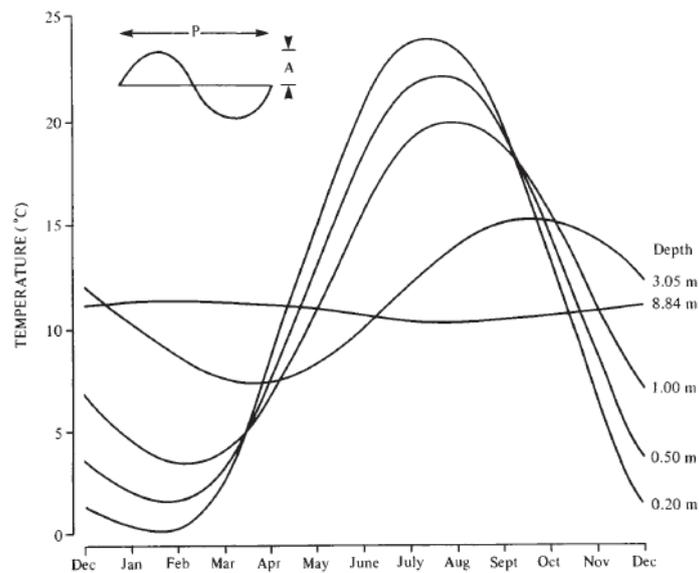


Figure 1-5. Variations de température annuelle théorique dans un sol non gelé (D'après Smith et Riseborough, 1989)

Ces paramètres sont à l'origine de variations annuelles de la température du sol dont les traits marquants sont (Figure 1-5) :

- un décalage des pics de température vers la profondeur, qui dépend de la conductivité thermique du sol.
- une atténuation de l'amplitude des variations de température en profondeur.

1.2.2.3 Influence du couvert neigeux sur le régime thermique du sol.

Le manteau neigeux, en particulier sa date de mise en place, son épaisseur en début et en fin de saison ou sa redistribution par le vent, vont contrôler tout au long de l'hiver l'importance de l'effet isolant qu'il engendre dans le sol. A l'échelle intra-annuelle, l'automne et dans une moindre mesure le printemps représentent à ce titre des périodes clés dans le régime thermique du sol. Un couvert neigeux tardif précédé par des températures de l'air négatives permet au « froid » de pénétrer dans le sol, et crée ainsi des conditions favorables au pergélisol. A l'inverse, un couvert neigeux mis en place de manière précoce et qui fait suite à une longue période de températures positives limitera l'abaissement de la température du sol pendant la saison hivernale. A l'échelle interannuelle, les hivers durant lesquels le sol s'est fortement refroidi correspondent à des enneigements peu importants, tandis que durant les hivers neigeux la baisse de température est beaucoup moins prononcée (Figure 1-6).

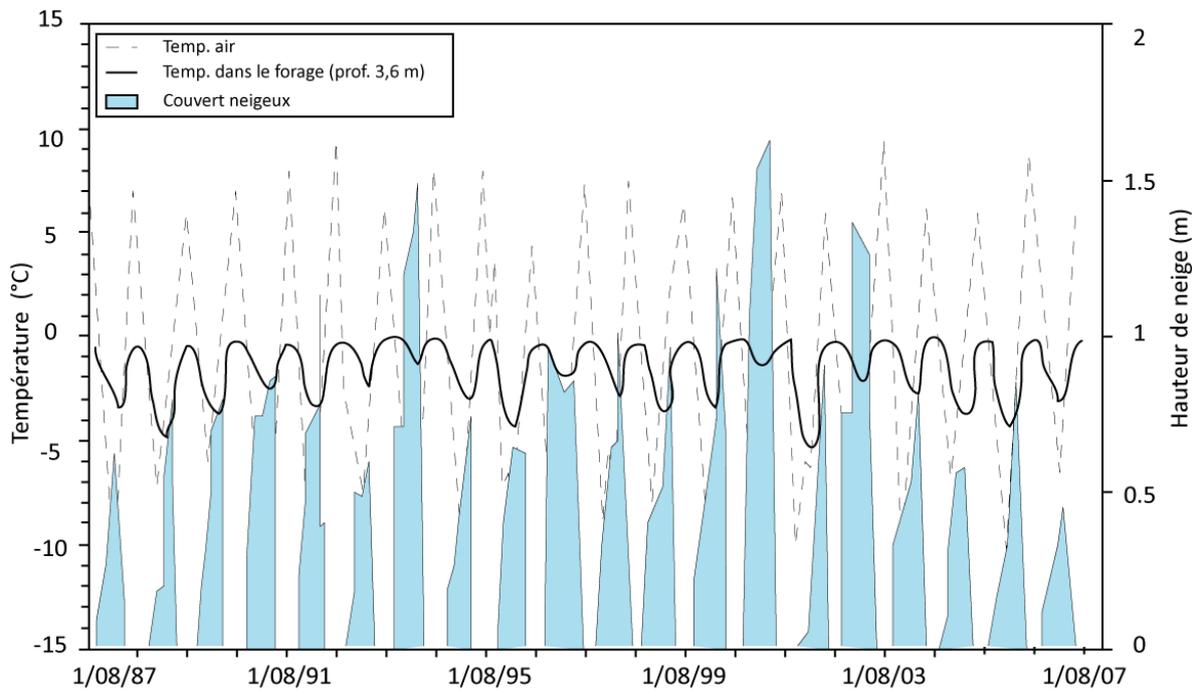


Figure 1-6. Température de l'air, hauteur du couvert neigeux et température dans le forage (prof. 3.6 m) profond du glacier rocheux de Murtèl-Corvatsch (Suisse). (Données tirées de Hoelzle et Gruber (2008))

Les géographes ont une légitimité à étudier des objets tels que le pergélisol, en les considérant comme des objets localisés dans l'espace, dont la situation même peut leur conférer des propriétés quant à leur comportement en général, et à leur réponse à un forçage climatique en particulier. Il s'agit, par le prisme de la situation géographique, de replacer glaciers et glaciers rocheux au sein des échanges de matière et d'énergie qui régissent le fonctionnement de la cryosphère.

Le fonctionnement du système qu'est le pergélisol montre que le géographe qui les étudie doit les appréhender comme des « systèmes ouverts ». Ce constat n'est pas une nouveauté scientifique, mais il permet d'insister sur la nécessité de prendre en compte le poids des contextes locaux dans lesquels se développent nos objets d'étude. Le contexte pourrait être vu ici comme l'ensemble des forces exogènes qui influencent le fonctionnement d'un système ouvert. Il rassemble ainsi l'ensemble des caractéristiques inhérentes à la situation des objets, couplées aux propriétés de leur environnement géographique immédiat. L'influence du topo-climat, des caractéristiques géomorphologiques locales, module les « entrées » des systèmes, qu'il s'agisse d'énergie ou de flux matériel. A nous, géographes, de compléter et enrichir observations existantes, encore ponctuelles, pour tenter d'améliorer les modèles illustrant tant la distribution que le comportement du pergélisol, à différentes échelles. Une de nos hypothèses de travail est d'intégrer des indicateurs géomorphologiques, notamment à travers les glaciers rocheux.

1.3 Le glacier rocheux : fenêtre ouverte sur le pergélisol alpin

Dans les milieux de montagne, la grande variabilité climatique induite par l'altitude et le relief est à l'origine d'une forte discontinuité spatiale de l'occurrence du pergélisol. Il en résulte une certaine difficulté à le localiser, ce qui a conduit les scientifiques à se focaliser sur l'observation de formes de surface traduisant sa possible présence. La forme la plus remarquable est le glacier rocheux. Le glacier rocheux, en tant qu'indicateur de la présence de pergélisol discontinu, constitue un moyen indirect de rendre compte de l'évolution du pergélisol.

A la fin des années 80, seule une douzaine de glaciers rocheux faisait l'objet d'étude visant à comprendre leur nature, leur structure interne et leur cinématique (Haeberli, 1985; Evin, 1987b; Vitek et Giardino, 1987). Depuis une quinzaine d'années, plusieurs dizaines de travaux ont été réalisées sur les glaciers rocheux du monde entier (Rocheuses, Alaska, Alpes, Pyrénées, Sierra Nevada, chaîne Scandinave, Andes, Antarctique, Himalaya, Tien Shan). Ces travaux ont porté sur des aspects très divers et ont permis d'accroître de manière exhaustive les connaissances de ces formes à différentes échelles :

- à l'échelle régionale sur la distribution, les inventaires, l'analyse statistique ou descriptive.
- à une échelle plus locale sur la structure interne, la cinématique ou la température interne et de surface.

Plus récemment et dans le cadre du changement climatique, une partie des travaux sur les glaciers rocheux s'attache à caractériser la façon dont les formes réagissent face à l'augmentation des températures de l'air.

1.3.1 Définitions du glacier rocheux ; synthèse théorique

1.3.1.1 Le débat lié à la nature des glaciers rocheux et à l'origine de la glace interne

Considéré comme une forme particulière de couverture détritique de ersant (Spencer, 1900) mais désigné pour la première fois par Capps (1910) sous le terme de glacier rocheux, le véritable intérêt pour les glaciers rocheux débute à la suite des travaux de Wahrhaftig et Cox (1959). Entre la fin des années 50 et le milieu des années 90, une multitude de travaux va ainsi s'attacher à définir et à caractériser ce qu'est un glacier rocheux (Wahrhaftig et Cox, 1959; Outcalt et Benedict, 1965; Barsch, 1971; Potter, 1972; Giardino *et al.*, 1978; Humlum, 1982; Haeberli, 1985; André, 1992; Tricart, 1992; Hamilton et Whalley, 1995). Deux écoles dominantes, aux concepts radicalement opposés, ont ainsi émergé et pendant plus de 40 ans, au travers de nombreuses publications, ont discuté de

l'origine des glaciers rocheux. La première école, couramment appelée école périglacialiste, considère les processus de genèse comme arguments principaux pour caractériser le glacier rocheux. Inspirés de la conception de Wahrhaftig et Cox (1959) mais amplement développés par Haeberli (1985) et Barsch (1996). Les travaux de cette école montrent que les glaciers rocheux sont « l'expression visible dans les paysages de montagne de la déformation lente et continue d'un corps sursaturé en glace ». La seconde école, favorable à l'idée d'un continuum spatial entre glacier et glacier rocheux, considère davantage le glacier rocheux comme une morphologie. La définition qu'en donne Potter (1972) reflète cette idée : « Un glacier rocheux est un corps composée de blocs de débris, de forme lobée ou en langue, qui ressemble à un petit glacier et qui généralement se trouve dans les régions de haute montagne ».

Au-delà des clivages théoriques liés à la définition du glacier rocheux et qui sont importants d'un point de vue strictement scientifique, l'intérêt de caractériser l'origine des glaciers rocheux fait sens lorsqu'il s'agit de comprendre leurs réactions face au changement climatique. Leur origine et surtout les relations qu'ils entretiennent avec la composante glaciaire déterminent en partie le contenu et la nature de la glace souterraine qui s'y trouve. Or la glace souterraine représente un facteur essentiel de la réponse rhéologique et morphologique du glacier rocheux à la hausse de la température de l'air.

1.3.1.2 Ecole glacialiste vs école périglacialiste

Les auteurs de l'école glacialiste, favorables au continuum glacier/glacier rocheux, considèrent que des derniers sont le fruit de l'enterrement et de la déformation de la glace de glacier ou au moins de corps massif de glace (Lliboutry, 1965; Potter, 1972; Whalley, 1974; Clark *et al.*, 1998; Potter *et al.*, 1998; Whalley et Palmer, 1998). S'ils ne nient pas l'existence de glacier rocheux d'origine périglaciaire, ces auteurs doutent de l'existence de glace de pergélisol dans les glaciers rocheux et considèrent qu'ils sont le fruit de processus exclusifs au domaine glaciaire. Pour Hamilton et Whalley (1995) ainsi qu'Azizi et Whalley (1996), le contenu en glace de pergélisol des versants ne peut pas être suffisamment important pour expliquer seul la déformation et la reptation des débris. Pour Johnson (1983) et Whalley (1974), la déformation du mélange glace (d'origine souterraine)/débris ne peut se faire car la résistance au cisaillement augmente lorsque la glace se forme dans les vides. Pour Clark *et al* (1998), les mécanismes à l'origine de la formation de glace de pergélisol dans les versants sont trop peu connus pour expliquer l'origine périglaciaire des glaciers rocheux.

L'école périglacialiste considère que les glaciers rocheux sont le fruit de la déformation sur les versants du mélange de glace et de débris (*ice/rock mixture*) dans des conditions d'occurrence du pergélisol. Pour les auteurs de cette école, la glace est essentiellement présente sous la forme de glace interstitielle ou de glace de ségrégation (Barsch, 1987, 1988, 1992; Haeberli *et al.*, 1988; Haeberli et Vonder Mühl, 1996), ce à quoi Haeberli (2000) ajoute qu'en présence de pergélisol (s.s.) la glace de glacier ou les névés

glace formée en surface) puisse être intégrée aussi dans le modèle de développement périglacialiste.

Enfin, certains auteurs reconnaissent la diversité des processus de formation des glaciers rocheux et de l'origine de la glace. Pour Vitek et Giardino (1987, p8) "*several processes are capable of creating similar forms*". Pour Berthling (2011) et Berthling et Etzelmüller (2011), les glaciers rocheux n'appartiennent ni au domaine périglaciaire, ni au domaine glaciaire, ni à un système en interaction entre ces deux domaines. Ces deux auteurs développent le concept de *cryo-conditionning landform*, fortement axé sur la conceptualisation de processus communs (notamment thermique) aux deux domaines et qui puissent être utilisés dans tous les environnements où le froid est le moteur de nombreux processus. Enfin, d'autres auteurs (par ex Johnson, 1984; Humlum *et al.*, 2007; Fort, 2003), sans remettre en question les théories glacialistes et périglacialistes, considèrent que des processus de forte magnitude du type écroulement sont également susceptibles d'être à l'origine de la formation d'un glacier rocheux.

A la lecture des arguments avancés par les deux écoles, la controverse quant à la définition du glacier rocheux porte sur deux aspects : i) la morphologie du glacier rocheux et ii) l'origine de la glace et les processus de genèse du glacier rocheux. La classification des glaciers rocheux revêt un intérêt particulier lors du suivi de ces formes à l'échelle régionale. En effet, la difficulté à suivre de manière détaillée chacun d'entre eux contraint à réduire les mesures sur un échantillon restreint considéré comme représentatif de l'ensemble des formes. Le choix des individus sélectionnés doit donc se faire sur la base de critères pertinents qui doivent eux-mêmes pouvoir être aisément indentifiables à partir de sources diverses (notamment les photographies aériennes) couvrant la région étudiée.

1.3.2 La morphologie peut-elle suffire à définir le glacier rocheux...

1.3.2.1 Une ou plusieurs morphologies ?

Pour certains auteurs (Whalley et Martin, 1992 ; Hamilton et Whalley 1995, Whalley et Azizi, 2003) le critère morphologique doit être le critère principal devant être utilisé pour caractériser un glacier rocheux.

En 1910, Capps décrit une forme bien spécifique « de longues langues de débris, aux rebords bien marqués, suggérant un écoulement visqueux et qui se localisent en fond de cirque ou de vallée glaciaire du domaine froid ». Plus tard, Wahrhaftig et Cox (1959) conservent le terme de glacier rocheux pour décrire une gamme plus vaste de formes dans des contextes plus diversifiés : c'est ainsi qu'émergent les termes de *tongue-shaped rockglacier* (en langue), de *lobate rockglacier* (lobé) et de *spatulate rockglacier* (en spatule) (Figure 1-7), constituant alors la première nomenclature morphologique. Pour Potter (1972),

« a rockglacier is a tongue-like or lobate body usually of angular boulders that resembles a small glacier, generally occurs in high mountainous terrain, and usually has ridges, furrows and sometimes lobes on its surface and has a steep front at the angle of repose ». Un glacier rocheux doit ainsi être plus long que large et se développer en fond de vallée (*valley-floor rockglacier*) et voir ses matériaux issus de couloir de débris. Si la forme est plus large que longue, se développe sur un versant (*valley-wall rockglacier*) et dont les matériaux sont issus d'un talus, il s'agit pour Whalley et Martin (1992) d'un protalus. D'après eux, la distinction entre protalus et « vrai » glacier rocheux n'est pas une question de processus de formation, de rhéologie, de structure interne ou de conditions environnementales mais uniquement de morphologie et de localisation.

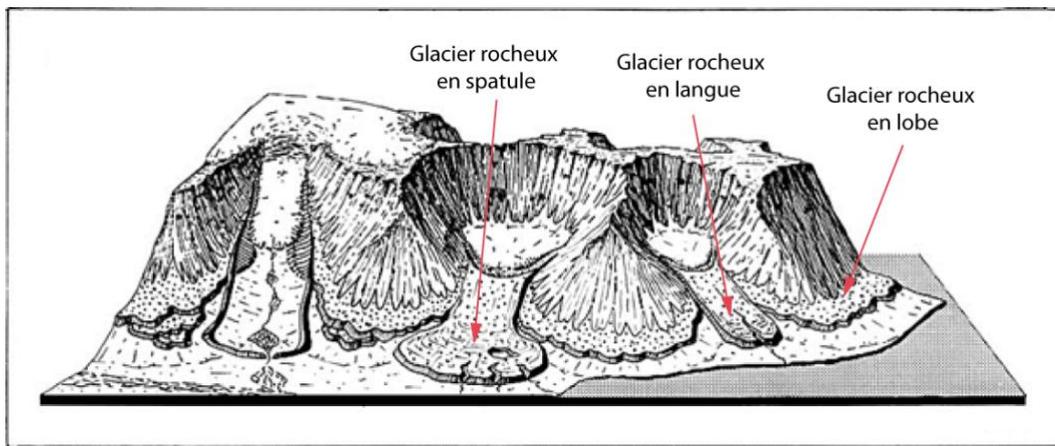


Figure 1-7. Les différentes morphologies de glaciers rocheux. Modifié d'après Humlum (1982)

1.3.2.2 Description et morphométrie.

Bien que caractérisé par une multitude de formes (langue, lobe, spatule, multi-lobée, etc.), le glacier rocheux revêt une identité morphologique forte qui le distingue des terrains adjacents (Figure 1-8). De dimensions variables, souvent pluri-hectométriques, il domine son environnement immédiat par sa hauteur, 10 à 30 m, ainsi que par des rebords raides (35-50°) et réguliers. La présence d'un talus frontal, aussi appelé front du glacier rocheux, est un critère indispensable ; dans le cas des formes les plus vives et les plus abouties, il forme un contact anguleux avec la surface amont du glacier rocheux (Wahrhaftig et Cox, 1959) ainsi qu'avec le « plancher » sur lequel il repose. En surface, il présente un profil transversal convexe, orné d'une morphologie ordonnée caractéristique, bien que non systématique. Dans les cas les plus aboutis, se succèdent des bourrelets longitudinaux à l'amont, suivis d'une alternance de bourrelets et sillons transversaux plus ou moins concentriques à l'aval. Parfois absents, ces bourrelets transversaux constituent néanmoins pour Hamilton et Whalley (1995) un critère essentiel de l'identification d'un glacier rocheux.



Figure 1-8. Un exemple de glacier rocheux, en contrebas de l'Aiguille de Chambeyron (3412 m), en haute Ubaye. Noter la présence de bourrelets transversaux et concentriques dans la partie aval. Cliché de F.Brunoz

Les matériaux de surface qui le composent sont de deux types et sont étroitement liés à la nature de la source de sédiments (macro ou micro-gélive) (Evin, 1985, 1987a). Cette granulométrie de surface est en général caractérisée par des blocs jointifs de tailles pluri-décimétriques à métriques laissant des vides entre eux, à l'origine de la structure dite *openwork* (Figure 1-9, B). Plus rarement, les matériaux sont d'une taille plus réduite, alternant blocs infra-décimétriques et matériaux fins, sans vides d'air (structure fermé). Les rebords de glacier rocheux révèlent que leur composition est en fait plus complexe, notamment lorsque la structure est *openwork*. On peut y observer, la présence de gros blocs en surface, sur quelques mètres d'épaisseur et des rebords constitués de matériaux plus fins (Figure 1-9, A) révélant au passage de quoi est en partie composé l'intérieur du glacier rocheux (Barsch, 1996).

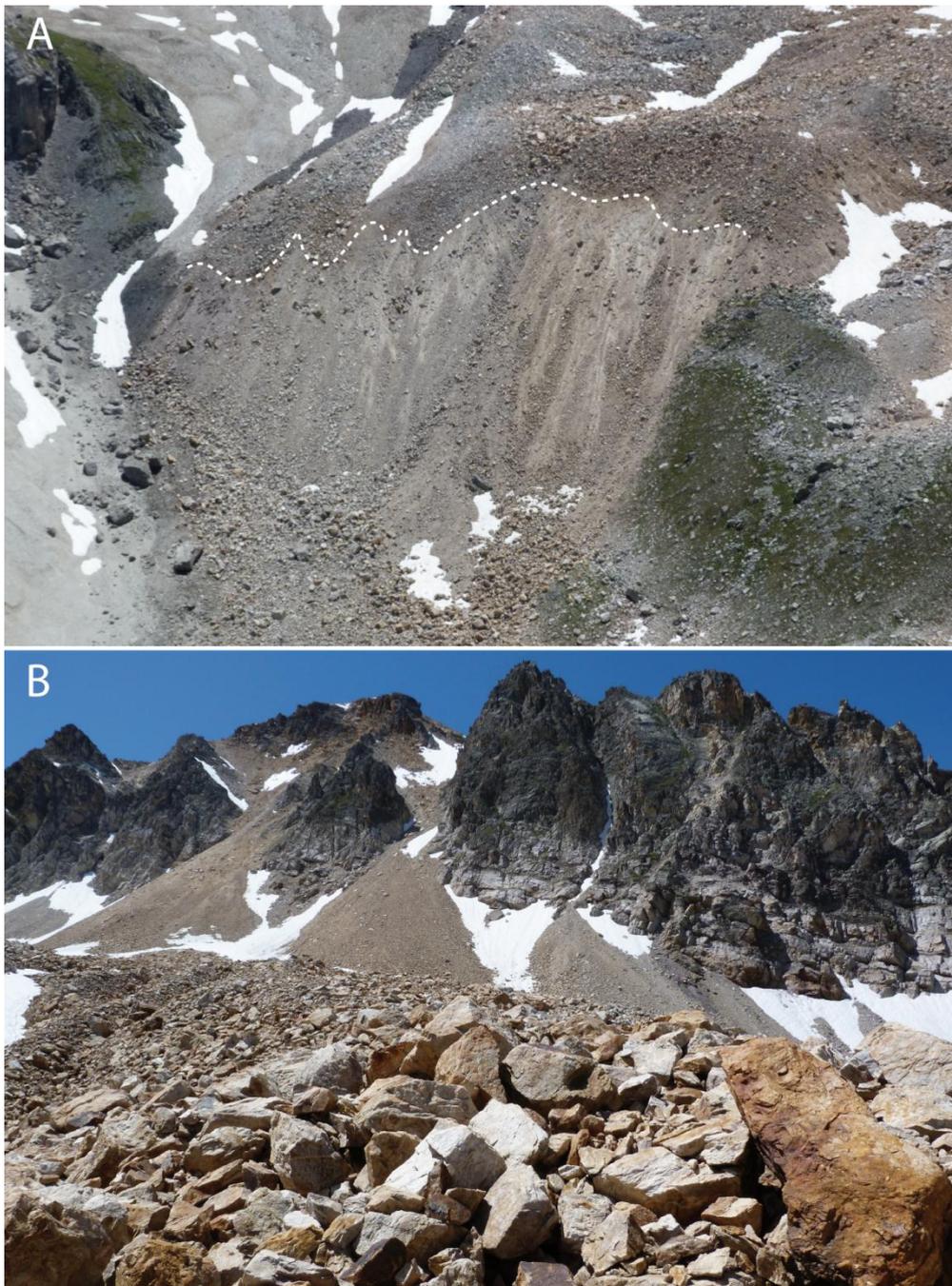


Figure 1-9. A. Illustration du granoclassement dans la partie frontale du glacier rocheux du Lac Rouge, Haute Clarée. La ligne blanche discontinue marque la limite entre les blocs de surface et les matériaux fins B. Illustration d'une surface dite openwork sur le glacier rocheux du Lac Rouge

L'idée de définir le glacier rocheux uniquement par la morphologie semble *a priori* pratique puisque cela permet de s'affranchir des controverses liées au processus de genèse et à l'origine de la glace. Ceci explique en partie que de nombreux auteurs aient pris parti pour ce critère d'identification jusqu'aux premières investigations de la structure interne des glaciers rocheux (Haeberli, 2000; Haeberli *et al.*, 2006). Cela peut néanmoins être source de confusions entre des formes *a priori* similaires mais dont l'origine est totalement différente.

C'est notamment le cas entre le glacier rocheux et le glacier couvert (Fort, 2003; Haeberli *et al.*, 2006) ou entre certains mouvements de masse et le glacier rocheux (Fort, 2003). En outre, l'utilisation du seul critère morphologique cantonne le glacier rocheux à un simple élément du paysage alors que celui-ci doit être considéré comme un système (Johnson, 1983; Berthling, 2011).

1.3.3 ... ou les processus de genèse et la géodynamique locale sont-ils plus adaptés ?

Les glaciers rocheux sont un mélange entre des débris rocheux et de la glace. Pourtant, l'origine de la formation des glaciers rocheux et en particulier de la formation de la glace à l'intérieur du corps des glaciers reste débattue, voire mal connue. Les périglacialistes (Haeberli, 1985; Barsch, 1988, 1996) tendent à expliquer l'origine de la glace par i) l'enfouissement de neige annuelle ou de névé sous des débris ; ii) la percolation de l'eau de fonte (période estivale) et la formation soit de lentilles de glace de ségrégation, soit de glace interstitielle. Les débris, issus de talus, vont ainsi se mettre à fluer par reptation sous l'effet de la déformation du mélange glace/débris et former le *talus-derived rockglacier* (Figure 1-10).

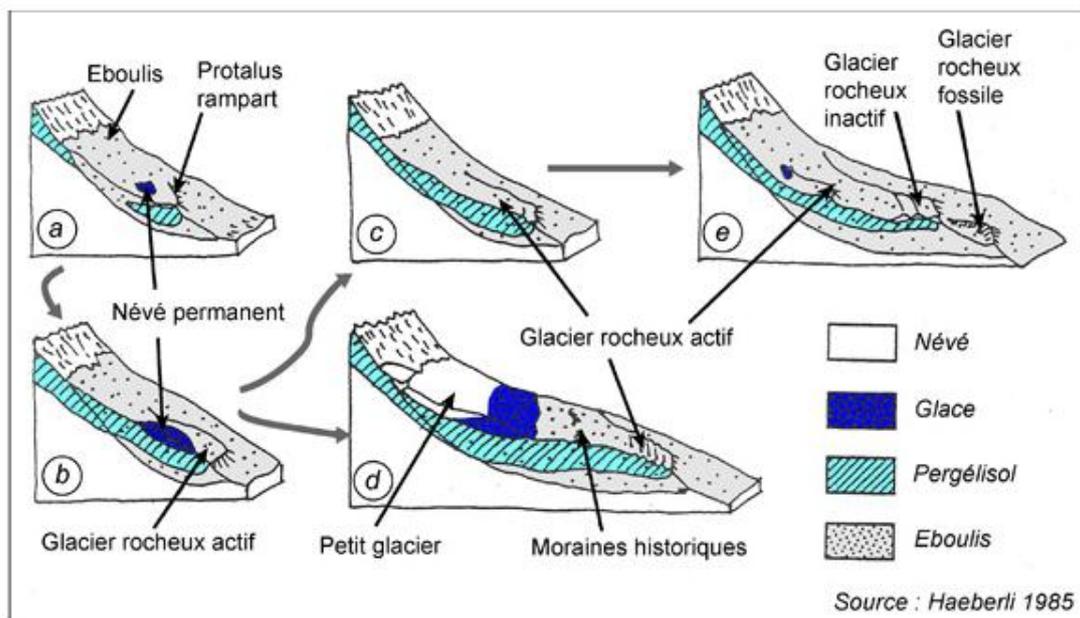


Figure 1-10. Modèle périglaciaire du développement d'un glacier rocheux (modifié, d'après Haeberli 1985). Le développement primaire (a) montre une forme en replat au pied d'un éboulis gelé. Suivant les conditions locales, plusieurs configurations de glaciers rocheux sont possibles (c, d et e)

Les auteurs favorables au continuum glacier/glacier rocheux (Potter, 1972; Ackert Jr, 1998) sont partisans de la transformation, dans sa partie aval, d'un glacier en glacier couvert

(*debris-covered glacier*) puis en glacier rocheux (cf. *glacier-derived rockglacier*) voire d'une alternance entre des phases glacier rocheux/glacier couvert (*debris-cover mode* et *rockglacier mode* de Ackert Jr 1998) (Figure 1-11). Ce concept nécessite néanmoins plusieurs conditions (Berthling, 2011), d'une part que la présence de pergélisol soit établie, d'autre part que la fonte du corps massif de glace ne se fasse pas plus rapidement qu'il ne faut de temps pour qu'une forme de surface cohésive (glacier rocheux) ne se développe.

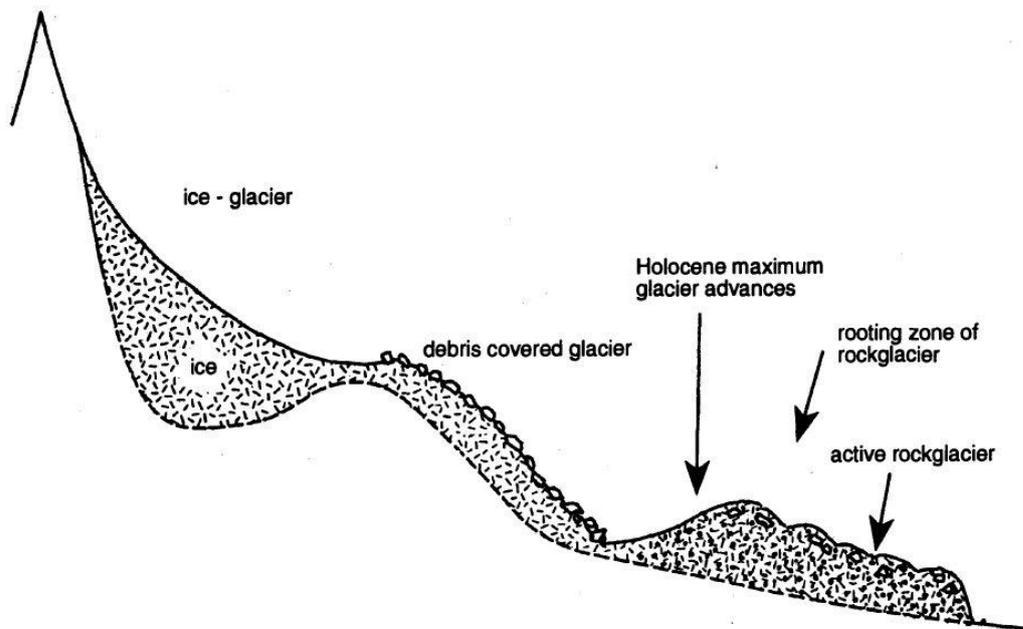


Figure 1-11. Modèle du type « continuum glacier/glacier rocheux » de développement d'un glacier rocheux (modifié de Barsch, 1996)

1.3.3.1 Nomenclature des glaciers rocheux

Depuis les travaux de Wahrhaftig et Cox (1959), le nombre de nomenclatures liées aux glaciers rocheux est quasiment aussi important que le nombre d'auteurs ayant travaillé sur cette forme de relief. L'exacerbation des débats autour des processus à l'origine de la formation des glaciers rocheux, de leur morphologie ou de leur position topographique a conduit à la diversité de ces nomenclatures (Tableau 1-1).

Bien que l'origine ou la morphologie des glaciers rocheux soient toujours en débat, tous s'accordent à dire que certaines conditions doivent exister pour expliquer la présence de glacier rocheux. Il est généralement admis qu'il y a au moins 3 prérequis pour l'existence d'un glacier rocheux : i) un versant/paroi rocheuse capable de fournir des matériaux ii) un relief topographique permettant l'accumulation de matériaux en pied de versant iii) un climat suffisamment froid pour permettre la genèse et le préservation de glace de subsurface.

Dans ce contexte, Berthling (2011) propose la définition suivante : « *the visible expression of cumulative deformation by long-term creep of ice/debris mixtures under permafrost conditions* ». Cette définition porte à la fois sur les processus de genèse (*long-term creep*) et la morphologie (*deformation*) sans toutefois donner d'indications sur l'origine et la nature de la glace.

Tableau 1-1. Nomenclature et critères d'identification des glaciers rocheux utilisés par différents auteurs

Auteurs	Critère(s) d'identification	Nomenclature
Barsch (1988)	Origine	Talus rockglacier
		Debris rockglacier
Outcalt et Benedict (1965)	Position topographique	Valley-side rock glacier
		Valley-floor rock glacier
Wahrhaftig et Cox (1959), Humlum (1982), André (1992)	Morphologie	Lobate rock glacier
		Tongue-shaped rock glacier
Giardino <i>et al</i> (1978), Humlum (1988)	Origine	Talus-derived rockglacier
		Glacier-derived rockglacier
Haeberli (1985)	Dynamique	Actif
		Inactif
		Fossile
Hamilton et Whalley (1995)	Morphologie et position topographique	Protalus (valley wall)
		Rockglacier (valley floor)
Humlum (2007)	Origine	Avalanche-derived rock glacier
Potter (1972)	Origine	Ice-cored
		Ice-cemented
Capps (1910)	Morphologie	Rock glaciers
Monnier (2006)	Aspect de surface	Glacier rocheux frais
		Glacier rocheux dégradé
Ikeda et Matsuoka (2006)	Granulométrie de surface	Pebbly rockglacier
		Bouldery rockglacier

1.3.4 Structure interne et cinématique des glaciers rocheux

La connaissance de la structure interne des glaciers rocheux, notamment du contenu et du type de glace, revêt un intérêt majeur dans le cadre de la compréhension de la réponse de ces formes au changement climatique.

- d'une part, les caractéristiques (glace massive/glace interstitielle) de cette glace sont en partie responsables des spécificités de l'écoulement (Lliboutry, 1965; Benn et Evans, 2010) et donc de la potentielle déstabilisation/rupture du glacier rocheux.
- d'autre part, ces mêmes caractéristiques peuvent expliquer certaines particularités morphologiques de surface, notamment des dépressions, des affaissements et des formes de thermokarst, qui potentiellement peuvent être liés à la dégradation du pergélisol ou plus généralement à la fonte de la glace souterraine.

1.3.4.1 Les observations directes de glace souterraine.

Les premières observations de la structure interne des glaciers rocheux ont été réalisées à la faveur d'ouvertures naturelles (Figure 1-12) ou lors d'excavations d'ingénierie civile. Ces dernières révèlent systématiquement la présence d'une couche supérieure non gelée et composée de débris de tailles diverses (Barsch, 1996). Sous celle-ci, la présence de glace de nature variée (glace massive, lentilles de glace, glace interstitielle) a été observée (Potter, 1972; Fisch *et al.*, 1978; Vitek et Giardino, 1987) révélant au passage l'extrême complexité de la formation des glaciers rocheux et de la nature de la glace.

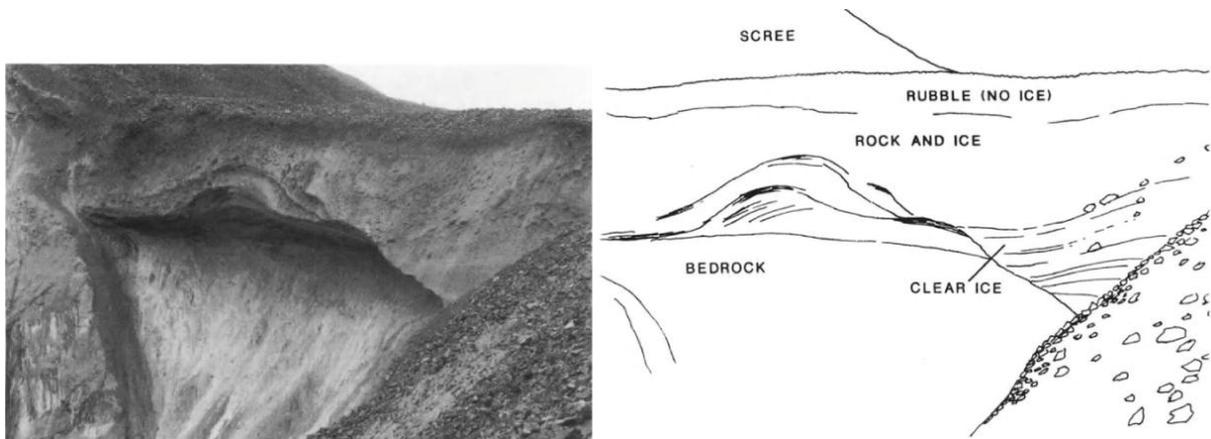


Figure 1-12. Exposition de glace massive et de glace interstitielle à la faveur d'un effondrement sur un glacier rocheux de la région de Red Mountain, Colorado, USA. D'après Moore et Friedmann, 1991 dans Barsch, 1996

1.3.4.2 La structure interne des glaciers rocheux : apport de l'imagerie géophysique et des forages profonds.

Dans les années 70/80, les forages (profond ou non) effectués sur les glaciers rocheux suisses (Barsch, 1977; Barsch *et al.*, 1979; Haeberli *et al.*, 1988; Haeberli, 1989) ou états-

uniens (Johnson Jr. et Nickling, 1979) permettent de préciser les connaissances sur les différents « strates » qui composent classiquement un glacier rocheux. On trouve ainsi :

- une couche externe correspondant à la couche active et généralement composée de blocs surmontant des matériaux plus fins
- une couche intermédiaire composée de sédiments gelés correspondant au corps de pergélisol stricto sensu. La glace y est présente sous forme de glace interstitielle ou de lentilles dont la teneur varie entre 30 et 70 % du volume glace/débris (Barsch, 1977 ; Haeberli *et al.*, 1988). Barsch (1996) souligne à ce titre l'absence de glace massive d'origine glaciaire
- une couche inférieure composée de sédiments non gelé
- à la base de ces 3 couches se trouve le substrat rocheux

Plus récemment, les forages profonds et sondages géophysiques effectués sur de nombreux glaciers rocheux confirment les observations précédemment réalisées, notamment sur la présence de glace interstitielle/lentilles de glace (Arenson *et al.*, 2002; Croce et Milana, 2002; Farbroth *et al.*, 2005; Ikeda, 2006; Bodin, 2007). Ces travaux, en particulier les forages réalisés par Arenson *et al.* (2002), attestent que la structure interne correspond aux schémas présentés, où une couche active, généralement composée d'une structure *openwork*, surmonte un horizon fait d'un mélange de débris et de glace de nature variable (interstitielle/lentilles de ségrégation), laquelle surmonte la roche en place (Figure 1-13). Barsch (1996) souligne toute de même que d'importantes variations latérales, notamment dans la teneur en glace, peuvent se présenter sur de courtes distances (100 m) reflétant toute la complexité de son origine et des processus liés à sa formation. Ceci est d'autant plus vrai que pour une même nature de glace (interstitielle/lentilles de ségrégation), les volumes de glace peuvent d'un glacier à l'autre varier du simple au double.

En dépit de nature et de teneur en glace variables, les résultats présentés par les auteurs cités montrent dans tous les cas une origine strictement périglaciaire de la glace souterraine contenue à l'intérieur des glaciers rocheux.

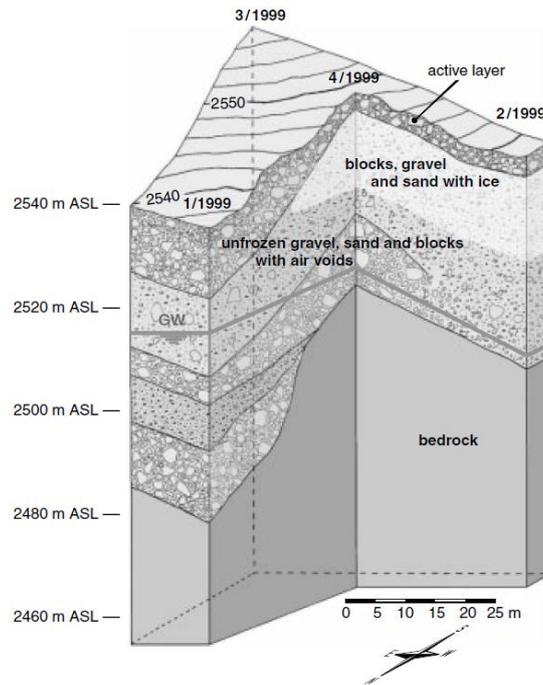


Figure 1-13. Structure interne du glacier rocheux de Muragl (Alpes suisses) déterminée à partir de forages profonds. Tiré d'Arenson et al, 2002

D'autres travaux (Evin, 1987b; Vonder Mühl et Klingelé, 1994; Guglielmin *et al.*, 2001; Ribolini *et al.*, 2010; Monnier *et al.*, 2011, 2013) infirment l'idée selon laquelle la glace massive d'origine glaciaire n'existe pas dans les glaciers rocheux. Leurs résultats font apparaître la présence de corps de glace massive à l'intérieur des glaciers rocheux. Des données récentes détaillées de forages réalisés dans un des lobes du glacier rocheux de Foscagno (Guglielmin *et al.*, 2001) permettent aux auteurs de proposer une stratigraphie différente de celle du glacier rocheux de Muragl. D'après les résultats de Guglielmin *et al.*, (2001) la structure interne de ce glacier rocheux montre la présence d'une couche active composée de matériaux grossiers (2.5 m d'épaisseur) en dessous desquels se trouvent des matériaux plus fins, d'un horizon de glace massive (15 m d'épaisseur), lui-même superposé à un niveau hétérogène (blocs, graviers, sables) non gelé (6 m d'épaisseur). Des analyses cristallographiques (Guglielmin *et al.*, 2004) et des isotopes de l'oxygène (Stenni *et al.*, 2007) réalisés à partir d'échantillons prélevés dans la glace (entre 2.5 et 7.65 m de profondeur) révèlent une double origine de la glace : entre 2.5 et 4 m de profondeur, la glace a été formée par des processus liés au gel/dégel. En dessous de 4 m, la glace provient de l'enfouissement d'un glacier.

1.3.4.3 Le mouvement des glaciers rocheux

Depuis plus de 40 ans, de nombreux travaux ont porté sur le suivi des mouvements des glaciers rocheux. Qu'ils aient été réalisés dans le cadre de la compréhension du fonctionnement des *debris-covered rockglacier* (Potter, 1972), des *talus-derived rockglacier*

(Haeberli, 1985; Hausmann *et al.*, 2006), d'une approche méthodologique (Kenyi et Kaufmann, 2003; Lambiel et Delaloye, 2004; Kääh, 2005; Strozzi *et al.*, 2004 ; Roer et Nyenhuis, 2007), de travaux de synthèse (Haeberli, 2000; Roer, 2005), de l'impact du changement climatique (Roer *et al.*, 2005, 2008; Kääh *et al.*, 2007b; Ikeda *et al.*, 2008; Krysiecki *et al.*, 2008; Bodin *et al.*, 2009; Delaloye *et al.*, 2010, 2013) ou des travaux plus généraux sur le pergélisol alpin (Bodin, 2007), ces différentes études ont largement contribué à l'amélioration de la compréhension des déplacements de surface mais aussi de la déformation interne des glaciers rocheux.

Les mouvements des glaciers rocheux résultent de la déformation, sous l'effet de la gravité, du mélange de glace et de débris. En d'autres termes, ils sont le reflet du fluage du pergélisol ou du *permafrost creep*. Dans le cadre du changement climatique et de la hausse potentielle des températures du pergélisol, la quantification de ces mouvements de surface constitue un moyen indirect de rendre compte des états thermique et physique de la glace souterraine associée à la présence de pergélisol. Le suivi des déplacements de surface s'avère d'autant plus importants lorsque les autres informations liées au glacier rocheux et au pergélisol (structure interne, température, etc.) ne sont pas disponibles. Ceci explique à la fois que l'intérêt porté aux déplacements se soit manifesté très tôt, dès le début des recherches sur cette forme de relief (Wahrhaftig et Cox, 1959) mais aussi que la plupart des glaciers rocheux suivis dans le cadre du changement climatique fassent l'objet de mesures géodésiques.

Selon qu'elles fassent intervenir ou non la notion de force (au sens Newtonien), ces mesures de déplacements peuvent être rangées en deux catégories (Kääh, 2005a; Roer, 2005) :

- La dynamique des glaciers rocheux caractérise ses déplacements en y impliquant le rôle des forces mécaniques comme facteurs explicatifs. La dynamique ne peut être mesurée directement sur le glacier rocheux, elle nécessite l'utilisation de modèles mathématiques. La caractériser nécessite un nombre importants de données techniquement difficiles à obtenir (épaisseur du glacier rocheux, densité des matériaux). Barsch (1996) synthétise dans un schéma conceptuel (Figure 1-14) les paramètres influençant les mouvements d'un glacier rocheux, en illustrant au passage le type et le nombre de données nécessaires au fonctionnement du modèle.

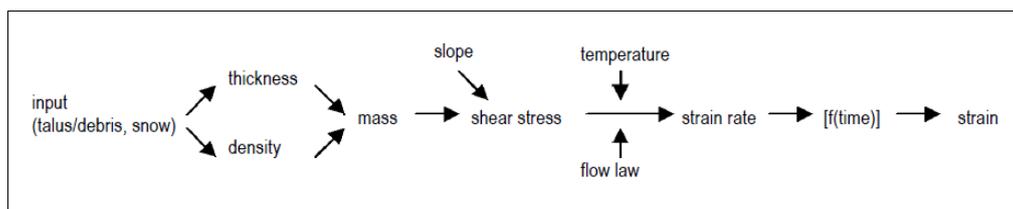


Figure 1-14. Modèle conceptuel des paramètres affectant les déformations d'un glacier rocheux sursaturé en glace. D'après (Barsch, 1996)

- La cinématique des glaciers rocheux : son objectif est de mesurer les déplacements de surface dans les 3 dimensions. Elle est souvent matérialisée par un vecteur ou un champ de vecteurs (Figure 1-15, a) représentant la direction (verticale/horizontale) et la vitesse de déplacement d'un objet (généralement un bloc). La cinématique des glaciers rocheux est évaluée soit par des mesures terrestres (Théodolite, DGPS, etc) soit à partir de la télédétection (photographies aériennes, etc.).

A court terme, les résultats obtenus à partir du suivi de surface permettent de caractériser la nature (orientation, ampleur) des déplacements, de déterminer l'influence de différents facteurs (topographie, fonte de la glace souterraine) sur ces derniers, de déterminer et de différencier les secteurs en extension de ceux sujets à la compression (Figure 1-15, b). A plus long terme, un suivi continu des déplacements peut permettre, lorsqu'il est associé à des données de température, de caractériser l'influence de la variabilité climatique sur le glacier rocheux.

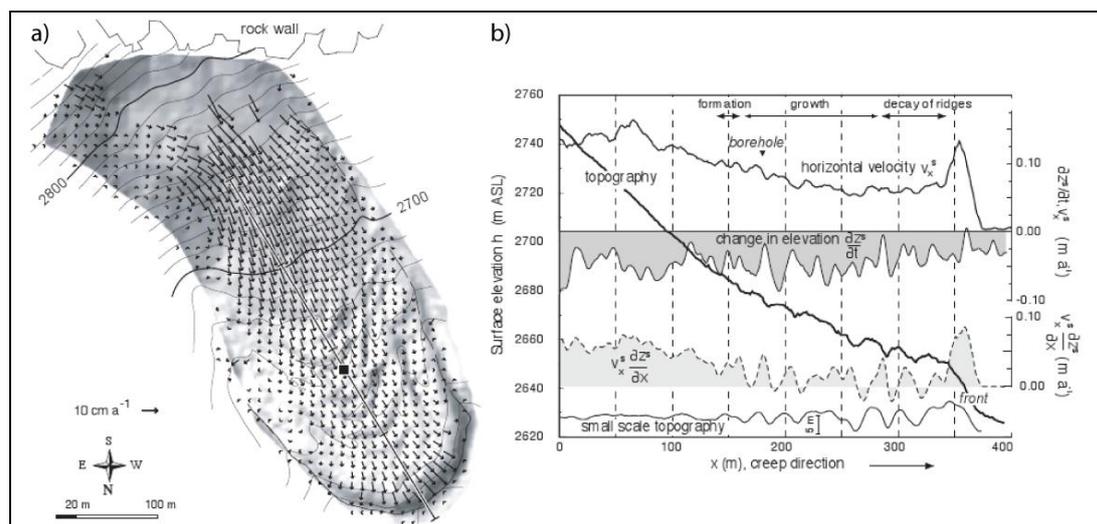


Figure 1-15. a) Cartographie des vitesses horizontales annuelles moyennes du glacier rocheux de Mürtel (Suisse), durant la période 1987-1996; b) quantification des déplacements horizontaux et verticaux le long d'un profil longitudinal (trait noir sur la carte) montrant les caractéristiques des déplacements. D'après Käab (2005)

Arenson *et al* (2002) et Arenson (2002) par le biais de mesures de déplacement effectuées à l'intérieur de forages des glaciers rocheux suisses de Muragl, Mürtel et Pontresina, viennent apporter des précisions sur la façon dont le glacier rocheux se déplace :

- les déformations se produisent à proximité de la surface et sont concentrées dans une bande de quelques mètres d'épaisseur (Figure 1-16).

- le taux de déformation et la résistance au cisaillement/déformation est influencé par la teneur en glace, la taille et la distribution des matériaux détritiques, la pression et la température.
- la topographie (gradient de pente, rupture de pente, seuil rocheux) sur laquelle le glacier rocheux se développe demeure un facteur décisif de la nature (fluage/glissement) et de l'ampleur des déplacements.
- la hausse de la température du pergélisol entraîne une migration de la zone de cisaillement/déformation vers la surface, la rendant d'autant plus dépendante à la fois des fluctuations saisonnières mais aussi des changements sur le long terme.
- la présence accrue d'eau infiltrée dans le système entraîne une réduction des forces de cisaillement et donc des déformations plus importantes. Ceci explique en partie que les glaciers rocheux, sujets à la dégradation du pergélisol et où la glace associée fond, présentent des déplacements plus importants.

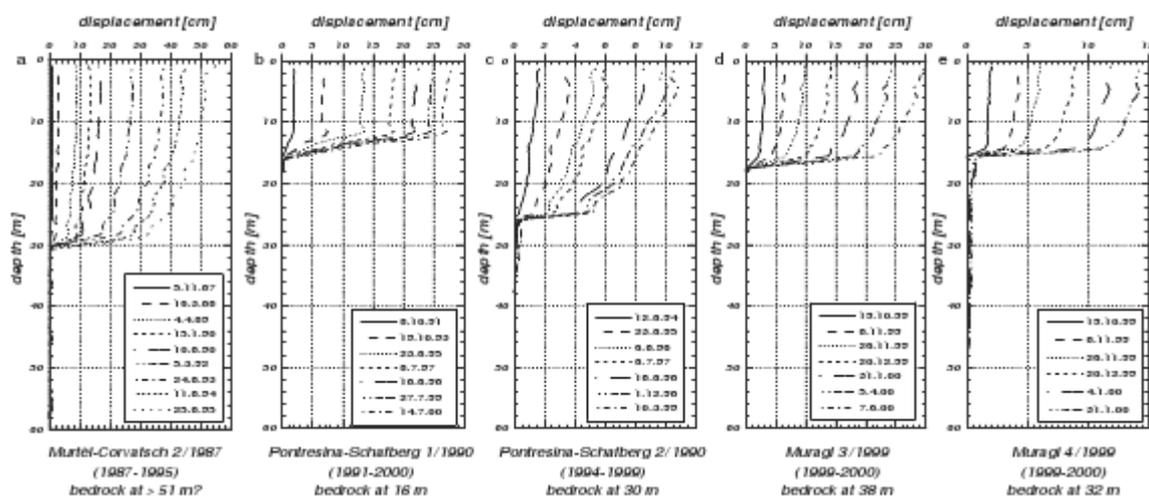


Figure 1-16. Profils verticaux des déformations enregistrées à l'intérieur de différents forages des glaciers rocheux suisses de Murtèl-Corvatsch, Muragl et Pontresina-Schafberg. D'après Arenson et al. (2002)

Les mouvements d'un glacier rocheux sont à l'origine d'une morphologie de surface spécifique susceptible, dans le cadre du changement climatique, d'apporter des informations sur l'évolution de la glace souterraine. Sur le long terme, la décélération des mouvements due à l'augmentation des contraintes de cisaillement peut être à l'origine, notamment dans la partie aval, de la formation d'une série de sillons et de bourrelets transversaux. A plus court terme, les mouvements verticaux peuvent, lorsqu'ils caractérisent une perte d'altitude, être soit associés à une extension/étalement du glacier rocheux, soit résulter de la fonte de la glace souterraine. Ils sont en dans ce cas souvent associés à la présence d'une dépression dont la taille varie en fonction de la nature et du volume de glace

souterraine. Collectivement, l'ensemble des mouvements du glacier rocheux peut donc documenter la façon dont le réchauffement peut avoir un impact sur l'extension et la nature du pergélisol.

1.4 Changement climatique et pergélisol alpin

Comme nous l'avons vu précédemment, l'occurrence du pergélisol est principalement conditionnée par la température de surface du sol, elle-même conditionnée par de facteurs climatiques à la fois globaux (bilan radiatif) et locaux (neige, nature du sol) (cf.1.2.2). Si les paramètres climatiques viennent à se modifier, en particulier s'ils se traduisent par une hausse de la température de l'air, le profil thermique du pergélisol devrait par conséquent être affecté. Cette modification thermique du pergélisol est à la fois susceptible de le faire disparaître et de faire fondre en partie ou totalement la glace souterraine qui y est associée. Or la fonte de la glace modifie la cohésion du mélange glace/débris et d'entraîner modification rhéologique (Liboutry, 1965; Arenson *et al.*, 2002) et morphologique des glaciers rocheux.

1.4.1 Aperçu théorique de la notion de dégradation du pergélisol

La dégradation du pergélisol se définit comme la diminution de l'épaisseur du pergélisol ou la réduction des surfaces d'occurrence du pergélisol (Williams et Smith, 1989; Lemke *et al.*, 2007). Cette définition de la dégradation du pergélisol ne fait donc référence qu'à l'état du pergélisol en considérant l'évolution des distributions verticales et horizontales du pergélisol. Pourtant, la définition stricte du pergélisol, uniquement thermique, suggérerait que le terme dégradation du pergélisol le soit aussi. A ce titre, Dobinski (2011) considère la dégradation du pergélisol comme un réchauffement de la température du sol en dessous de 0°C lequel s'accompagne éventuellement de l'amincissement de la couche de pergélisol et d'une augmentation de l'épaisseur de la couche. Cette acception de la dégradation implique donc une augmentation de la température du sol vers le point de fusion, consécutive d'une hausse des apports d'énergie en surface (soit parce que les conditions microclimatiques changent (couvert neigeux) soit à cause du changement de la température de l'air. En d'autres termes, elle traduit un déséquilibre thermique entre la température nécessaire à l'équilibre du pergélisol et les conditions de température mesurées en surface. Ce rapprochement de la température du pergélisol vers le point de fusion implique donc un changement de l'état de l'eau, de l'état solide vers l'état liquide. A ce titre, et par commodité, la dégradation du pergélisol est parfois associée à l'idée de fonte de la glace de pergélisol (« *thaw-degradation of permafrost* » de French (2007). Dans le cadre d'une approche géographique, l'approche de la dégradation du pergélisol (au sens de Dobinski) reste difficile à caractériser tant la quantité de données et la difficulté de les obtenir (forages profonds) est contraignante. Ainsi et sauf

mention contraire, l'emploi dans ce manuscrit de la notion de dégradation du pergélisol fait référence à la fonte de la glace souterraine.

1.4.2 Dégradation du pergélisol : illustration théorique

La variabilité climatique, qu'elle se produise à l'échelle locale (modification du couvert neigeux) ou à l'échelle globale (augmentation de la température de l'air), est à l'origine de la modification des échanges d'énergie entre la subsurface et la surface. Lorsque cette variabilité se traduit par une hausse (continue dans le temps) de la température de l'air, elle devient susceptible d'affecter le pergélisol et à terme de conduire à sa totale disparition totale telle que l'illustre la Figure 1-17.

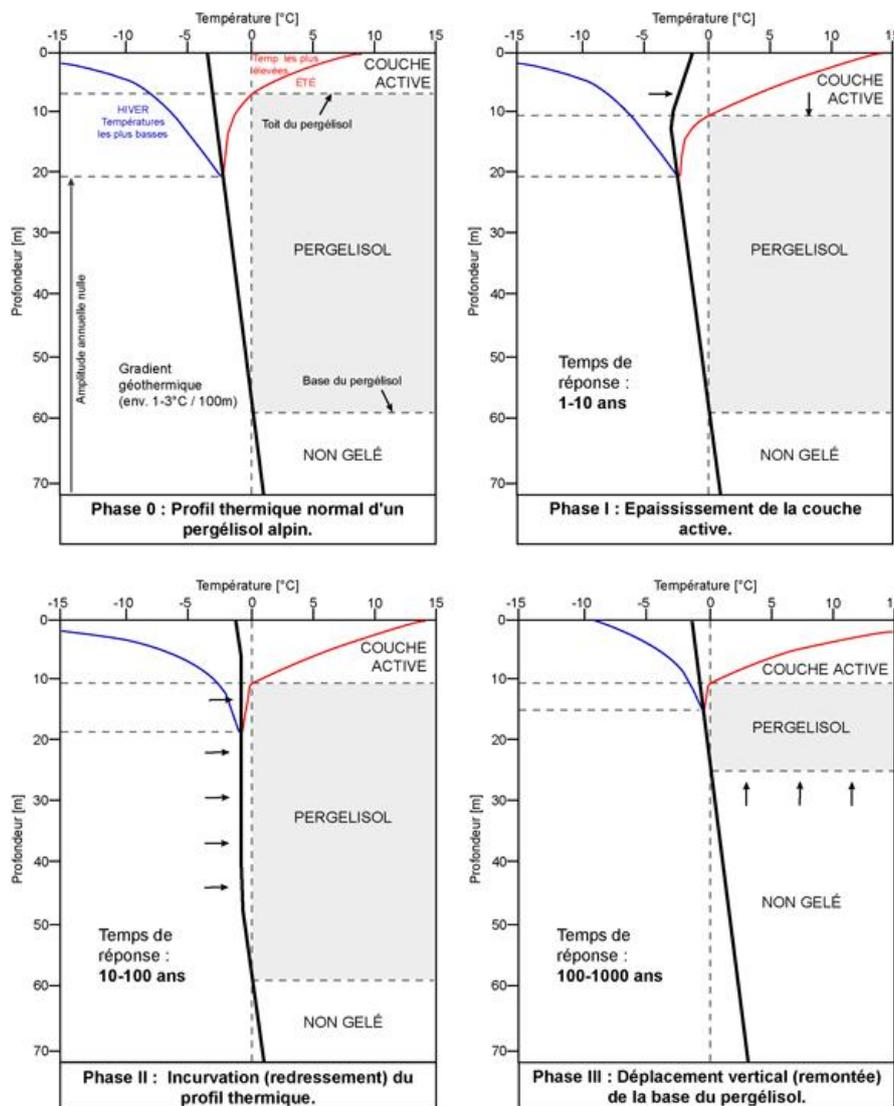


Figure 1-17. Evolution du profil thermique du pergélisol dans un contexte de réchauffement climatique. Noter en quoi l'augmentation de la température de surface entre les phases 0 et 1 conduit à ensuite modifier le profil thermique du pergélisol. Tiré de SSGM (2009)

Cette figure montre ainsi :

- un épaissement de la couche active dû à l'augmentation de la température annuelle de la surface du sol (Figure 1-17, phase I). L'amplitude thermique annuelle pénètre plus profondément dans le sol et est à l'origine de l'abaissement en profondeur du toit du pergélisol.
- une incurvation du profil thermique du pergélisol (Figure 1-17, phase II) lié au surplus de chaleur reçu en surface et se propageant peu à peu en profondeur. Cette incurvation du profil thermique modifie les conditions d'équilibre thermique initiales.
- Un déplacement vertical (remontée) de la base du pergélisol consécutive à la migration vers le point de fusion de la température annuelle moyenne du sol (Figure 1-17, phase III). A ce stade, le pergélisol atteint un nouvel état d'équilibre thermique. Cette remontée de la base du pergélisol peut aussi être consécutive à la diffusion d'énergie provoquée par de l'eau courante (*convective heat flux*) (Arenson, 2002). Les apports d'eau dans le système, qu'ils proviennent des précipitations ou de la fonte de la glace souterraine, favorisent donc la dégradation du pergélisol.

Le maintien du processus de dégradation tel qu'il est illustré par la Figure 1-17 peut conduire à sa disparition totale. Cette dernière est à la fois conditionnée par sa température annuelle moyenne « de départ » (avant les modifications climatiques) et de son épaisseur. A réchauffement de la température équivalent, un pergélisol froid et épais a d'autant plus de chance de se maintenir qu'un pergélisol tempéré et faiblement épais. Les secteurs marginaux d'occurrence du pergélisol, en particulier ceux proche de la limite inférieure du pergélisol alpin, sont ainsi d'autant plus menacés que le pergélisol y est souvent proche du point de fusion et faiblement épais.

1.4.3 Dégradation du pergélisol : illustrations alpines

1.4.3.1 Augmentation des températures moyennes du pergélisol

Les températures mesurées dans les forages profonds réalisés dans différents secteurs européens dans le cadre des programmes PACE (Permafrost And Climate in Europe) et PERMOS (Swiss Permafrost Monitoring Network) (PERMOS Scientific Committee, 2010) illustrent en partie les effets de la variabilité climatique récente sur pergélisol. Le projet européen PACE (Harris *et al.*, 2001) permet actuellement le suivi thermique dans 7 forages profonds à Svalbard, en Norvège, en Suède et en Suisse (Isaksen *et al.*, 2001, 2007; Harris et Isaksen, 2008; Harris *et al.*, 2009). Equipé de thermistors disposés de façon régulière entre 0.2 m et 100 m, les résultats montrent que sur la plupart des forages, la température

mesurée au toit du pergélisol (10 m de profondeur en moyenne) augmente annuellement (Figure 1-18) et est à l'origine de l'incurvation vers des températures plus élevées du profil thermique du pergélisol. D'autres chercheurs (Farbrot *et al.*, 2007; Zenklusen Mutter *et al.*, 2010; Isaksen *et al.*, 2011) observent également un réchauffement de la température moyenne du sol à l'interface toit du pergélisol/base de la couche active, compris entre 0.015 et 0.095°C a⁻¹, dans 16 forages situés en Norvège/Islande pour des mesures effectuées en 1999 et 2009.

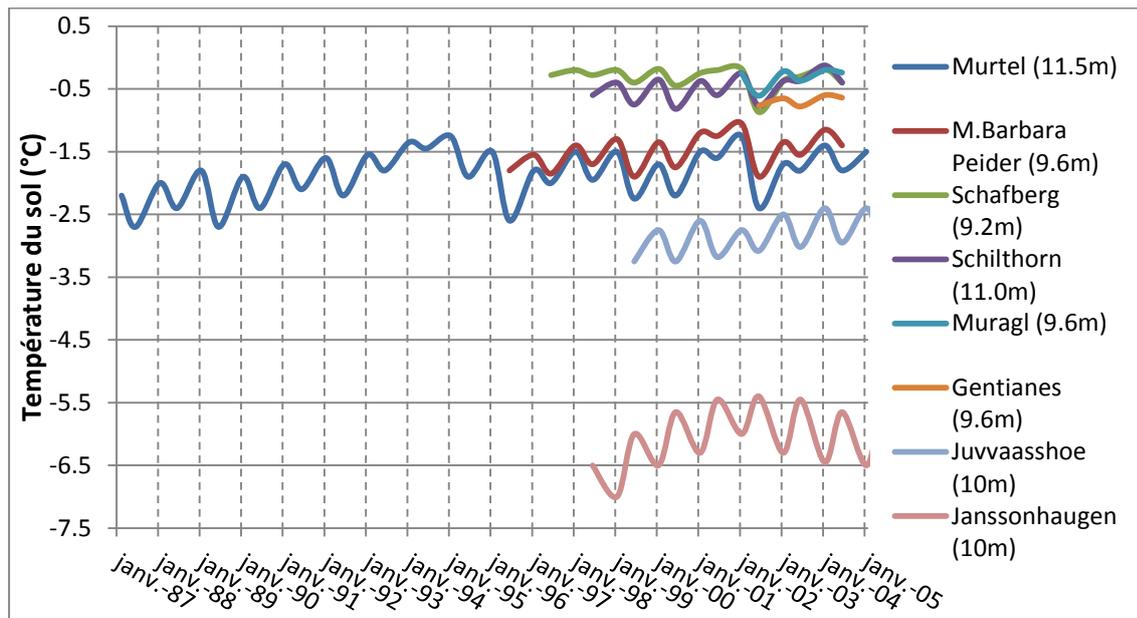


Figure 1-18. Température moyenne mesurée à des profondeurs comprises entre de 9.2 m et 11.5 m dans quelques forages profonds des projets PACE et PERMOS. D'après les données PACE (in Harris *et al.*, 2009) et PERMOS (in PERMOS, 2010)

D'autres mesures (Figure 1-19), effectuées entre 11.6 et 13.3 mètres dans 6 forages suisses et scandinaves, montrent qu'à des profondeurs où la variabilité annuelle est nulle et seulement influencée par les variations climatiques à long terme, la tendance au réchauffement s'observe également.

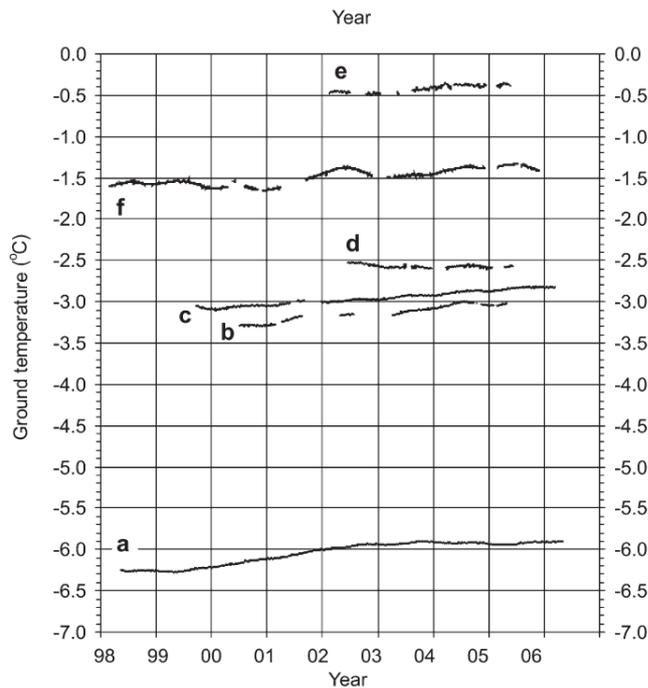


Figure 1-19. Température annuelle moyenne à des profondeurs ou la variabilité inter-annuelle est inférieure à 0.5°C. a) Janssonhaugen (13 m), b) Tarfalaryggen (13 m), c) Juvvasshoe (13 m) d) Stockhorn (13.3 m) e) Schilthorn, f) Murtel-Corvatsch (11.6 m). Tiré de Harris et al, 2009

1.4.3.2 Le glacier rocheux RGII : un cas de disparition totale du pergélisol ?

Le forage profond effectué dans le glacier rocheux RG II (chaîne de Kluane, Canada) en 1979 (Johnson Jr. et Nickling, 1979) est le seul cas connu de disparition totale du pergélisol. Six ans après le forage, les températures mesurées en profondeur indiquaient des valeurs positives témoignant de la disparition totale du pergélisol. La hausse de la température du sol est attribuée à une hausse des apports d'énergie par augmentation de la température de l'air et advection d'eau de fonte (Haerberli et al., 2006).

1.4.3.3 Influence des températures extrêmes de l'air sur la couche active

Les mesures de températures effectuées dans la couche active des forages des programmes PACE et PERMOS illustrent les conséquences de la température de l'air sur cette dernière (Figure 1-20). L'épaisseur de couche active la plus importante mesurée depuis la mise en place de l'instrumentation correspond à l'année 2003 pour les sites alpins et 2006 pour les sites nordiques. Les températures de l'air mesurées lors de ces deux années sont supérieures aux moyennes mesurées sur la période 1961-1990 (+3°C pour les sites alpins (Schär et al., 2004), +8.2 °C pour Svalbard et +2°C pour les sites scandinaves (Isaksen et al., 2007).

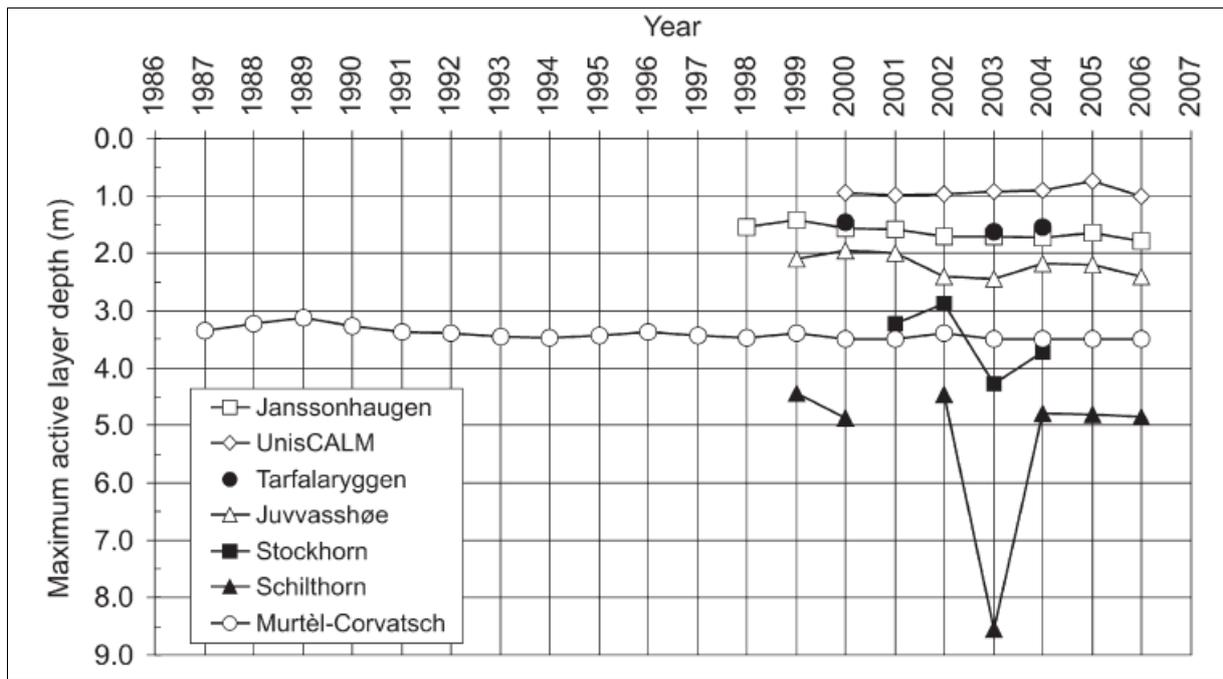


Figure 1-20. Epaisseur maximum de la couche active entre 1987 et 2006 pour 7 sites européens de suivi du pergélisol (Programme PACE et PERMOS). D'après (Harris et al., 2009)

1.4.3.4 Vers un épaissement de la couche active ?

D'autres auteurs (Marchenko *et al.*, 2007; Trombotto et Borzotta, 2009) ont montré que la poursuite de la hausse des températures n'est pas seulement à l'origine d'un épaissement ponctuel de la couche active mais d'une tendance à un épaissement pérenne, éventuellement suivi de la disparition totale du pergélisol.

Entre 1989 et 2008, des mesures de températures effectuées sur le glacier rocheux de *Morenas Coladas* (Andes argentines) montrent des changements significatifs de l'épaisseur de la couche active. En 1989, le toit du pergélisol, estimé à partir des données de températures mesurées dans un forage, se situe à une profondeur d'environ 5 m. Entre 2004 et 2008, les mesures de températures effectuées dans la couche active montrent que le toit du pergélisol s'est abaissé de 3 à 3.5 m (profondeur de 8/8.5 m) et correspondent à une hausse des températures moyennes de la couche active estimées entre +2.3 et +4°C (Figure 1-21).

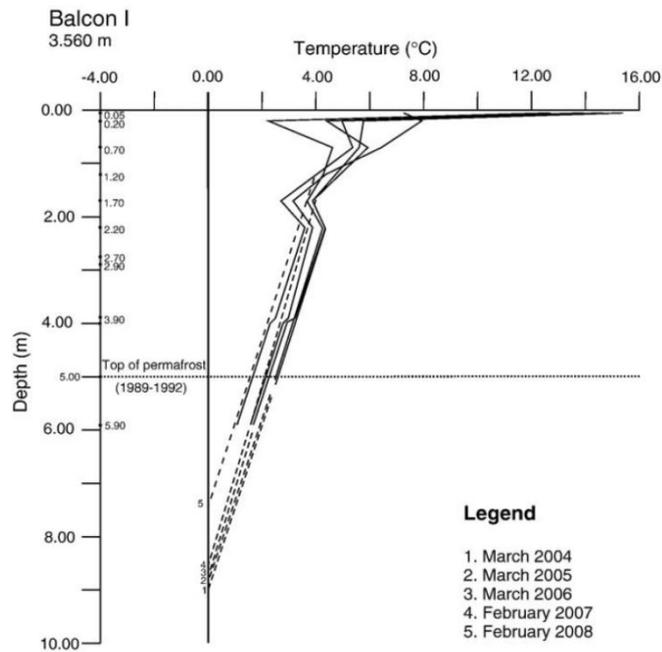


Figure 1-21. Evolution de la température de la couche active entre 1989 et 2008 dans le glacier rocheux de Morenas Coladas (Andes argentines). Noter la ligne horizontale à 5 m qui correspond au toit du pergélisol entre 1989 et 1992. Les traits en pointillé correspondent à une interpolation des températures mesurées dans la couche active. D'après Trombotto et Barzotta., 2009

Dans les Tien Shan (Asie Centrale), Marchenko *et al.*, (2006) ont, à partir des températures de l'air, simulé l'évolution des températures du pergélisol entre 1880 et 2007. Les résultats illustrent un épaissement continu de la couche active et ce jusqu'à disparition complète du pergélisol (Figure 1-22).

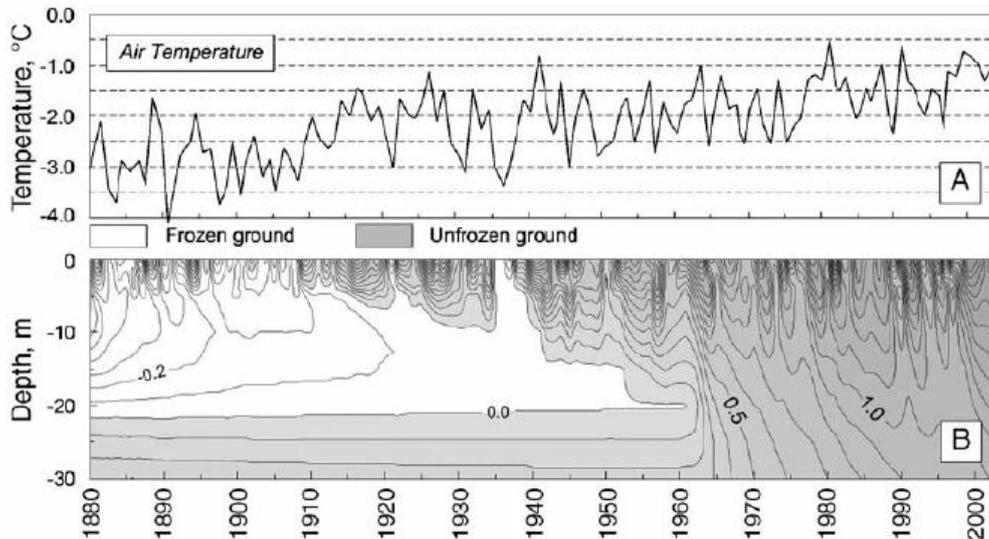


Figure 1-22. Températures de l'air mesurées à 3000 m, dans les montagnes Tien Shan, et températures du sol calculées pour la période 1880-2004 sur le même site. D'après Marchenko *et al.* (2006). Noter que la base du pergélisol reste à profondeur constante sur toute la période d'existence du pergélisol

1.4.3.5 Evolution du contenu en glace des glaciers rocheux

L'utilisation diachronique de la prospection géophysique, soit par résistivité électrique (ERTM pour Electrical Resistivity Tomography Monitoring) (Hilbich *et al.*, 2008, 2009; Kneisel *et al.*, 2008) soit par des mesures de sismique réfraction (TLST pour Time Lapse Seismic Tomography) (Hilbich, 2010) a récemment permis de caractériser l'évolution spatio-temporelle du contenu en glace à l'intérieur de formations meubles. Ainsi, entre 1999 et 2006, des mesures répétées et effectuées à intervalles réguliers sur le versant de Schilthorn (Alpes suisses) ont permis à la fois d'avoir une meilleure compréhension des phénomènes saisonniers d'engel et de dégel de la couche active, et de révéler l'impact négatif de conditions climatiques extrêmes (cf. été 2003) sur la distribution verticale de la glace souterraine. Hilbich *et al.*, (2008, 2009, 2011) montrent ainsi qu'en l'espace de 7 ans (1999-2006) une partie la glace de pergélisol a fondu après l'épisode caniculaire de l'été 2003. D'une moyenne d'environ 5 m avant 2003, la couche active a atteint l'épaisseur de 8 m en août 2003 avant de revenir progressivement à une épaisseur pré-2003 (Figure 1-23), illustrant par ailleurs toute la complexité des relations couche active et phénomènes climatiques extrêmes. Néanmoins, l'examen minutieux des résistivités apparentes montre que les secteurs dont les valeurs dépassaient 2500 Ohm.m avant 2003 n'ont jamais plus dépassé 1700 Ohm.m après 2003. En d'autres termes, l'épisode de 2003 est donc à l'origine de la fonte d'une partie de la glace souterraine. Si l'été 2003 fait figure d'exception en termes d'événements climatiques, il est à supposer qu'une hausse continue de la

température de l'air, même sur de courtes périodes, ne sera pas sans conséquences sur le contenu en glace des formations meubles à pergélisol.

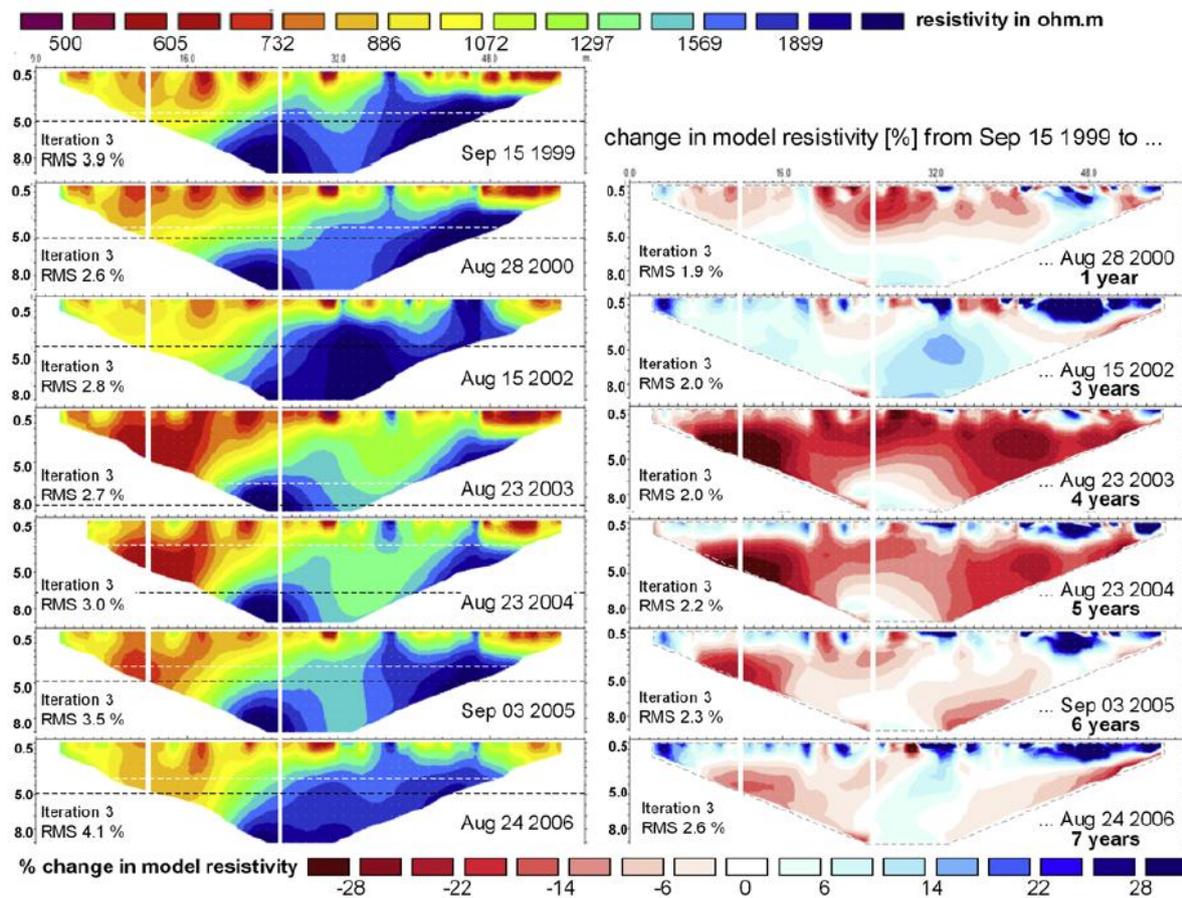


Figure 1-23. Tomogrammes électriques (gauche) réalisés entre 1999 et 2006 et changements de la résistivité spécifique (droite) (1999-2006). Les lignes horizontales pointillées blanches et noires représentent respectivement l'épaisseur de la couche active à la date de mesure et l'épaisseur maximum de la couche active mesurée pendant l'année. D'après Hilbich et al, 2008

1.4.3.6 Influence d'autres paramètres

Le pergélisol, qu'il s'agisse de sa genèse ou de son évolution face au changement climatique, n'est toutefois pas uniquement conditionné par la température de l'air. Un certain nombre de facteurs, présents à des échelles fines (cf. 1.2.2), sont à l'origine de la complexification de la réponse du pergélisol à l'augmentation de la température de l'air.

- Le couvert neigeux, extrêmement variable, tant du point de vue spatial que temporel peut isoler le sol de la température de l'air et limiter le refroidissement du sol en période hivernale, ou à l'inverse son réchauffement en période estivale. La grande variabilité du couvert neigeux peut ainsi occulter ou accentuer les effets du réchauffement climatique. A ce titre, les données de température recueillies dans le forage profond de Murtel-Corvatsch (Figure 1-18), parmi les plus longs existant à ce

jour, illustrent ce phénomène. De 1987 à 1995, la température du sol n'a cessé d'augmenter, puis à partir de 1996, a baissé pour se stabiliser jusqu'à aujourd'hui. Cette baisse est attribuée à un couvert neigeux plus tardif dans la saison hivernale et moins épais (PERMOS, 2010) qui a favorisé le refroidissement du sol.

- La granulométrie des premiers mètres du sol est également importante. Lorsque le sol est poreux (cf. formation à gros blocs), des échanges d'air complexes, à la fois verticaux (« *chimney effect* ») (Von Wagonigg, 1996) et horizontaux (advection), se produisent (Harris and Pedersen, 1998; Delaloye and Lambiel, 2005). Cette circulation d'air peut être à l'origine de l'abaissement des températures du sol
- La présence d'eau et de glace à l'intérieur du sol peut amortir la progression en profondeur de l'onde de chaleur par absorption de chaleur latente due à la fusion (Mittaz *et al.*, 2000; Gruber *et al.*, 2004a; Hanson and Hoelzle, 2004).

Les résultats publiés dans le cadre des programmes PACE et PERMOS ainsi que ceux obtenus à partir de forages apportent des informations concrètes et directes sur l'évolution du pergélisol face au changement climatique. Néanmoins, l'acquisition de ces résultats nécessite l'utilisation d'outils onéreux et difficiles à mettre en place (accessibilité des terrains) qui ne peut souvent l'être que dans le cadre de programmes nationaux ou internationaux. En l'absence de tels outils, seules des informations indirectes obtenues à partir de formes comme le glacier rocheux, moins onéreuses et plus faciles à acquérir, peuvent contribuer à la compréhension de l'évolution du pergélisol.

1.4.4 Réponses des glaciers rocheux face à la dégradation du pergélisol

L'augmentation des températures du pergélisol, en particulier lorsqu'il est proche du point de fusion, peut s'accompagner d'une modification du fonctionnement des formes et des systèmes associés à la présence de pergélisol, en particulier les glaciers rocheux. Dans ce contexte de dégradation du pergélisol, en particulier lorsqu'elle est associée à la fonte de la glace souterraine, la nature et le contenu en glace sont à l'origine de changements (déplacements, morphologiques) de surface d'importance variable (Burger *et al.*, 1999).

1.4.4.1 Modification de la cinématique des glaciers rocheux

La hausse de la température du sol, consécutive à la hausse de la température de l'air ou de la modification du couvert neigeux pourrait être à l'origine d'une déformation accrue des glaciers rocheux. A l'inverse de ce qu'affirme Barsch (1996) sur l'inactivation des glaciers rocheux en conséquence du réchauffement des températures de l'air, Arenson *et al.*, (2002) montrent que cette phase d'inactivation est précédée d'une accélération des mouvements

horizontaux du glacier rocheux consécutive à la diminution du contenu en glace et à l'augmentation concomitante de la teneur en eau. Différents travaux, notamment ceux menés dans les Alpes, montrent qu'il existe bien une relation entre la hausse de la température annuelle moyenne de l'air et la hausse des variations horizontales (en particulier sous forme d'une accélération) et verticales à la surface des glaciers rocheux (Roer *et al.*, 2005; Hausmann *et al.*, 2006; Kaufmann *et al.*, 2006; Kääh *et al.*, 2007a; Ikeda *et al.*, 2008; Bodin *et al.*, 2009; Delaloye *et al.*, 2010).

Les travaux de Roer *et al.* (2005) menés sur 14 glaciers rocheux des Alpes suisses illustrent ce scénario. Entre les périodes 1975-1993 (T1) et 1993-2001 (T2), 8 des 14 glaciers rocheux ont vu leur vitesse de fluage doubler (Figure 1-24).

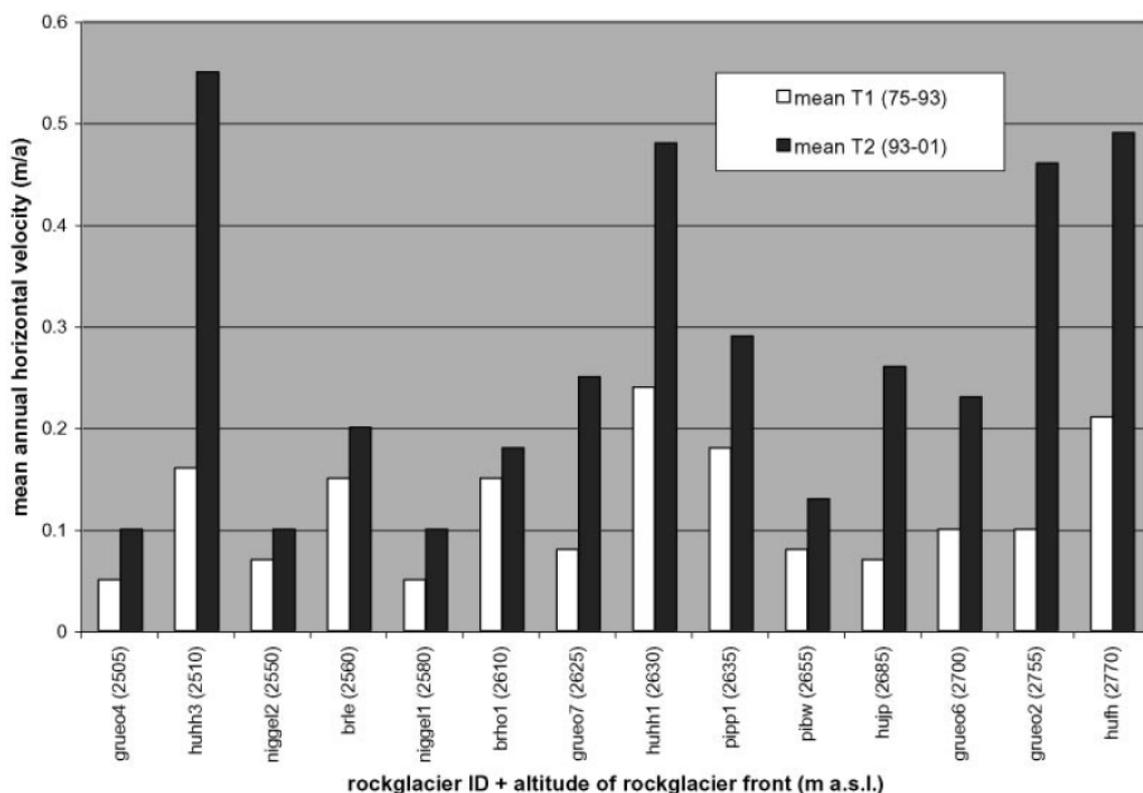


Figure 1-24. Vitesses annuelles moyennes comparées entre la période 1975-1993(T1) et la période 1993-2001(T2) pour 14 glaciers rocheux des Alpes suisses. De gauche à droite, les glaciers rocheux sont classés en fonction de l'altitude du front. D'après Roer *et al.*, 2005

Parallèlement, d'autres travaux de mesure de la cinématique, associés à des mesures de température de sub-surface, confirment l'idée selon laquelle les glaciers rocheux qui présentent des accélérations sont aussi ceux à l'intérieur desquels la température de sub-surface est proche de 0°C (Arenson *et al.*, 2002; Ikeda *et al.*, 2003; Kääh *et al.*, 2007b). On peut donc supposer que les glaciers rocheux sont d'autant plus sensibles qu'ils se situent dans des secteurs où les conditions climatiques sont propices au déséquilibre du pergélisol, *i.e* à proximité de la limite inférieure du pergélisol.

A échelle fine, l'hétérogénéité de la répartition spatiale des vitesses de fluage sur les glaciers rocheux tend à se traduire en surface par la formation de modelés spécifiques qui peuvent parfois servir d'indicateurs de la dégradation du pergélisol. Sur les glaciers rocheux où les vitesses de fluage sont plus importantes à l'amont qu'à l'aval, cela occasionne des phénomènes de compression dans la partie frontale et l'apparition de bourrelets transversaux (Barsch, 1996; Kääb *et al.*, 1997; Springman *et al.*, 2012). La formation de ces bourrelets est néanmoins un long processus, de l'ordre de plusieurs centaines voire de milliers d'années et donc difficile à lier à des phénomènes climatiques de plus courte durée. Lors du processus inverse, c'est-à-dire lorsque les vitesses sont plus rapides à l'aval qu'à l'amont, cela peut se traduire par l'apparition de crevasses transversales (Roer *et al.*, 2008; Delaloye *et al.*, 2013). Dans certains cas (cf. glacier rocheux du Bérard, Alpes de haute Provence), il arrive qu'il y ait rupture totale du glacier rocheux, immédiatement suivie par un mouvement de masse (Krysiecki *et al.*, 2008). Ce phénomène illustre le caractère potentiellement brutal et soudain des conséquences de l'accélération de la cinématique liée à la dégradation du pergélisol.

1.4.4.2 Changements morphologiques de surface liés à la fonte de la glace souterraine

Alors que les travaux sur la réponse morphologique de la dégradation du pergélisol de haute altitude abondent, rares sont ceux ayant caractérisé la réponse morphologique des formations meubles à pergélisol en haute montagne. Si l'état de surface d'un glacier rocheux fossile donne un bon aperçu de ce vers quoi un glacier rocheux dépourvu de glace tend à ressembler, les indicateurs morphologiques intermédiaires de la dégradation du pergélisol restent mal connus. Certains travaux (Humlum, 1982; Schrött, 1998; Ikeda et Matsuoka, 2002; Berger *et al.*, 2004; Serrano *et al.*, 2006) font bien le constat de changements morphologiques potentiellement liés à la fonte de la glace mais rares sont ceux qui attribuent clairement ces derniers à la dégradation du pergélisol. Ces changements morphologiques ne font souvent l'objet que de brèves descriptions dans le cadre de la présentation géomorphologique des glaciers rocheux étudiés.

- **À l'échelle du glacier rocheux**

En 2002, Ikeda et Matsuoka montrent à travers l'étude d'une dizaine de glaciers rocheux suisses que ceux considérés comme actifs présentent un profil en travers convexe alors que les glaciers rocheux fossiles ont un profil transversal plat voire concave (Figure 1-25). Cette différence morphologique entre glacier rocheux actif et inactif s'explique par la présence ou non de glace à l'intérieur de la forme. Lorsque le pergélisol se dégrade et que la glace associée fond, le glacier rocheux tend à perdre du volume par tassement des matériaux. Cela se traduit par l'abaissement altitudinal de la surface et par une modification du profil topographique transversale.

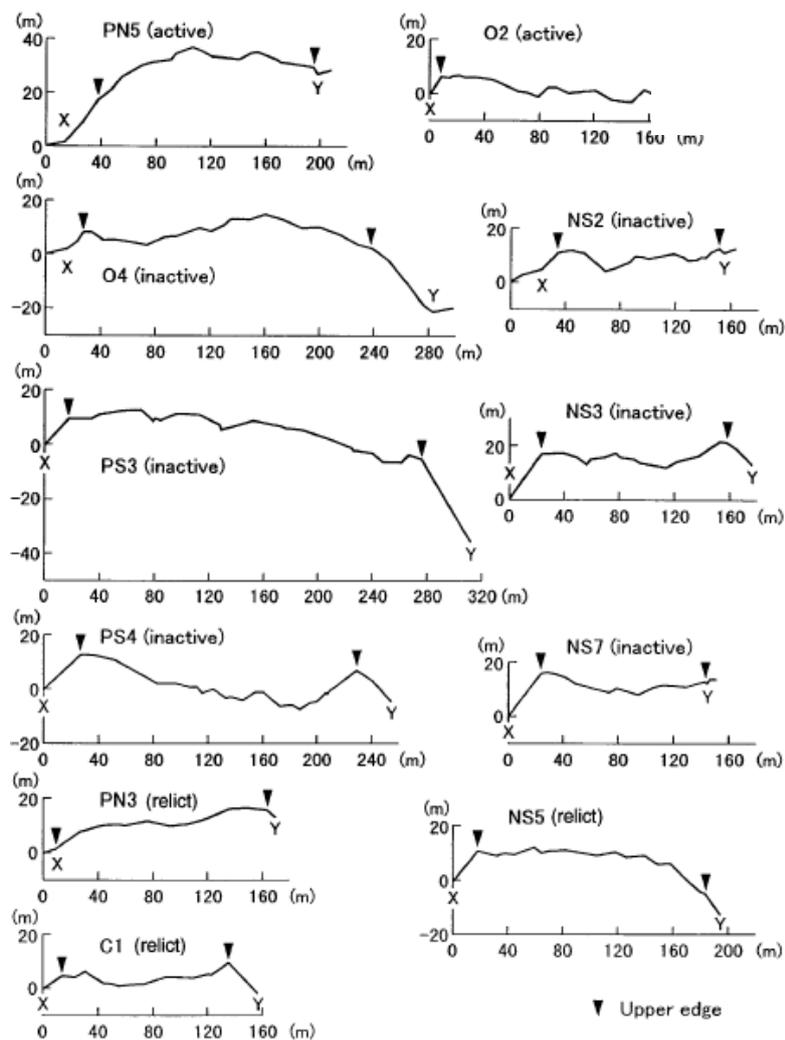


Figure 1-25. Profils transversaux typiques de glaciers rocheux actifs, inactifs et fossiles. D'après Ikeda et Matsuoka, 2002

- À l'échelle infra glacier rocheux : processus thermokarstiques, mouvements de masse et « crevasses » transversales

A cette échelle, les changements observés peuvent être classés en deux catégories selon qu'ils sont liés à de la subsidence consécutive à la fonte de la glace (*thermal subsidence*) ou à de l'érosion thermique (*thermal erosion*) (French, 2007) engendrée par les eaux de fonte.

- **Thermokarst et érosion thermique**

Le terme de thermokarst décrit les processus et les formes de relief associés à l'ablation, généralement par fonte, de la glace souterraine associée à la présence de pergélisol. Ces processus thermokarstiques conduisent le plus souvent à des affaissements, de la subsidence, de l'érosion ou des instabilités de terrain. Un thermokarst peut, selon les

conditions dans lesquelles il se produit, se traduit par un lac qui prend alors le nom de lac thermokarstique. Le paysage typique se manifeste par une alternance de bosses et de dépressions appelés *hummocky terrain* par les anglo-saxons. L'origine et la formation du thermokarst s'explique par un déséquilibre thermique du sol consécutif à une hausse de la température de l'air. Ce déséquilibre se traduit par un épaissement de la couche active lui-même à l'origine de la fonte de la glace de la partie supérieure du pergélisol. Les travaux de Kääb et Haeblerli (2001) sur le suivi d'un thermokarst alpin sur le glacier rocheux de Gruben (Suisse) apportent quelques informations sur les conditions d'occurrence et sur l'évolution de cette forme de relief :

- Une sursaturation en glace du sol est nécessaire sans quoi les processus de subsidence liés à la fonte de la glace ne peuvent se produire. Un thermokarst peut donc se produire indifféremment dans des secteurs concernés par un pergélisol sursaturé en glace ou par de la glace massive enterrée.
- La présence de lacs de thermokarst et plus généralement de thermokarst nécessite la présence de conditions thermiques propices au pergélisol de façon à ce que de la glace puisse « sceller » le fond de la dépression et que l'eau qui s'y accumule puisse se maintenir. Cela suppose par ailleurs que la topographie soit suffisamment plane pour le maintien de l'eau dans la dépression.

Malgré quelques débats sur la restriction ou non à utiliser le terme de thermokarst uniquement pour de la glace formée dans le sol (par opposition à celle formée en surface), il est admis que le terme puisse être utilisé dès lors que le terrain est concerné par le pergélisol *stricto sensu* sans distinction de l'origine de la glace. Certains auteurs soulignent par ailleurs le caractère strictement périglaciaire du thermokarst (Tricart, 1992; Murton, 2009). Il convient néanmoins d'être prudent quant à considérer le thermokarst comme un indicateur de la dégradation du pergélisol. Celui-ci est en effet susceptible de se manifester dans des formations meubles à la fois concernées par la glace de pergélisol et par la glace massive héritée et enterrée d'origine glaciaire et n'affecter que cette dernière. Le thermokarst représente alors un indicateur du déséquilibre de la glace massive héritée de période glaciaire et non du déséquilibre du pergélisol. Les mesures géophysiques et une approche historique de l'englacement doivent permettre de limiter les erreurs d'interprétation.

L'érosion thermique fait référence aux processus d'érosion par action de l'eau courante sur du pergélisol riche en glace (French, 2007). Ces processus d'érosion se produisent lorsqu'un écoulement d'eau, dont l'origine peut être variée (précipitations, fonte de la neige, de la glace de surface ou de la glace souterraine), est suffisamment important et concentré dans un chenal pour éroder la glace ou le mélange glace/débris sur lequel il circule (Van Everdingen, 1998). Sur les glaciers rocheux, le résultat de cette érosion thermique se présente souvent sous forme d'un sillon dont la taille varie en fonction des caractéristiques du sol, de la teneur en glace souterraine, de l'épaisseur de la couche active

et du débit d'eau dans le chenal. Plusieurs glaciers rocheux alpins et andins ont montré de tels sillons de fonte (Schrött, 1996; Koning et Smith, 1999; Berger *et al.*, 2004).

▪ **Les mouvements de masse (hors roche en place)**

Dans les formations meubles, l'apport en eau consécutif à la fonte de la glace de pergélisol entraîne une augmentation de la pression interstitielle, une réduction des contraintes et une diminution de la résistance au cisaillement (Arenson *et al.*, 2007; Harris *et al.*, 2008). Lorsque cet apport en eau dépasse le seuil de résistance au cisaillement, la décohésion des matériaux qui en résulte peut provoquer un mouvement de masse. En conséquence, les milieux à pergélisol sont d'autant plus sensibles à l'occurrence de mouvements de masse que la fonte de la glace de pergélisol s'intensifie. Ces mouvements de masse sont principalement de deux types : il s'agit soit de déplacements de « faible » amplitude de type solifluction (Matsuoka *et al.*, 2005), soit de « forte » amplitude du type glissement translationnel ou coulée de débris (Lewkowicz et Harris, 2005; Harris *et al.*, 2008) qui, contrairement aux précédents, peuvent présenter un risque lorsqu'ils se produisent à proximité d'enjeux humains. Les importantes contraintes de cisaillement résultant de la granulométrie grossière et anguleuse des glaciers rocheux limitent l'occurrence de ce type de phénomène (Arnold *et al.*, 2005). *A contrario*, la présence de glace massive (Harris *et al.*, 2009) ou de matériaux fins (Avian *et al.*, 2009) peut en faciliter leur déclenchement de même que la pente du substrat rocheux. Ces mouvements de masse sont identifiables à la surface d'un glacier rocheux par la présence d'une cicatrice d'arrachement et d'un dépôt de matériaux sous forme d'un « paquet glissé » (

Figure 1-26).

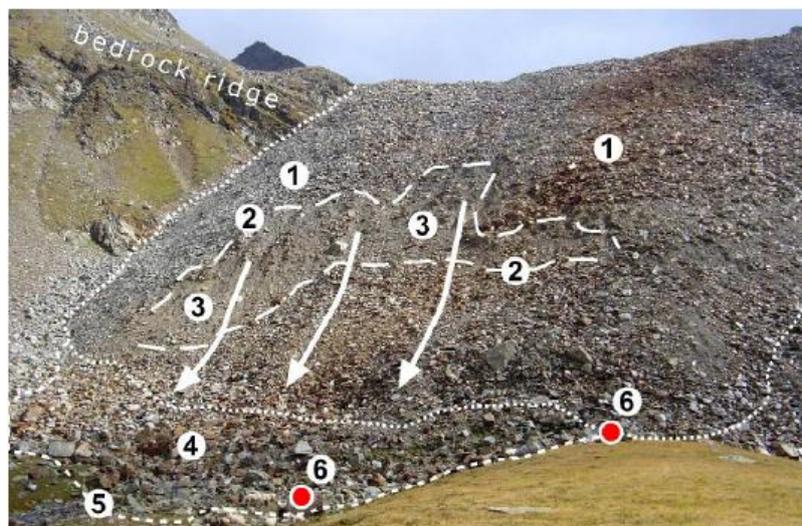


Figure 1-26. Illustration de l'occurrence d'un mouvement de masse affectant la partie frontale du glacier rocheux Hinteres Langtalkar (Autriche). 1. Débris grossiers 2. Contour de la niche d'arrachement, 3. Matériaux fins, 4. Dépôts du « paquet glissé » 5. Source, 6. Réflecteur. D'après Avian *et al.*, 2009

Dans certaines situations, c'est l'ensemble du glacier rocheux (Figure 1-27) qui se rompt brutalement comme ce fut le cas au Bérard (Alpes de Haute Provence, France) à l'été 2006 (Krysiecki *et al.*, 2008). Les facteurs à l'origine de cette rupture sont encore mal connus mais il semblerait que d'importantes précipitations se soient produites au cours des jours précédents la rupture et aient pu contribuer à favoriser la décohésion. Krysiecki, (2008) note par ailleurs que sur les photographies aériennes antérieures à la déstabilisation du glacier rocheux, celui-ci présentait une série de dépressions et d'affaissements, suggérant une possible dégradation du pergélisol. Il semble donc que la fonte de la glace souterraine soit à l'origine de la décohésion des matériaux et que celle-ci ait été accélérée par des précipitations.

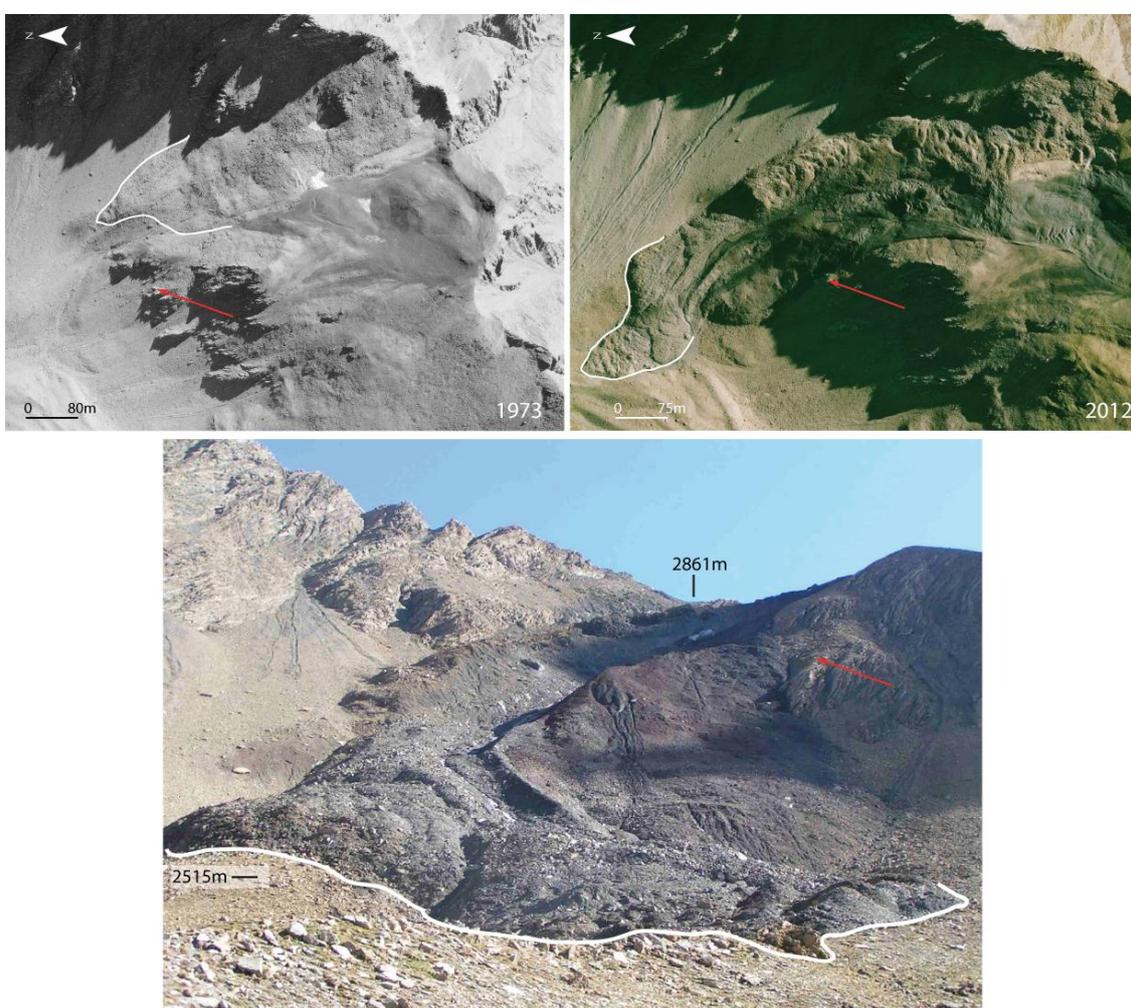


Figure 1-27. Illustration par photographies aériennes du glacier rocheux du Bérard avant (1973) et après sa déstabilisation (2012) (données IGN). En bas, photographie du glacier rocheux (été 2006) après sa rupture (source : <http://www.geoforum.fr/topic/1725-petit-quizz-5/>). La flèche rouge sert de repère fixe et les lignes blanches marquent la position du front à la date indiquée

▪ **Les crevasses perpendiculaires à l'axe d'écoulement**

Certains travaux du suivi des déplacements des glaciers rocheux (Roer *et al.*, 2008; Delaloye *et al.*, 2013; Echelard, 2014) ont montré que des crevasses perpendiculaires à l'axe d'écoulement principal du glacier rocheux pouvaient apparaître lorsque la « partie aval » d'un glacier rocheux fluait sensiblement plus vite (plusieurs mètres/an) que la « partie amont » (Figure 1-28).

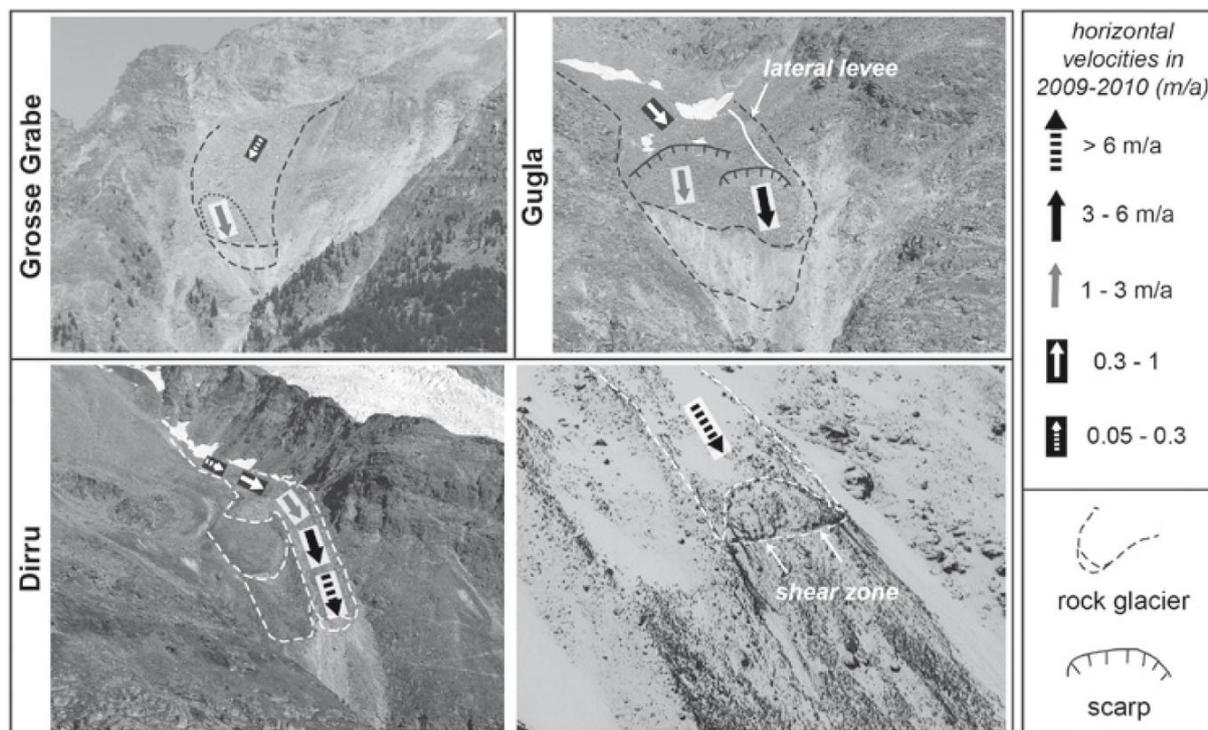


Figure 1-28. Vitesses des déplacements horizontaux (m/an) et indicateurs morphologiques de la déstabilisation des glaciers rocheux suisses Grosse Grabe et Dirru (Vallée de Zermatt). D'après Delaloye *et al.* 2013

Si la localisation de ces crevasses semble correspondre à la limite entre les « deux parties », leurs caractéristiques morphologiques restent peu décrites. En 2013, les travaux de Delaloye *et al.* (2013) sur une série de glaciers rocheux suisses (vallée de Zermatt) permettent d'émettre trois hypothèses sur les facteurs responsables de l'occurrence de ces crevasses :

- le facteur thermique, en particulier la hausse de la température du pergélisol, favorise par fonte de la glace un apport en eau plus important dans la *shear stress zone* et est l'origine de la réduction des contraintes de cisaillement. Le glacier rocheux se met donc à fluer plus rapidement là où le pergélisol est tempéré.

- le facteur topographique, en particulier la pente topographique sur lequel est développé le glacier rocheux. Si celle-ci présente dans sa partie aval une rupture, matérialisée par un profil convexe et une pente plus prononcée sur laquelle le glacier rocheux progresse, la différence entre les vitesses de déplacement dans la partie située en amont de la rupture et celle en aval est à l'origine de la formation de crevasses voire de rupture totale.
- le facteur mécanique lié à la surimposition d'un glacier ou à l'apport de forte magnitude de débris (écroulement par ex) sur la surface du glacier rocheux. L'avancée du glacier pousse vers l'aval les matériaux du glacier rocheux et modifie, par transmission d'énergie (semblable au déplacement d'une onde), partiellement ou totalement la morphologie du glacier rocheux. Dans les deux cas, il est possible qu'une « vague d'énergie » soit transmise au glacier rocheux et se répercute en aval en modifiant l'ampleur des déplacements.

Le suivi stationnel du pergélisol, tel qu'il est pratiqué au travers de l'analyse détaillée de glaciers rocheux, est indispensable à la compréhension de l'état actuel du pergélisol, des processus liés à son fonctionnement et des effets potentiels du changement climatique. Néanmoins, d'un point de vue strictement géographique, ce suivi pose au moins deux problèmes : d'une part, le réseau de stations d'observation, s'il met en évidence l'importance des facteurs locaux dans la répartition et le fonctionnement du pergélisol, ne permet pas de voir comment ces facteurs se combinent à plus petite échelle. D'autre part, l'appréhension, dans le cadre du changement climatique, de la répartition et de l'évolution du pergélisol uniquement à grande échelle pose problème. Elle doit être réalisée sur des surfaces suffisamment vastes pour être utiles aux gestionnaires. Ceci explique que de nombreux travaux portant sur la répartition du pergélisol à l'échelle régionale (Lambiel et Reynard, 2003; Cossart *et al.*, 2008; Ridefelt *et al.*, 2008; Bonnaventure *et al.*, 2012), à l'échelle de la chaîne alpine (Boeckli *et al.*, 2012b) et à l'échelle mondiale (Gruber, 2012), se soient développés durant la dernière décennie.

1.5 Distribution spatiale du pergélisol

Depuis le milieu des années 80, l'acquisition de données empiriques toujours plus nombreuses, obtenues à partir du suivi des glaciers rocheux et l'utilisation de méthodes de modélisation diverses, ont grandement contribué à l'amélioration des connaissances de la distribution spatiale du pergélisol alpin. Deux types de modèles sont utilisés pour modéliser la répartition du pergélisol. L'utilisation de l'un ou l'autre dépend essentiellement de l'échelle à laquelle on travaille : les modèles topo-climatiques (empiriques), statistiques ou empirico-statistiques pour des échelles régionales et les modèles à base physique pour des échelles locales. Comme nous l'avons vu, l'existence du pergélisol est conditionnée par des

facteurs de contrôle qui varient selon l'échelle d'analyse considérée (cf. 1.2.2), à chaque échelle d'étude un type de méthode se combinera donc plus particulièrement avec un ensemble de facteurs. A petite échelle, les modèles statistico-empiriques utilisent principalement des facteurs topo-climatiques. Localement, les modèles physiques sont davantage orientés sur le fonctionnement physique et thermique du pergélisol et nécessitent de ce fait des informations sur la structure du pergélisol et sa température.

1.5.1 Les fondements de la modélisation du pergélisol

L'étude de la répartition spatiale du pergélisol alpin prend racine dans ce qu'Haeberli (1975) nomme les « *Rules of Thumb* » et « *Permafrost-Faustregeln* » (que l'on pourrait traduire par « règles empiriques de la distribution du pergélisol » (Haeberli, 1996)) et qui, fondées sur des observations de terrain, ont à la fois servi à définir « les règles » de la localisation du pergélisol et à effectuer les premiers travaux de modélisation.

Ces règles empiriques sont :

1. Sur les pentes dont l'inclinaison est supérieure à 5°, l'exposition induit une variation du rayonnement solaire et exerce une influence sur la limite inférieure du pergélisol discontinu.
2. Sur les bas de versant où la neige se maintient en saison estivale, la limite inférieure du pergélisol est abaissée.
3. Sur les pentes dont l'inclinaison est inférieure à 5°, l'influence de la température de l'air et de l'épaisseur du couvert neigeux est supérieure à celle de l'exposition.
4. Les glaciers rocheux (actifs/inactifs) sont des indicateurs de la présence de pergélisol.
5. Les névés pérennes constituent des indicateurs de la présence de pergélisol.
6. Les surfaces à gros blocs sont favorables au pergélisol, celles à granulométrie fine le sont moins.
7. En condition estivale, dans l'étage périglaciaire, des températures d'eau de source inférieures à 1°C ne peuvent s'expliquer que par un contact de l'eau avec un corps de pergélisol.
8. Des températures d'eau de source supérieures à 2°C indiquent probablement l'absence de pergélisol.

1.5.2 Les modèles topo-climatique

Les règles définies par Haeberli (1975) ont ainsi posé les bases de la modélisation du pergélisol alpin et sont à l'origine du premier modèle topo-climatique de la distribution du pergélisol (Figure 1-29). Ce dernier a été construit à partir des limites inférieures des glaciers rocheux actifs/inactifs d'orientations diverses. Au début des années 90, l'avènement des SIG permet de cartographier la distribution du pergélisol à l'échelle régionale. Ainsi, Keller (1992) reprend le modèle d'Haeberli et l'intègre à un SIG pour cartographier la distribution du pergélisol à l'échelle de la Suisse. Plus tard d'autres chercheurs (Imhof, 1996; Delaloye et Morand, 1997) améliorent les modèles en y intégrant d'autres facteurs, notamment la

nature du sol. En France, Bodin et Schoeneich (2003) et Bodin *et al.*, (2004, 2007) ont également utilisé ce type d'approche pour modéliser le pergélisol à l'échelle régionale. Cette méthode de modélisation, rapide à mettre en place et à utiliser, présente néanmoins deux types d'inconvénients liés à l'utilisation des indicateurs de la présence du pergélisol.

- Le pergélisol peut être présent dans la zone frontale d'un glacier rocheux sans l'être dans son environnement immédiat. Ainsi, considérer l'altitude du front du glacier rocheux le plus bas comme limite inférieure du pergélisol tend à la surestimation de sa répartition.
- L'utilisation dans un même modèle d'indicateurs, notamment des glaciers rocheux, provenant de régions aux conditions environnementales (trame climatique régionale notamment) très différentes nuit à la qualité du modèle.

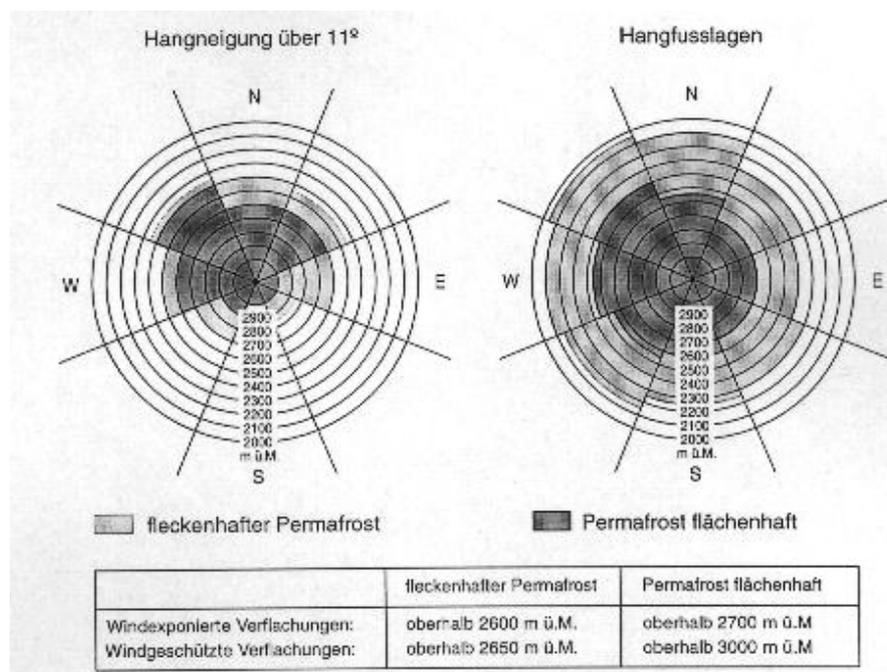


Figure 1-29. Modèle topo-climatique de distribution du pergélisol (Haeberli, 1975). Le diagramme de gauche indique la limite inférieure de pergélisol en fonction de l'orientation pour une pente supérieure à 11°, celui de droite pour un pied de versant. En bas, le tableau indique les limites du pergélisol possible (fleckenhafter Permafrost) et probable (flächenhaft Permafrost) pour les replats exposés au vent (Windexponierte Verflachungen) et des replats protégés du vent (Windgeschützte Verflachungen)

1.5.3 Les modèles empirico-statistiques

Progressivement, les imprécisions liées aux modèles empiriques ont fait place aux modèles empirico-statistiques (Keller et al., 1998 ; Janke, 2005; Eitzelmüller et al., 2006; Cossart et al., 2008; Ebohon, B. et Schrott, 2008; Ridefelt et al., 2008) dans lesquels l'existence de pergélisol, déterminée selon différentes approches (BTS, glacier rocheux actifs, température d'eau de source), est mise en relation statistique avec des facteurs topo-climatiques (altitude, pente, radiation solaire incidente, etc.) (Figure 1-30). Les échanges d'énergie entre la surface du sol et à l'intérieur de la couche active ne sont pas traités tels quels mais au travers de l'utilisation des facteurs topo-climatiques sélectionnés et hiérarchisés en fonction de leur influence sur le bilan d'énergie. Ces relations entre les indicateurs d'occurrence du pergélisol et les facteurs environnementaux sont ensuite traduites sous forme de modèles statistiques puis appliquées à diverses échelles via l'utilisation de SIG. L'avantage de cette approche empirico-statistique est de pouvoir prédire la présence de pergélisol dans des contextes topo-climatiques dépourvus d'indicateurs géomorphologiques liés au pergélisol (Frauenfelder et al., 1998; Nyenhuis et al., 2005).

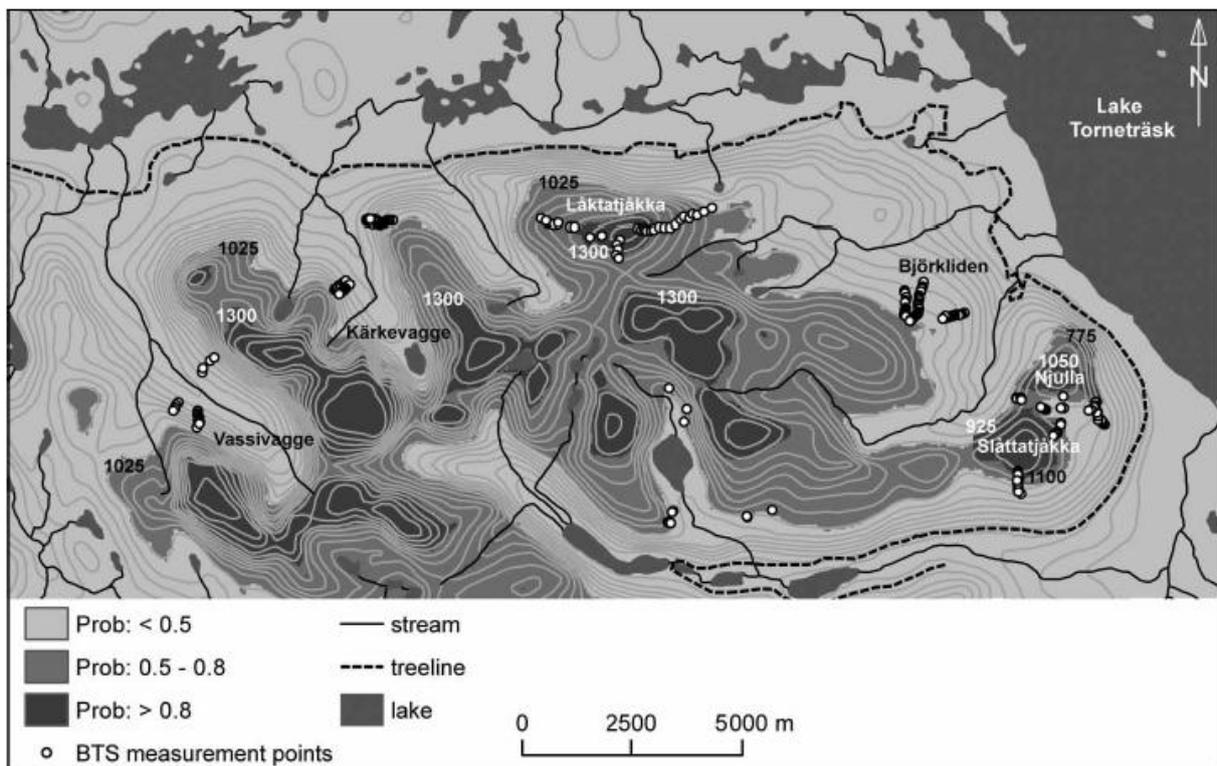


Figure 1-30. Cartographie de la probabilité d'occurrence du pergélisol dans les régions de Riksgränsen-Laktatjåkka-Björkliden and Njulla-Slattatjåkka (Suède, région d'Abisko) à partir d'un modèle empirico-statistique. D'après Ridefelt et al., 2008

1.5.4 Les modèles à base physique

Ce type de modèle cherche davantage à comprendre les échanges d'énergie entre l'atmosphère et le pergélisol et fonctionne à partir de paramètres physiques liés à la chaleur sensible, la conduction l'albédo, etc. qui eux-mêmes dépendent de la nature du sol, du couvert neigeux, de la présence de végétation ou de la quantité d'eau stockée dans le sol. Cette approche, relativement complexe, nécessite une importante quantité de données de terrain ce qui rend sa mise en œuvre parfois difficile (Guglielmin *et al.*, 2003). Elle est néanmoins particulièrement bien adaptée à la modélisation d'évolution du pergélisol dans laquelle l'intégration de paramètres liés au changement climatique est indispensable (Hoelzle *et al.*, 2001). Les premiers modèles (Mittaz *et al.*, 2000; Hoelzle *et al.*, 2001) ont ainsi permis de caractériser les bilans d'énergie à l'intérieur de la couche active puis ont progressivement été suivis par d'autres modèles plus performants (PERMABAL, Stocker-Mittaz *et al.*, 2002) intégrant les effets de décalages thermiques liés au couvert neigeux et aux caractéristiques (épaisseur, granulométrie, nature des matériaux) de la couche active (Figure 1-31). Voraces en données, ces modèles sont efficaces à l'échelle locale mais peu adaptés à l'échelle régionale.

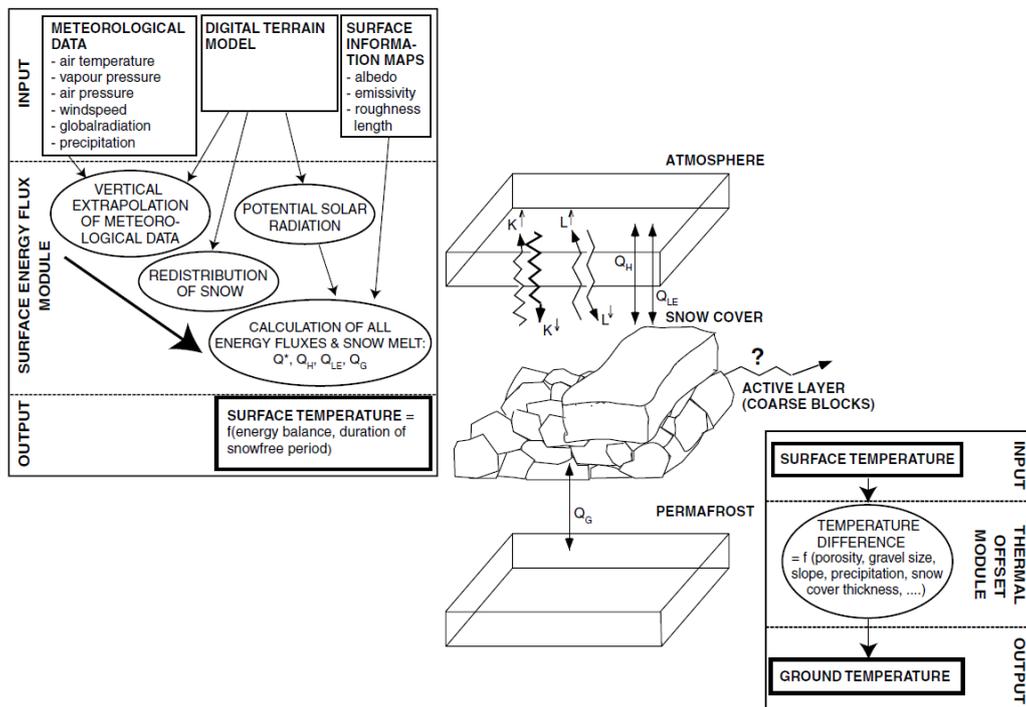


Figure 1-31. Diagramme de fonctionnement du modèle PERMABAL (d'après Stocker-Mittaz *et al.*, 2002). Les deux modules présentés correspondent à celui des échanges d'énergie de surface (en haut à gauche) et à celui du « thermal offset » (en bas à droite).

1.6 Conclusion du chapitre

L'engouement général pour les effets du changement climatique sur la cryosphère et, plus encore, pour les effets de sa dégradation potentielle sur le déclenchement d'aléas naturels, a récemment stimulé les études menées sur le pergélisol. Invisible en surface, le pergélisol est un phénomène complexe dont l'existence, le maintien et la distribution spatiale, sont dictés par des paramètres climatiques globaux et locaux. En haute montagne, les contraintes de relief limitent l'occurrence des formes liées au pergélisol. Sa manifestation la plus visible dans les formations détritiques meubles est le glacier rocheux. Cette forme de relief fait donc l'objet d'études nombreuses depuis plusieurs décennies, complétées depuis 15 ans par un suivi détaillé des mécanismes de fonctionnement des sols gelés pérennes. Au-delà de la prospection locale des glaciers rocheux, l'intérêt sociétal grandissant a conduit à élargir l'intérêt pour le pergélisol sur de vastes échelles et à modéliser sa distribution spatiale. Ces différents travaux ont permis de déceler et de mieux comprendre les effets du changement climatique sur le pergélisol. Pour autant, beaucoup d'incertitudes demeurent, en particulier sur les effets morphologiques de la dégradation du pergélisol sur les glaciers rocheux. La mosaïque que constitue le milieu de montagne peut en effet créer des comportements locaux complexes, et nuire à la représentativité des observations/mesures effectuées localement. Le présent travail cherche ainsi à proposer une modélisation de l'extension régionale du pergélisol, et des modalités de sa réponse face aux changements climatiques, tout en prenant davantage en considération les facteurs locaux évoqués. Notre hypothèse de travail se fonde sur le suivi des glaciers rocheux, notamment en vue de rechercher des indicateurs de la dégradation du pergélisol. Nous avons pour cela porté notre attention sur deux vallées des Alpes du sud qui, par leurs caractéristiques physiques, présentent un vaste corpus de glaciers rocheux situés dans des conditions topoclimatiques et des contextes géomorphologiques variés.

Chapitre 2. Cadre physio-géographique des sites d'étude

Notre approche de l'évolution du pergélisol alpin face au réchauffement climatique se fonde sur des indicateurs géomorphologiques, susceptibles de traduire la dégradation potentielle du pergélisol. Le glacier rocheux étant la forme la plus emblématique de la présence de pergélisol (cf. 1.3), le terrain d'étude se doit d'en être pourvu. Par ailleurs, comme le fonctionnement et la nature (notamment la température et le type de glace) du pergélisol sont étroitement dépendant des facteurs locaux, ce dernier est susceptible de réagir de différentes manières au changement climatique. Les glaciers rocheux étudiés doivent donc être suffisamment variés, tant du point de vue des contextes topo-climatiques dans lesquels ils se développent, que de leur morphologie et du contenu en glace souterraine qu'ils présentent.

L'occurrence de ces glaciers rocheux et du pergélisol est conditionnée par des « facteurs environnementaux » particuliers : les secteurs d'étude doivent présenter des conditions climatiques favorables à l'occurrence du pergélisol. Il faut donc que le climat soit ou ait été suffisamment "froid" pour permettre le gel du sol et le développement du pergélisol. Par ailleurs, certaines conditions morpho-structurales nécessaires à la genèse des glaciers rocheux doivent être présentes. Il s'agit notamment de hautes parois rocheuses à la fois susceptibles de fournir suffisamment de débris pour que les glaciers rocheux puissent s'y développer et de créer des situations d'abri génératrices d'un micro-climat favorable au pergélisol. Enfin, le terrain doit présenter ou doit avoir présenté dans une période récente (PAG) des glaciers car ces derniers sont susceptibles d'avoir « fourni » de la glace massive aux glaciers rocheux. En effet, la fonte de la glace massive est susceptible d'engendrer des conséquences directes sur le pergélisol (cf. 1.4.4.2) et donc de moduler la réponse du pergélisol au changement climatique.

La partie méridionale des Alpes françaises, notamment les vallées de la Clarée et de l'Ubaye répondent à ces critères. Les conditions climatiques, géologiques et géomorphologiques y sont favorables à la présence de pergélisol (Bodin et Schoeneich, 2003; Cossart et al., 2008) et à la présence d'un nombre important de glaciers rocheux (Evin, 1987b; Evin et Fabre, 1990). Leur position géographique, dans la partie septentrionale (Clarée) et méridionale (Ubaye) des Alpes du sud, l'homogénéité géologique (ensemble des Alpes du sud sédimentaires) et climatique (position d'abri par rapport aux flux ouest et sud) font de ces deux vallées des terrains adaptés pour étudier les réponses du pergélisol à l'échelle régionale.

Après avoir contextualisé les sites d'étude à l'échelle des Alpes françaises et présenté l'intérêt des Alpes du sud dans l'étude du pergélisol, nous détaillerons les spécificités physiques des différents secteurs d'étude en insistant sur les aspects à l'origine de la présence de pergélisol et d'un large corpus de glaciers rocheux.

2.1 Contexte général des sites d'étude : les Alpes du sud

Nos travaux sont menés dans deux vallées des Alpes du Sud appartenant au bassin versant de la Durance. A l'extrémité amont de celui-ci, qui marque également le secteur sud alpin le plus septentrional, se trouve la vallée de la Clarée, premier terrain d'étude. Plus en aval, notre second terrain d'étude, la vallée de l'Ubaye est affluente de rive gauche de la Durance dont la confluence se situe au lac de Serre-Ponçon. Ces deux vallées sont dans une position charnière entre les Alpes du Nord et le sud-est des Alpes du sud.

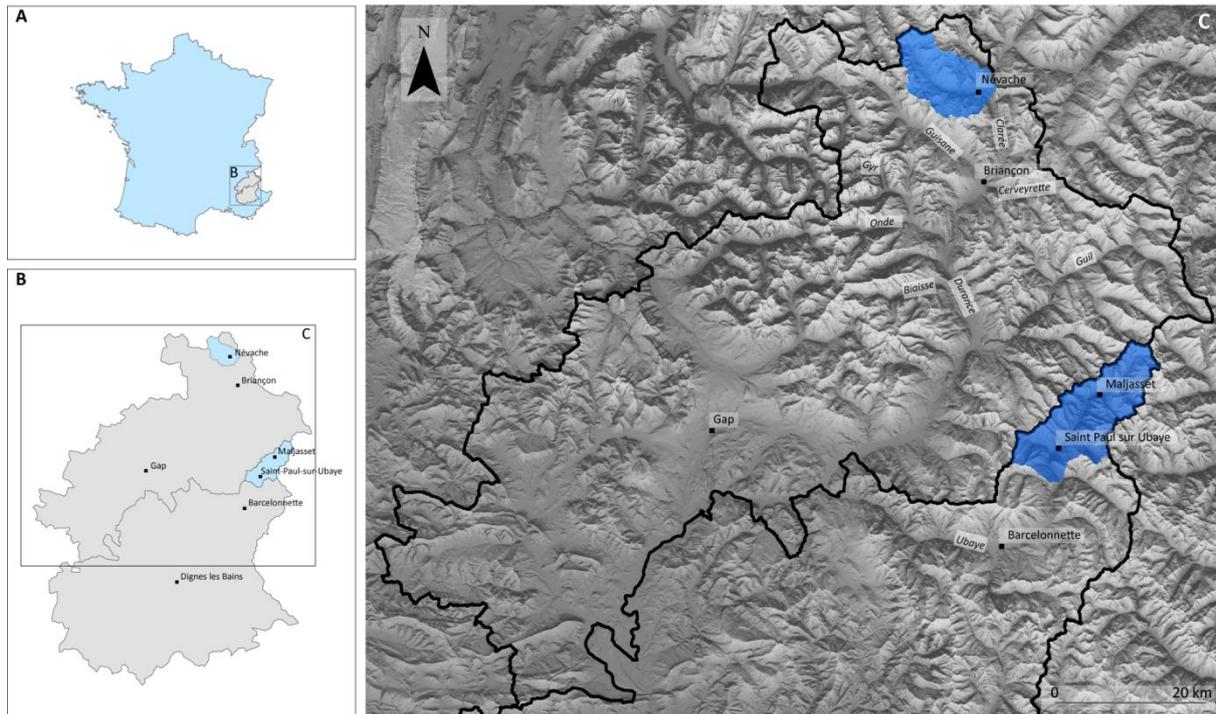


Figure 2-1. Localisation des vallées de la Clarée (au nord) et de l'Ubaye

2.1.1 L'originalité régionale pour l'étude des glaciers rocheux

La présence des glaciers rocheux est inégalement répartie dans les Alpes françaises (Monnier, 2006). Peu présents dans les Alpes du Nord, hormis dans le massif de la Vanoise, ils sont en revanche plutôt nombreux dans les Alpes du Sud. Ceci explique qu'un intérêt y ait été porté très tôt, avec deux précurseurs en haute-Ubaye (Michaud et Cailleux, 1950), suivi par de nombreuses études dans la haute vallée de l'Ubaye (Evin et Assier, 1983a; Evin *et al.*, 1990, 1993a) et dans le massif du Combeynot (Francou et Reynaud, 1992; Bodin, 2007; Bodin *et al.*, 2009). Cet intérêt porté au pergélisol alpin ne cesse de s'accroître puisque plusieurs travaux de thèses ont récemment abordé, de manière exclusive ou non, des thématiques liées aux glaciers rocheux, et en particulier sur des questions de fonctionnement (Bodin, 2007), de mouvement (Echelard, 2014), d'évolution face au changement climatique (Krysiecki, en cours) et de répartition spatiale (Monnier, 2006).

2.1.2 Un cadre géologique favorable à l'étude régionale des glaciers rocheux

Situées dans la partie centrale des Alpes franco-italiennes, les Alpes françaises du sud ne représentent qu'un infime fragment de la grande chaîne alpine. D'un point de vue géologique, elles se séparent selon un axe transversal ouest/est en deux parties distinctes (i) le domaine externe, (ii) le domaine interne. A l'ouest, les massifs cristallins externes (Pelvoux et Argentera) sont caractérisés par des formations cristallines et métamorphiques sur lesquelles se superposent des formations du Carbonifère supérieur et Permien. A l'est, les massifs internes sont formés d'une série de nappes sédimentaires dont les plus importantes sont, de l'ouest vers l'est, les nappes sub-briançonnaise, briançonnaise et piémontaise.

Appartenant au domaine méta-sédimentaire interne (Figure 2-2), les sites d'étude sont associés à des unités sédimentaires constituées principalement par la nappe du Briançonnais et dans une moindre mesure par la nappe piémontaise. Le domaine du Briançonnais, dans lequel se situent les vallées de la Clarée et une partie de la Haute Ubaye, correspond à quelques détails près à une bande de terrains affleurant de façon continue du Valais suisse à la Méditerranée selon une orientation NW-SE. Au nord de Briançon, les principaux affleurements sont constitués du soubassement anté-alpin et caractérisés par des formations schisto-gréseuses du Houiller, du Permien et du Trias inférieur. Plus au sud, la couverture mésozoïque affleure plus largement. Elle se caractérise par la présence de calcaires et de dolomies triasiques, à l'ouest d'abord en synclinaux enchâssés dans le Houiller (Figure 2-9, coupe 2) puis plus à l'Est découpée en de multiples nappes. Cette unité briançonnaise chevauche à l'est la nappe piémontaise dont les schistes lustrés constituent l'affleurement principal et dans lesquels se développe le secteur le plus en amont de la haute-Ubaye.

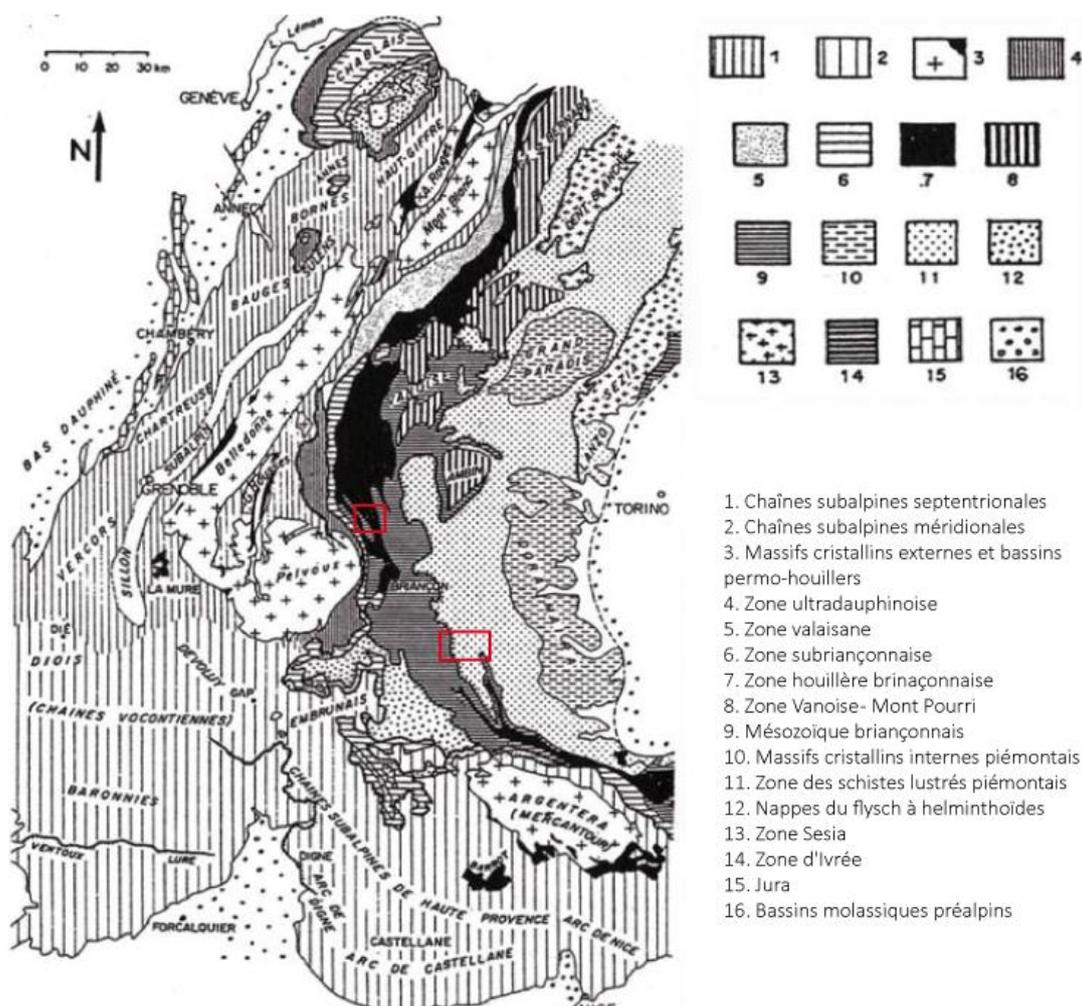


Figure 2-2. Schéma structural simplifié des Alpes franco-italiennes. (d'après Debelmas, 1947). Les encarts rouges correspondent aux vallées de la Clarée (au Nord) et de l'Ubaye (au Sud)

2.1.3 Une situation d'abri favorable à un étage périglaciaire développé

La prédominance des régimes perturbés venant de l'Ouest (Figure 2-3) illustre bien l'influence des systèmes dépressionnaires venus de l'Atlantique qui apportent l'essentiel des précipitations sur la région (Figure 2-4). Dans une moindre mesure et lorsque l'on se rapproche des massifs frontiers (cf. haute-Ubaye), l'influence des régimes du sud et sud-est issus de la Méditerranée (Figure 2-5) se fait sentir en apportant notamment son lot de précipitations localement appelé «Lombarde »

Direction	W	SW	NW	N	SE	S	NE	Autres
Nb jours moyen	65.7	45	30.9	15.4	11.4	8.7	2	27.1
%	32	22	15	7	6	4	1	13

Figure 2-3. Fréquence moyenne des régimes météorologiques perturbés sur la période 1970-1989 (d'après Blanchet 1990 dans Bodin 2007).

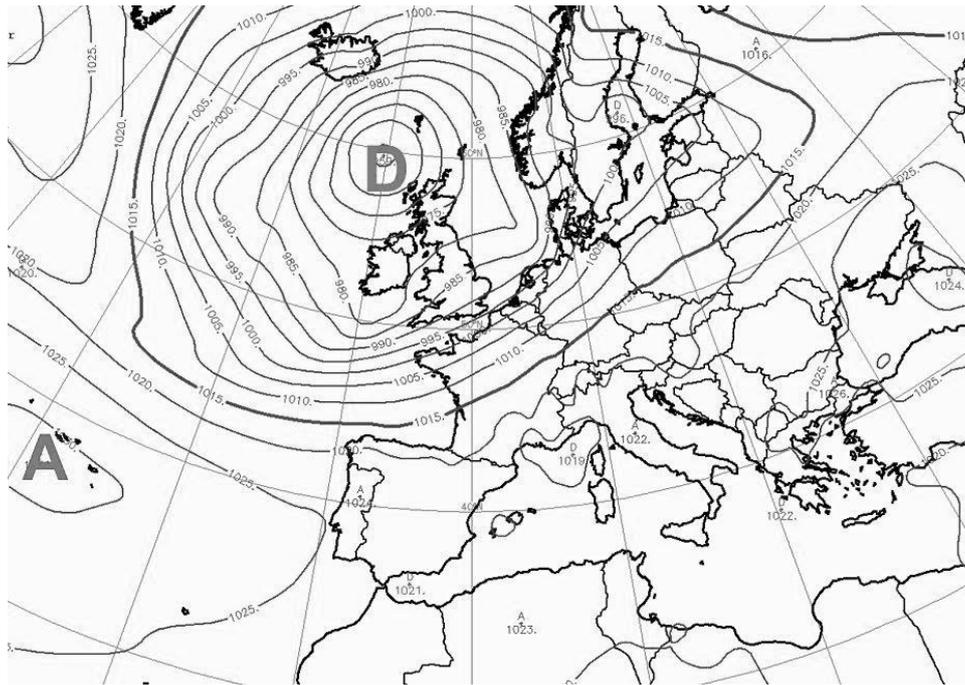


Figure 2-4. Flux d'ouest perturbé. Le flux d'Ouest perturbé est généré par une zone de basse pression associée à de l'air froid en altitude sur l'Atlantique Nord et par l'anticyclone des Açores accompagné d'air chaud subtropical en altitude. Entre ces deux centres d'action, le flux plus ou moins rapide circule d'Ouest en Est au-dessus de l'Atlantique. (Météo-France, 2014)

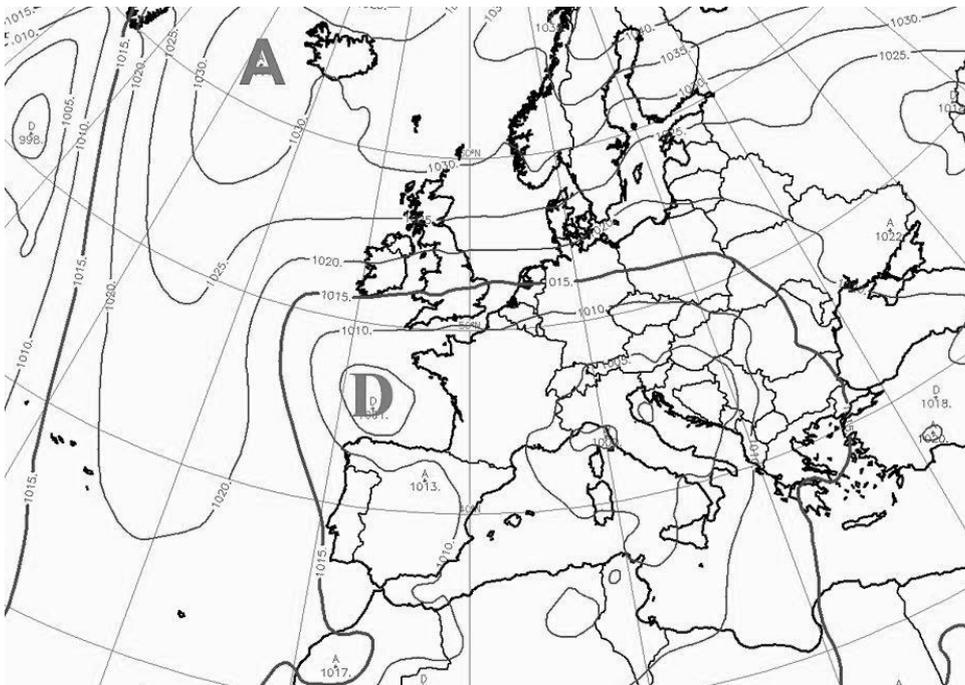


Figure 2-5. Situation de retour d'est. La position de la dépression au-dessus de la France favorise la remontée de masses air depuis le sud et le sud-est. (Météo-France, 2014)

Cette circulation générale est régionalement modifiée par la présence de massifs à l'Ouest (Oisans, Ecrin/Pelvoux) et au Sud (Argentera-Mercantour) de notre secteur d'étude qui à la fois occasionne un gradient de précipitations Ouest-Est (La Grave 981 mm/an, Môtetier 859 mm/an, Briançon 746 mm/an, données météo-France d'après Bodin 2007) et Sud-Nord (Valdeblore 1109 mm/an, Allos 1090 mm/an et Barcelonnette 731 mm/an (Evin, 1987b)) favorisant de faibles précipitations et une sécheresse relative dans le haut bassin durancien. Ces faibles précipitations concourent à élever la Ligne d'Equilibre Glaciaire à des altitudes de 2900-3100 m (Evin, 1987b; Cossart, 2011). Combinées à des températures caractéristiques d'un climat de montagne (que nous détaillons dans les paragraphes suivants), en particulier celle d'un isotherme 0°C situé autour de 2550 m dans le secteur (Bodin, 2007), les conditions climatiques intra-alpines de notre zone d'étude sont particulièrement favorables à la présence d'un étage à pergélisol développé (Francou, 1988) (Figure 2-6).

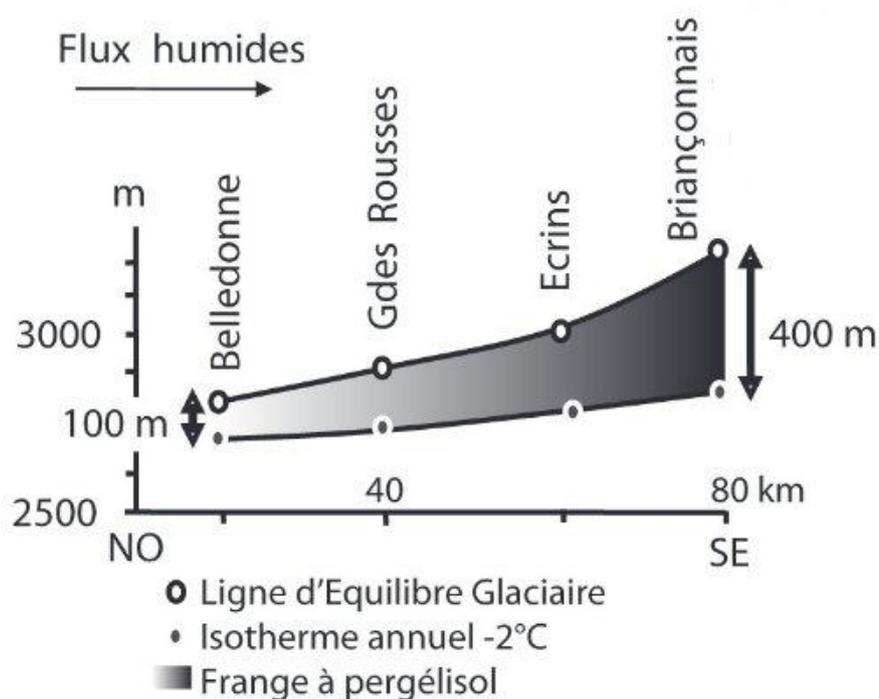


Figure 2-6. Evolution de l'étage périglaciaire le long d'un transect Nord-ouest/Sud-est dans les Alpes du sud. Modifié d'après Francou, 1988

2.2 Présentation de la vallée de la Clarée

La vallée de la Clarée se situe au cœur des Alpes occidentales, à la charnière entre les Alpes françaises du nord et du sud (45°N, 6°45E). Tournée vers le sud, la vallée de la Clarée correspond à l'extrémité amont du bassin versant de la Durance (Figure 2-1). Elle prend sa source dans le Lac de la Clarée (2440 m) au pied du seuil des Rochilles et, après un parcours

de 30km, conflue en amont du village de la Vachette (1360 m) avec la Durance, ruisseau issu du flanc Nord-Ouest du massif du Chenaillet. Sur sa rive gauche, un col routier (col de l'Echelle, 1600 m) permet à la fois le passage vers l'Italie et de rejoindre la vallée Etroite. Au cours des deux dernières décennies, la vallée de la Clarée a fait l'objet d'études géomorphologiques et de publications diverses essentiellement orientées sur la torrencialité (Garitte, 2006; Garitte *et al.*, 2007), sur l'évolution glaciaire Quaternaire (Cossart, 2005; Cossart *et al.*, 2010, 2012) et dans une moindre mesure sur le pergélisol et les glaciers rocheux (Cossart *et al.*, 2008; Cossart et Perrier, 2011).

Les travaux menés dans le cadre de ce travail le sont uniquement dans la partie haute de la vallée, en amont du village de Névéche (1600 m), pour des raisons d'accessibilité mais surtout parce que les formes périglaciaires y sont les plus nombreuses.

2.2.1 Contexte morphostructural et topographique

2.2.1.1 Une vallée marquée par de forts contrastes topographiques...

La haute vallée, d'une superficie d'environ 100km², est structurée selon deux lignes de crêtes principales d'orientation SE-NO :

- La première, située en rive droite, va du Grand Aréa (2868 m) vers le col des Rochilles (2493 m). Cette ligne de crêtes porte les sommets les plus élevés de la vallée : Pointes des Cerces 3098 m, Pic de la Moulinière 3073 m et Tête de la Cassille 3069 m.
- En rive gauche, la crête structurale, moins élevée, suit elle aussi une orientation SE-NO depuis la Roche du Chardonnet (2952 m) vers l'Aiguille Rouge (2548 m), en passant par la Roche de la grande tempête (3003 m) et le Rocher Blanc (2852 m).

Ces deux lignes de crêtes soulignent par leur aspect contrasté la première spécificité de la haute Clarée. En rive gauche, les crêtes, rocheuses mais peu acérées, présentent une altitude comprise globalement entre 2700-2850 m. Elles s'organisent selon un réseau simple, orienté SO-NE, qui aère le massif par la présence de cirques ouverts et peu encaissés (commandement de l'ordre de 100 m), à l'orientation, à l'ampleur et au profil similaire. En rive droite, les crêtes sont plus élevées, s'échelonnent en 2850-3000 m et présentent une physionomie acérée et découpée. Le volume du massif est moins aérée, les cirques y sont étroits et encaissés (commandement de l'ordre de 200 m), les versants y sont raides et tendus. A titre d'exemple, le cirque de la combe du Lac Rouge (Rive droite) mesure 0.7 km² contre 5.5 km² pour celui des Muandes (rive gauche).

En termes de volume disponible, d'emprise spatiale, les parois de la rive droite constituent des sources sédimentaires plus importantes que celles de la rive gauche.

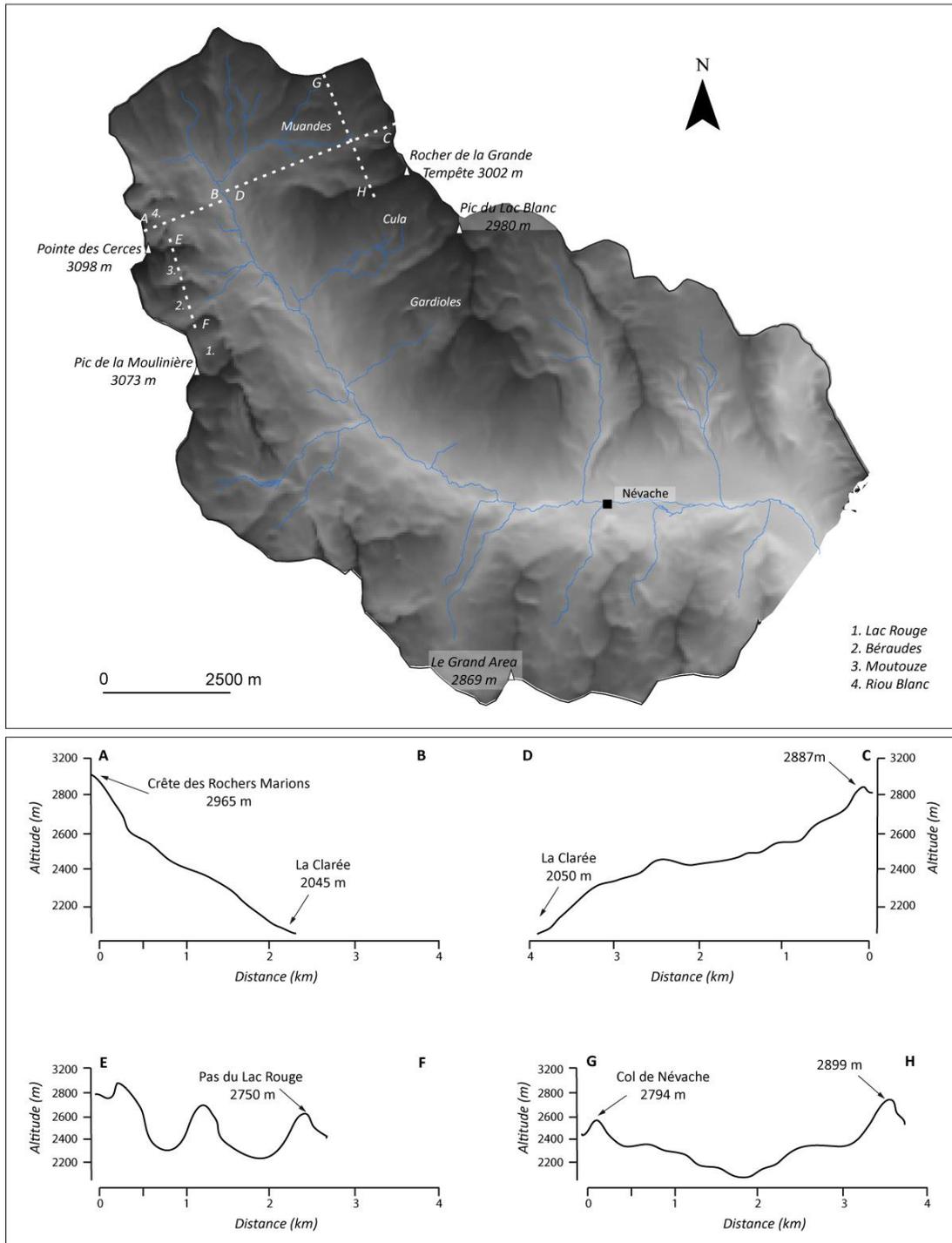


Figure 2-7. Profils topographiques des cirques amont de la haute vallée de la Clarée

2.2.1.2 ...conditionnés par la structure et la nature géologique des versants

Les formations géologiques qui composent la haute vallée de la Clarée s'inscrivent en grande majorité dans la nappe Briançonnaise du domaine sédimentaire interne des Alpes.

Deux formations dominantes, disposées de part et d'autre de la haute vallée, constituent les affleurements principaux :

En rive gauche, le socle siliceux permien-houiller domine. Principalement composées de grès carbonifère et de conglomérats (Figure 2-8), globalement inclinée vers l'ouest (Figure 2-9, coupe 1), ces formations sont à l'origine de sommets d'altitude modeste. La structure géologique, faiblement inclinée (Figure 2-9), et la nature lithologique des versants favorisent :

- une production détritique macro-gélive favorable à la constitution en surface de glacier rocheux de type openwork.
- de nombreux replats (Figure 2-7) peu favorables au fluage des formes périglaciaires ;
- de cirques "ouverts" qui limitent les situations d'abri et favorisent l'exposition à une forte radiation solaire incidente, elle même peu favorable au pergélisol.

A une échelle plus locale, la faible cohésion des versants et leur démantèlement depuis le retrait glaciaire, en partie par des processus paraglaciers (Cossart, 2005), est à l'origine de leur aspect émoussé (Figure 2-10). Associée à l'absence de parois verticales, l'exposition à la radiation solaire incidente s'en trouve d'autant plus importante et limite d'autant plus les conditions topo-climatiques favorables au pergélisol. Enfin, les sources potentielles de sédiments (parois rocheuses) fournissent peu de matériaux et donc limitent la recharge sédimentaire nécessaire au développement des glaciers rocheux.

En rive droite, le massif des Cerces s'apparente à un bastion dominant la vallée (Figure 2-10) et présente un aspect plus vigoureux qu'en rive gauche. La structure géologique, fortement redressée voire verticale (Synclinal des Cerces, Figure 2-9, coupes 2 et 3), forme localement des barres dont les sommets dépassent les 3000 m. Associé à une lithologie massive, épaisse de 200 à 300 m (Figure 2-9) et composé de Calcaires, Dolomies et Quartzites triasiques (Figure 2-8), le massif présente une physionomie compacte faite de versants hauts de plusieurs centaines de mètres qui favorisent les positions d'abris. Les bas de versant sont ainsi "protégés" localement de la radiation solaire incidente et créent des contextes topo-climatiques favorables au pergélisol. Ces formations carbonatées et siliceuses fournissent par ailleurs de grandes quantités de matériaux macro-gélifs aux versants et qui sont favorables aux glaciers rocheux (Evin, 1985) :

- la structure, fortement inclinée (Figure 2-9), facilite le démantèlement des hauts de versant. Ces derniers fournissent alors d'importantes quantités de débris qui viennent s'accumuler en pied de paroi .

- les formations triasiques présentent de nombreux accidents tectoniques à l'origine d'un fort diaclasage des versants (Barfety *et al*, 2007). Les nombreux couloirs qui en résultent favorisent le transfert et la concentration des matériaux en pied de parois donnant lieu à de grands éboulis à partir desquels les glaciers rocheux peuvent prendre naissance. Ponctuellement, ces accidents tectoniques fragilisent la roche en place, qui alimente alors les versants en matériaux micro-gélifs à l'origine de glacier rocheux à structure fermée (*pebbly rockglacier*).

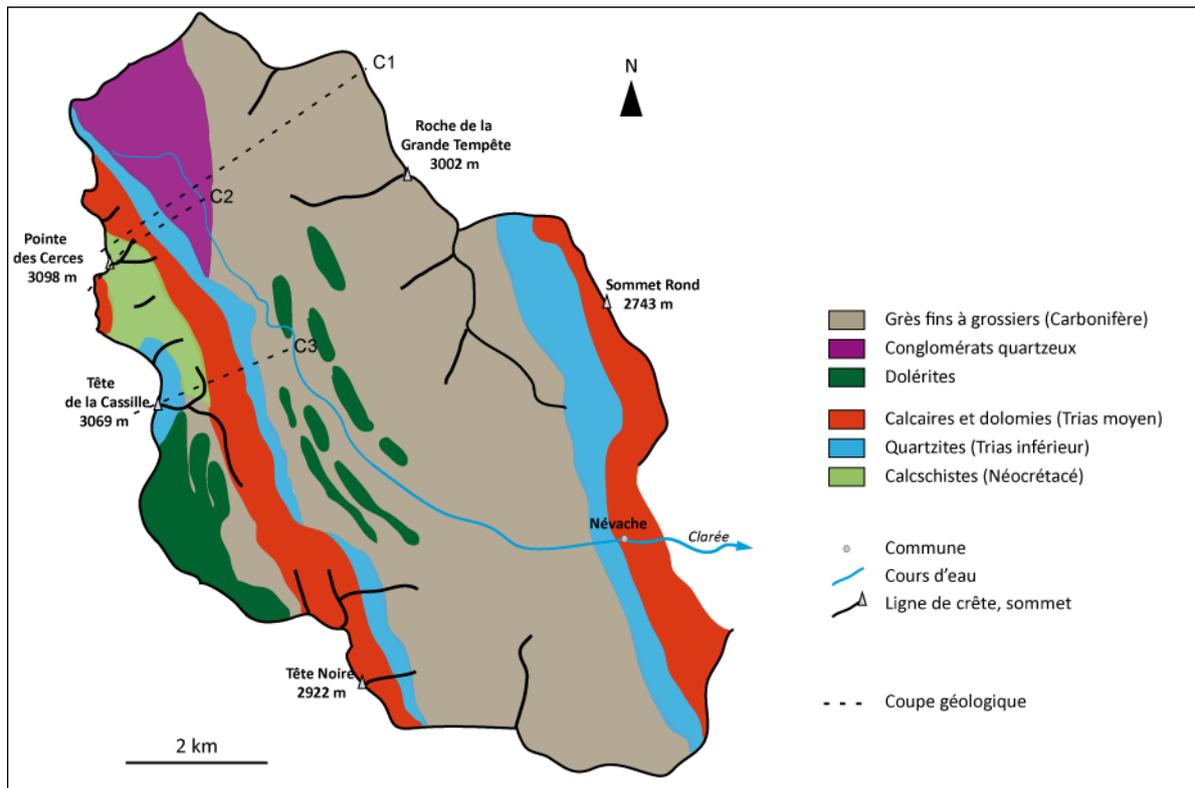


Figure 2-8. Carte géologique simplifiée de la haute Clarée et localisation des glaciers rocheux. Les coupes géologiques sont présentées dans la Figure 2-9

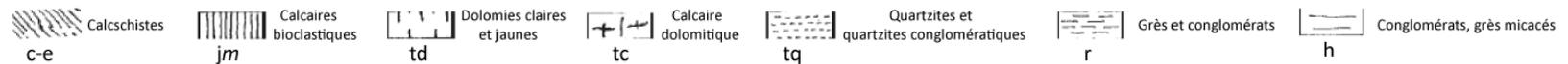
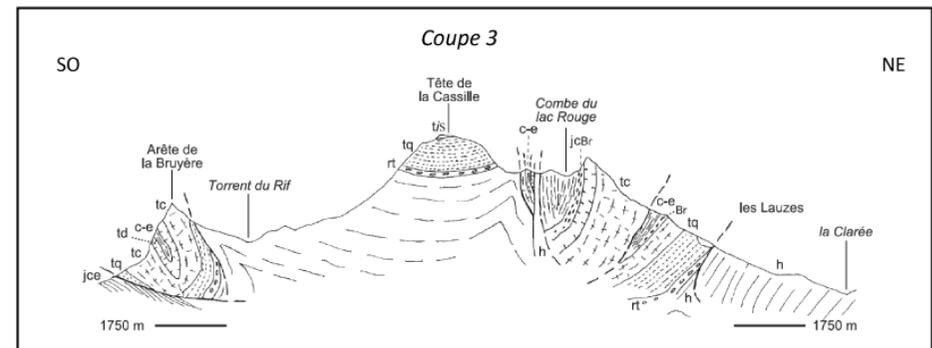
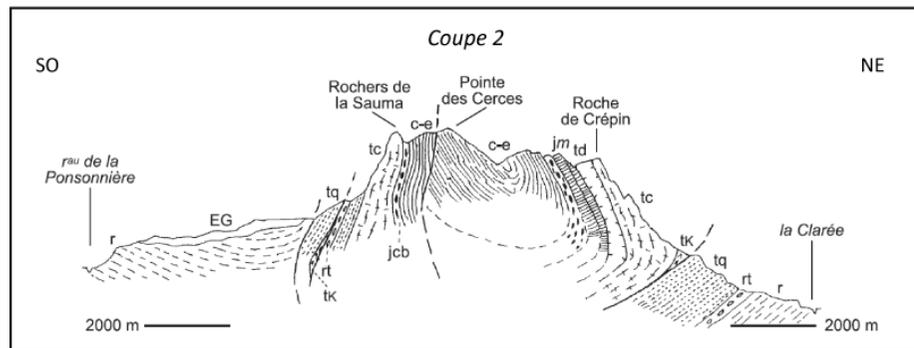
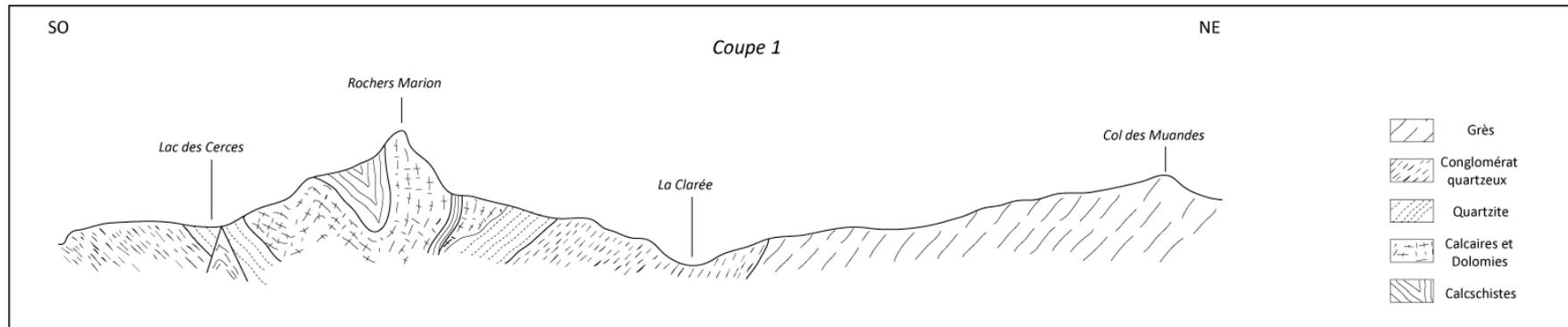


Figure 2-9. Coupes géologiques dans la zone Briançonnaise (haute Clarée) (d'après Barfety et al 2006)

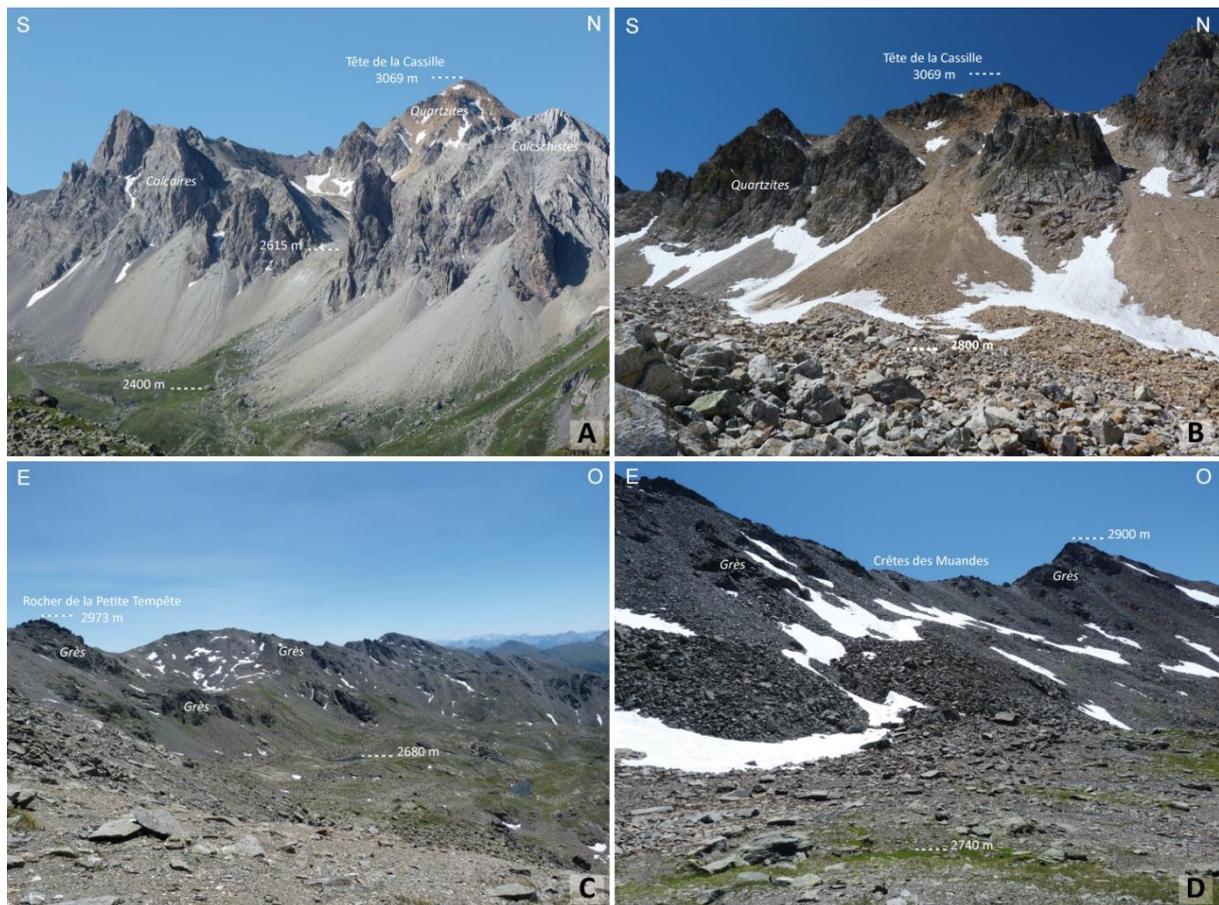


Figure 2-10. Opposition morphostructurale des deux rives de la haute Clarée. A. Massif des Cerces vu depuis la rive gauche B. Tête de la Cassille. Noter l'importante fourniture en débris à l'origine des grands cônes d'éboulis C. Massif gréseux de rive gauche. Noter l'aspect « émoissé des versants » D. Crêtes des Muandes (rive gauche). Noter le tarissement des sources sédimentaires et la présence de « simples » tabliers d'éboulis

2.2.2 Principales caractéristiques du climat

Le climat conditionne l'activité périglaciaire ; il est à la fois lié au contexte régional (cf.2.1.3) et aux spécificités locales, en partie créées par le relief. Ce climat intervient notamment par les températures qui règlent les mécanismes de gélifraction (fourniture en débris des glaciers rocheux) et l'existence de pergélisol d'une part, et d'autre part par les précipitations solides et le couvert neigeux qui y est associé et qui modifie le bilan d'énergie de surface (cf.1.2.2).

Protégé des flux humides atlantiques par le massif des Ecrins et des flux méditerranéens par les massifs sud Alpin (Argentera-Mercantour), le climat de la vallée de la Clarée se caractérise par des conditions de températures et des précipitations favorables à la mise en place d'un étage périglaciaire relativement développé. Nous présentons les principales caractéristiques du climat (températures et précipitations) en insistant sur le

caractère froid et sec du climat à l'origine de la présence d'une large frange à pergélisol. Nous présentons ensuite quelques particularités climatiques locales jouant un rôle sur le pergélisol, notamment la position des isothermes moyens annuels indicateurs de froid et les secteurs à faible radiation solaire incidente à l'origine de conditions topo-climatiques locales particulières et susceptibles de jouer un rôle sur la distribution du pergélisol

2.2.2.1 Des précipitations et des températures favorables à la mise en place de conditions périglaciaires

Afin de caractériser le climat du secteur d'étude, les normales climatiques (température de l'air et précipitations) de la station de Briançon ont été choisies (Figure 2-11).

- A Briançon, les températures moyennes les plus froides sont au mois de janvier tandis que les plus chaudes sont en été (juillet-août). La moyenne annuelle de la température de l'air (ou *Mean Annual Air Temperature* – MAAT) est de 7.6°C et l'amplitude thermique est de 17.6°C. Les températures, négatives pendant l'hiver (novembre à mars), sont favorables au pergélisol pendant la moitié de l'année.
- Le régime pluviométrique est de type AHPE (Automne, Hiver, Printemps, Eté) avec un cumul modeste (735 mm) à l'échelle des Alpes. novembre est le mois qui reçoit le plus de précipitations tandis que juillet est le mois le plus sec. Une telle distribution saisonnière contribue à ce qu'au-dessus de 2500 m, près des ¾ des précipitations tombent sous forme solide.

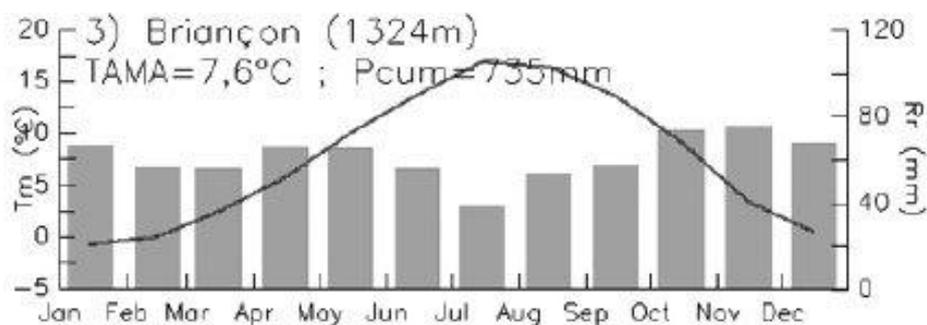


Figure 2-11. Normales climatiques des températures (courbes) et des précipitations (barres) mensuelles de la station de Briançon (période 1961-1990, données Météo France). Tiré de Bodin (2007)

L'analyse de la distribution mensuelle des écarts-types (Bodin, 2007) permet de saisir la variabilité interannuelle des précipitations et des températures (Figure 2-12).

- Les mois d'été sont marqués par une faible variabilité interannuelle des températures. octobre et février apparaissent *a contrario* comme les mois où la variabilité est la plus élevée.

- La variabilité annuelle des précipitations est semblable à celle des températures avec des mois d'été où elle est faible et des mois d'Automne où elle est plus marquée. Les fortes variabilités des températures et des précipitations automnales jouent un rôle important sur le pergélisol en modifiant le bilan d'énergie reçu à la surface. L'automne représente une période clé dans la saison puisque c'est durant celle-ci que le froid peut pénétrer le sol avant que la couverture neigeuse hivernale ne s'installe. « L'entretien » du pergélisol dépend alors d'un savant équilibre entre températures et précipitations solides.

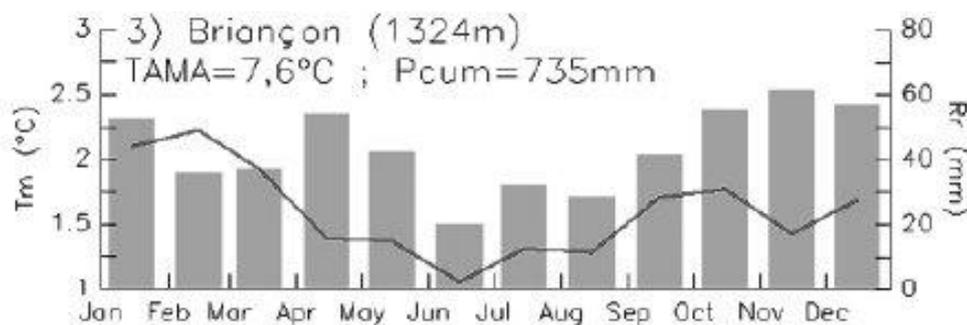


Figure 2-12. Ecart-type des températures et des précipitations mensuelles de la station de Briançon (période 1961-1990, données Météo-France). Tiré de Bodin (2007)

Le gel revêt également un aspect important à la fois pour le pergélisol puisque qu'il est synonyme de températures favorables à son maintien mais aussi pour les glaciers rocheux dans la mesure où il conditionne l'activité cryoclastique et donc la fourniture en débris nécessaire à leur fonctionnement.

- A Briançon, sur la période 1951-1985 (données Météo-France tirées de Garitte (2006)), le gel intervient un peu plus de 145 jours par an, principalement entre les mois de novembre et d'avril. Cette répartition annuelle des jours de gel montre l'impact négatif de la saison estivale sur le pergélisol.
- La confrontation du régime pluviométrique et du régime des températures indique ainsi qu'une large part des précipitations intervient lorsque les températures sont négatives favorisant l'apparition d'un couvert neigeux.

2.2.2.2 Quelques spécificités climatiques importantes pour le pergélisol

- « Limites géomorphologiques remarquables »

Au-delà des données ponctuelles, l'altitude des différents isothermes est souvent utilisée pour établir des "limites géomorphologiques remarquables" (Chardon, 1984; Harris, 1988). L'isotherme -2°C, reconnu pour marquer la limite inférieure du pergélisol discontinu

(Evin, 1987, Francou, 1988, Barsch 1996), se trouve à environ 2910 m (Bodin, 2007) dans le massif voisin du Combeynot. L'isotherme -8°C , considéré comme limite inférieure du pergélisol continu se situe à environ 3900 m si l'on considère un gradient de température locale de $0.0062/\text{m}$ (Bodin, 2007). En utilisant ces valeurs altitudinales comme marqueur des isothermes -2°C et -8°C , on s'aperçoit qu'environ 3.7 % de la haute vallée se trouve au-dessus de -2°C alors que la limite altitudinale de l'isotherme -8°C n'est pas atteinte du fait de la trop faible altitude des sommets. La grande majorité des secteurs situés au-dessus de l'isotherme -2°C sont constitués de roche en place. La mise en relation de la répartition des glaciers rocheux de la haute vallée et des secteurs situés au-dessus de l'isotherme -2°C montre qu'à l'exception de trois ou quatre glaciers rocheux, tous les autres sont situés à des altitudes inférieures à cette limite (Figure 2-13).

Néanmoins, les contextes topo-climatiques locaux, notamment les situations d'abri tendent à créer des « zones de froid » et à abaisser les limites inférieures des isothermes.

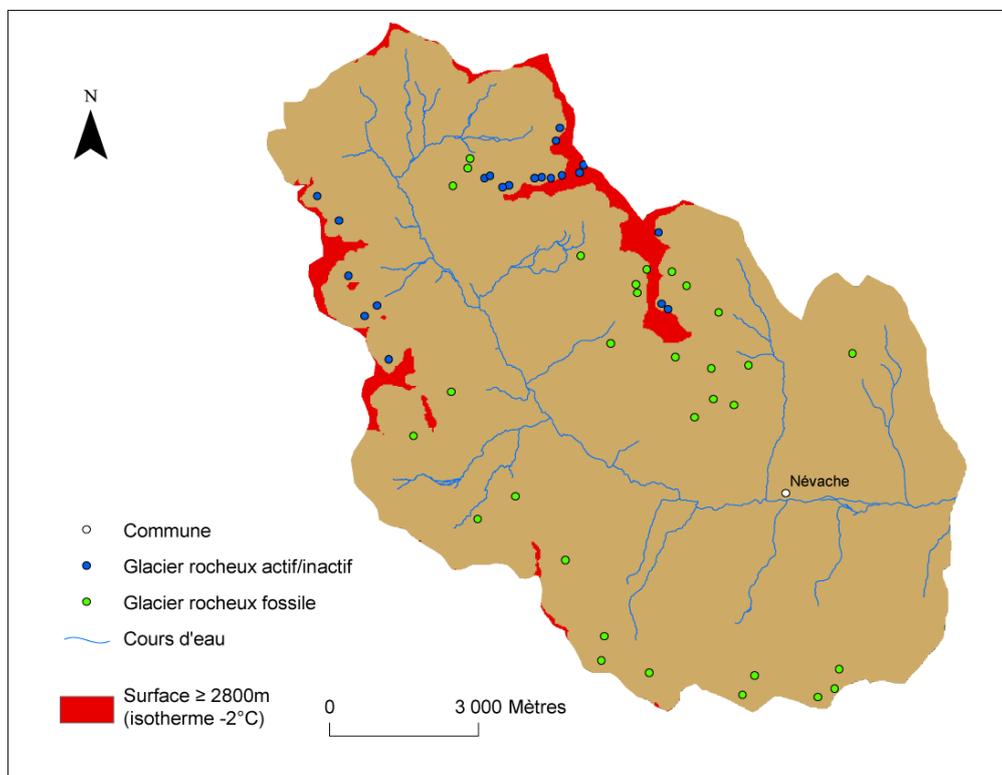


Figure 2-13. Surfaces supérieures à l'isotherme -2°C et distribution des glaciers rocheux

- **Situation d'abri, intensité du rayonnement solaire incident et distribution des glaciers rocheux**

L'observation de la répartition des glaciers rocheux et de la carte de la carte de radiation solaire incidente (Figure 2-14) montre que la plupart d'entre eux sont situés dans des secteurs où la valeur du rayonnement solaire est faible. Cela indique clairement que localement, des facteurs topoclimatiques, en particulier la présence d'une haute

paroi, vient modifier le climat local en créant des « zones de froid » où le pergélisol est susceptible d’être présent, et ce 200 à 300 m en dessous de la limite inférieure de l’isotherme -2°C

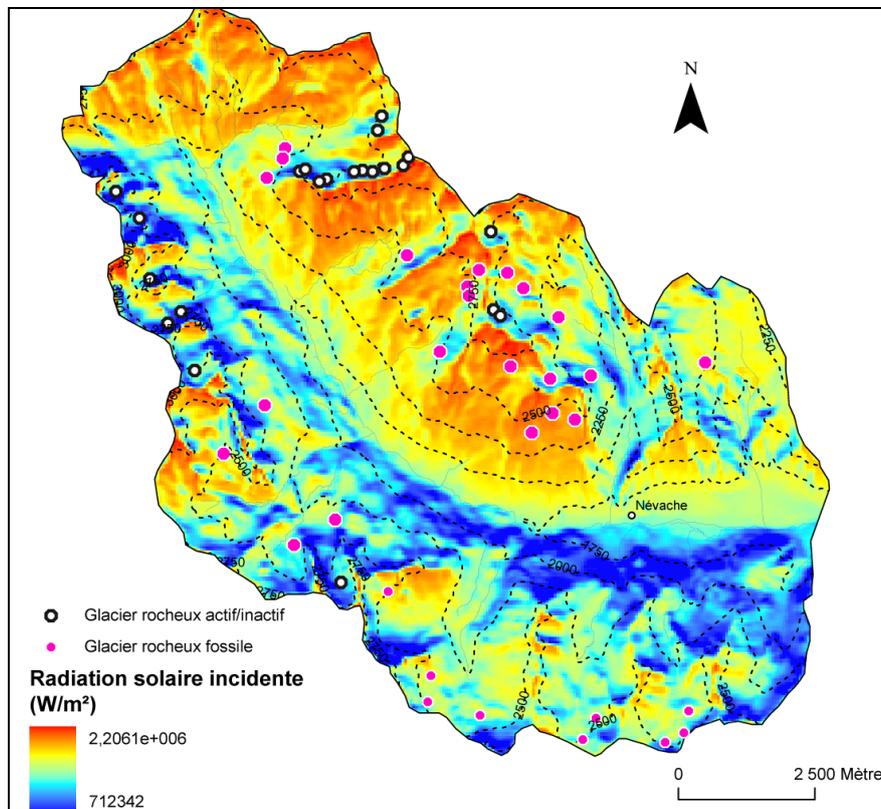


Figure 2-14. Carte de la radiation solaire incidente dans la haute vallée de la Clarée. Noter que les glaciers rocheux actifs/inactifs sont tous situés dans des secteurs où la radiation solaire incidente est inférieure à $1.8 \text{ W.m}^2/\text{an}$

- **Variabilité inter-annuelle de l'épaisseur du couvert neigeux**

L’impact isolant (cf. 1.2.2) de l’enneigement sur le pergélisol peut s’apprécier par sa durée et par son épaisseur. Bien qu’il soit hasardeux de généraliser un paramètre aussi variable dans le temps (cf. la variabilité des précipitations hivernales) et dans l’espace (rôle de la redistribution par le vent et les avalanches), la série de mesures (relevés hebdomadaires sur la période 1979-1986) de l’épaisseur du couvert neigeux effectuée au Laurichard (8km à l’ouest de la haute Clarée) illustre que:

- de septembre à novembre, l’épaisseur du manteau neigeux est inférieure à 50 cm. La surface du sol subit encore l’influence de la température de l’air et permet l’entretien du pergélisol.

- entre janvier et avril, le couvert neigeux dépasse le seuil de 80 cm considéré comme l'épaisseur minimale nécessaire pour isoler la surface du sol de la température de l'air. Il arrive que cette épaisseur se maintienne jusqu'à juin ce qui permet de limiter l'impact des températures de l'air positive du printemps et du début de l'été sur la surface du sol et donc sur le pergélisol.

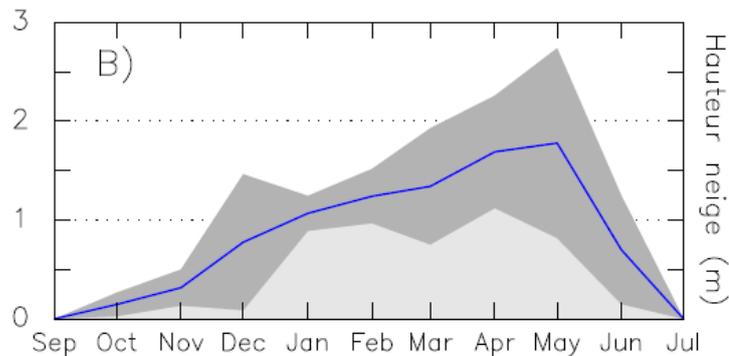


Figure 2-15. Epaisseur moyenne (courbe bleue ; en grisé sombre, l'enveloppe $\pm 1\sigma$) du manteau neigeux dans la Combe de Laurichard (2450 m d'altitude, massif du Combeynot sur la période 1979-1986. Données Météo France et Francou, 1988 tiré de Bodin, 2007

2.2.3 Le contexte géomorphologique : entre abondance des formes périglaciaires et héritages glaciaires

2.2.3.1 Une grande diversité de glaciers rocheux

La haute vallée de la Clarée présente un total de 34 glaciers rocheux (densité de 2 glaciers rocheux au km²) dont 14 d'entre eux sont considérés comme actifs ou inactifs et 21 comme fossiles (Figure 2-16). Les glaciers rocheux actifs/inactifs sont distribués entre 2500 et 2850 m d'altitude et sont caractérisés par des physionomies différentes en partie conditionnées par le contexte géologique, topographique et géomorphologique local. Nous avons, à partir de critères simples, essentiellement liés à leur aspect de surface (morphométrie, morphologie, physionomie), établi une typologie des différents glaciers rocheux de la haute vallée.

- Le premier type de glacier rocheux correspond à des formes en langue de grande taille (longueur de 500 à 700 m), localisées dans les fonds de vallon ou de cirque, à des altitudes comprises entre 2600 et 2700 m en exposition nord. Ces glaciers rocheux sont localisés au pied des parois calcaires et/ou quartzitiques à fort commandement (\geq à la centaine de mètres) et fortement diaclasées.
- Le second type de glacier rocheux correspond à de simples formes lobées localisées au pied des parois calcaréo-dolomitiques. Ces glaciers rocheux sont distribués à des

altitudes comprises entre 2500 et 2700 m sur les faces nord. Ces formes s'inscrivent au terme d'un relais de processus classique où les parois fournissent le matériel détritique qui vient s'accumuler sous forme d'éboulis vifs dont une partie est au final remaniée par fluage.

- Le troisième type de glacier rocheux correspond à des formes aux dimensions réduites, localisées sur les faces nord au pied des parois de grès carbonifères à faible commandement et à des altitudes relativement élevées (2600 à 2800 m). Ce type de glacier rocheux est strictement localisé en rive gauche de la vallée.
- Le quatrième type de glacier rocheux correspond à des glaciers rocheux fossiles de grande taille et de forme lobée, qui se localisent au pied des parois gréseuses, calcaires et quartzitiques. Ces glaciers rocheux sont exposés selon des orientations diverses et à des altitudes moyenne de 2450 m.

2.2.3.2 Les héritages glaciaires

Au Dernier Maximum Glaciaire (DMG), l'ensemble de la vallée est occupée par un glacier (Cossart, 2005). Cet englacement est suivi par différentes phases de variations glaciaires tout au long du Tardiglaciaire et de l'Holocène (cf. 3.1.2). Ces périodes d'englacement ont à la fois façonné les paysages de la haute vallée et sont également à l'origine de la présence de nombreux héritages géomorphologiques. Les différents travaux réalisés par Cossart (2005) et Cossart *et al.* (2006, 2010, 2011, 2012) renseignent sur ces différents héritages. On trouve ainsi :

- De nombreuses roches moutonnées qui témoignent à la fois du passage des glaces sur ces secteurs et, pour les plus élevées d'entre elles (*trimline*), des limites altitudinales supérieures atteintes par le glacier lors du DMG. Des surfaces polies, façonnées dans les fonds des vallons de la partie amont de la vallée, attestent de la contribution de ces sous bassins-versants au développement du glacier de la Clarée.
- Des indicateurs sédimentaires, de nature et d'origine diverses, viennent confirmer que des glaciers ont transporté et déposé des matériaux : évacuant ainsi les sédiments des cirques glaciaires, entravant le développement de glaciers rocheux.

Deux types de formation ont été identifiés:

- Formes et formations morainiques (tills) : de nombreux placages de tills sont présents à diverses altitudes dans de nombreux secteurs de la vallée. Dans les

cirques glaciaires de la haute vallée, Cossart (2005) identifie différents stades morainiques qui correspondent à autant de phases d'englacement.

- Edifices juxta-glaciaires, sous forme "d'éboulis tronqués" ou de terrasses fluvio-glaciaires, observés de façon ponctuelle et à des altitudes diverses, indiquent que localement les glaciers ont servi de niveau de base pour l'accumulation des matériaux lors des différentes phases d'englacement.

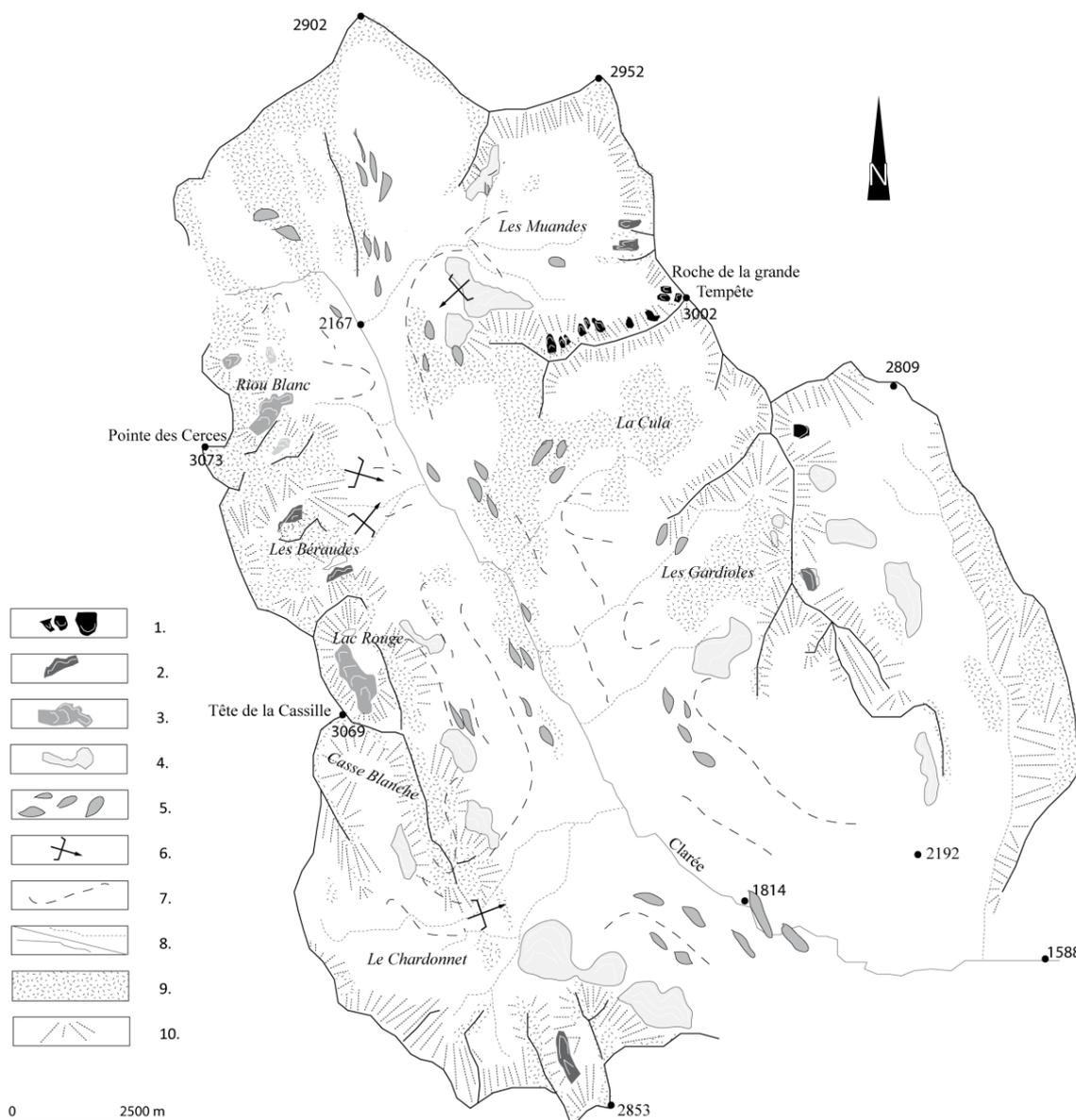


Figure 2-16. Cartographie des glaciers rocheux et des héritages glaciaires dans la haute vallée de la Clarée. 1) Glacier rocheux de taille réduite localisé sur les versants gréseux 2) Glacier rocheux de de forme lobée ou multi-lobée 3) Glacier rocheux de grande taille en langue 4) Glacier rocheux fossile 5) Roches moutonnées 6) Verrou glaciaire (la flèche indique le sens d'écoulement du glacier) 7) Dépôts morainiques 8) Cours d'eau (permanent et temporaire) 9) Substrat à l'affleurement 10. Eboulis. La cartographie des héritages glaciaires est adaptée de Cossart et al. (2012)

2.3 Présentation de la haute vallée de l'Ubaye

La vallée de l'Ubaye se situe en rive gauche de la vallée de la Durance dont elle constitue l'un des affluents (confluence en amont du lac de Serre-Ponçon). La partie amont de la vallée, longeant la frontière italienne, correspond à la fois à l'un des secteurs les plus orientaux des Alpes françaises ainsi qu'à la vallée la plus méridionale des Alpes du sud sédimentaires. Les altitudes sont ici un peu plus élevées qu'en Clarée et s'étendent entre 1650 m (Saint Paul sur Ubaye) et 3412 m (Aiguille du Chambeyron). Nos travaux sont menés dans la partie haute de la vallée, dans le bassin hydrographique situé en amont de la commune de Maljasset, là où les glaciers rocheux y sont les plus nombreux.

2.3.1 Cadre topographique et morphostructural

2.3.1.1 Des conditions topographiques favorables au pergélisol et au fluage des matériaux meubles

La haute vallée, d'une superficie de 160 km², est structurée selon deux lignes de crêtes principales orientées NE-SO.

- La première s'étend de la Cime des Loups (3135 m) jusqu'au Rocca Blanca (3193 m). Sur cette ligne de crête sont présents les sommets les plus élevés de la haute vallée (Bric de Rubren 3340 m, Tête de Malacoste 3212 m, Brec de Chambeyron 3389 m).
- La seconde ligne de crête part de la Tête des Toillies (3175 m) et va jusqu'à la Mortice (3169 m) en passant par quelques sommets à plus de 3000 m (Tête de Longet 3146 m, Pics de la Font Sancte 3385 m).

Le réseau de crête qui structure la vallée est relativement simple, souvent orienté SE-NO, généralement rocheux, souvent déchiqueté et s'échelonne entre 2700 et 3400 m. La haute Ubaye (en amont de Maljasset) est aérée par une dizaine de vallons qui d'une rive à l'autre présentent une morphologie différente. En rive gauche, de grands cirques (8-21km² de superficie) au fond plat se développent sur près de 1000 m le long d'une pente régulière et peu marquée. En rive droite, les cirques sont beaucoup plus étroits (< 3 km²), presque suspendus au-dessus de la vallée principale.

Quelques profils topographiques sélectionnés dans la haute vallée (Figure 2-17) illustrent les principales caractéristiques topographiques décrites.

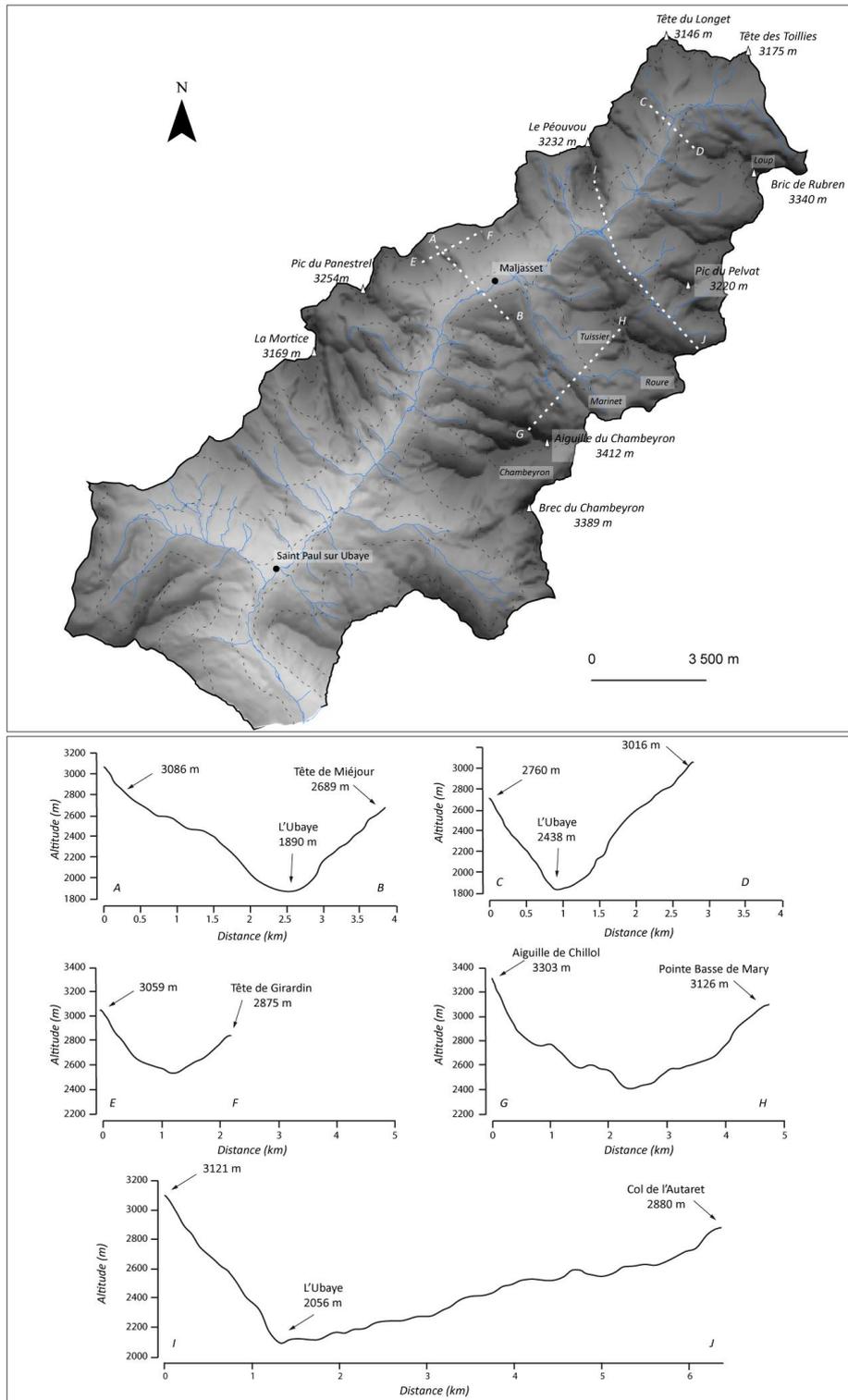


Figure 2-17. Profils topographiques de quelques cirques de la haute Ubaye

2.3.1.2 Principaux éléments morphostructuraux

La haute vallée de l'Ubaye se développe dans deux unités tectoniques et géologiques distinctes : la nappe du Briançonnais et la nappe piémontaise (Figure 2-18 et Figure 2-19).

Disposés de manière transverse au cours d'eau, dont l'ensemble forme une cluse, les différents domaines sédimentaires jalonnent successivement la vallée d'amont vers l'aval. La nature géologique et structurale des formations de la haute Ubaye est un facteur important pour expliquer la présence de glaciers rocheux. D'une part ces formations conditionnent en partie les spécificités du relief topographique, d'autre part, elles fournissent les matériaux nécessaires au développement des glaciers rocheux.

En partant des sources de l'Ubaye et jusqu'à Maljasset, la vallée est creusée dans le domaine des schistes lustrés appartenant à la zone piémontaise. Ces calcschistes métamorphiques enchâssés sur plusieurs centaines de mètres sont à l'origine d'un relief « mou » dont les versants monotones et réguliers se terminent en général par des arrêtes peu déchiquetées. Si l'altitude des hauts de versants, oscillant entre 2800 et plus de 3000 m, est favorable aux conditions périglaciaires et au pergélisol discontinu, la morphostructure et la nature géologique des schistes l'est beaucoup moins notamment pour le développement des glaciers rocheux :

- l'absence d'escarpement sur la partie sommitale des versants dans le sens conforme au pendage (incliné vers l'ouest) ne favorise guère les situations d'abri au rayonnement solaire incident. Sur les versants à contre pendage, quelques escarpements existent mais leur hauteur, inférieure à la centaine de mètres ne se prête guère à la constitution d'abris.
- la fourniture en débris des calcschistes est défavorable à la présence de glaciers rocheux. L'expérimentation de processus cryoclastiques (Lautridou and Ozouf, 1982) montre le caractère micro-gélif de cette formation. Elle fournit donc des matériaux de taille réduite (quelques dizaines de cm de grand axe), souvent bloc à bloc, qui ne permettent pas la constitution d'épais stocks sédimentaires. Au mieux, des formes liées à la gélifluxion, de type éboulis fluant, peuvent se développer mais les glaciers rocheux sont rares.

En aval de Maljasset, les calcaires et dans une moindre mesure les quartzites constituent l'ossature du paysage. Le relief y est beaucoup plus vigoureux, les parois élancées, les vallons étroits et les arrêtes saillantes. Ici et à l'inverse des massifs de calcschistes, la morphostructure et la lithologie sont favorables au pergélisol et aux glaciers rocheux.

- En multipliant les contacts anormaux, la tectonique de nappe a permis la mise en place de hautes parois rocheuses (Gidon *et al.*, 1994). Dans le massif du Chambeyron, les parois calcaires (Trias et Malm), surmontent de plusieurs centaines de mètres les pieds de paroi. Elles favorisent ainsi les situations d'abri, notamment « face au

couchant » (Evin 1987). Le pergélisol y trouve des conditions favorables pour se développer ou se maintenir.

- L'important réseau de failles et les plans de chevauchement des massifs du Chambeyron (Figure 2-19) ou de la Font-Sainte favorisent la présence de couloirs qui vont guider la trajectoire des matériaux et être à l'origine d'importantes accumulations détritiques (cône d'éboulis) susceptibles d'être remobilisés par fluage.
- Le caractère macro-gélif de ces formations est à l'origine de stocks sédimentaires de grande épaisseur, c'est le terrain des "casses". Ces stocks sédimentaires, lorsque les conditions topo-climatiques sont favorables, peuvent donner naissance aux glaciers rocheux.

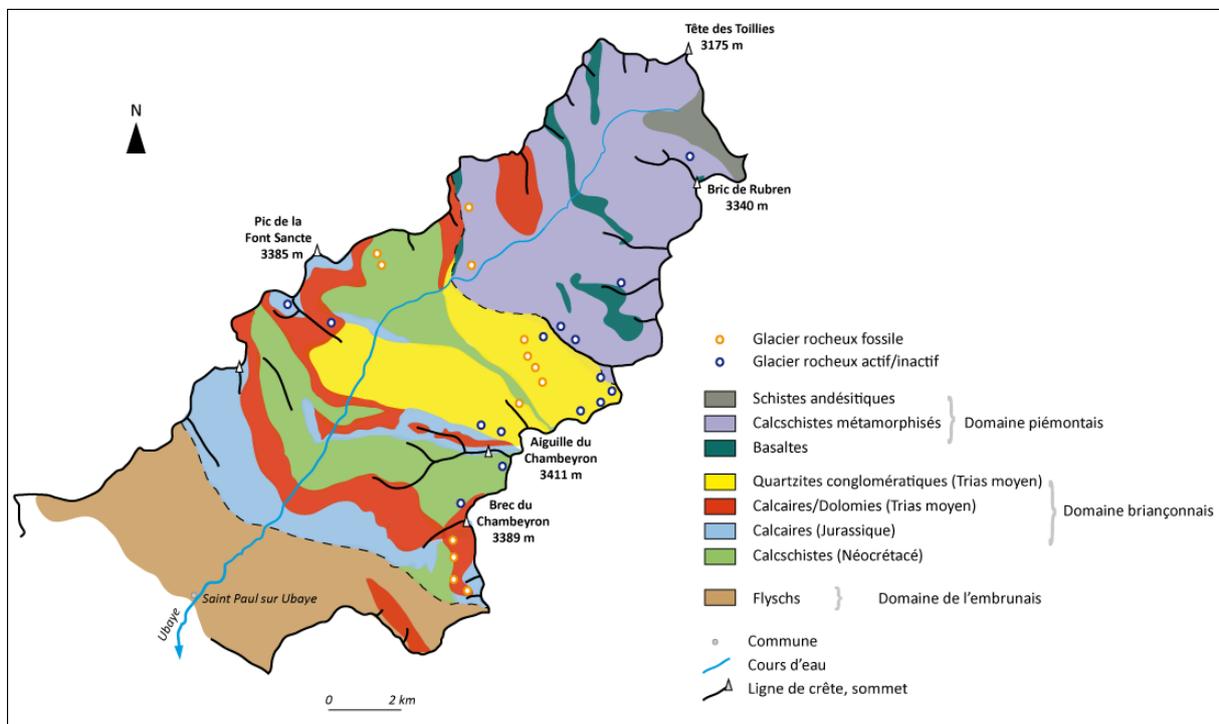
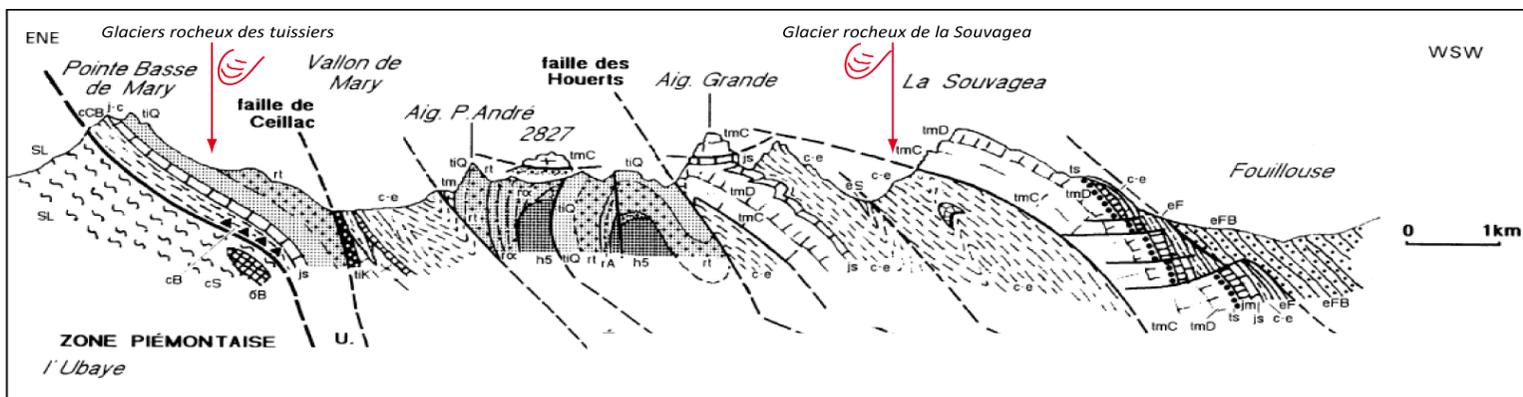


Figure 2-18. Carte géologique simplifiée de la haute Ubaye et localisation des glaciers rocheux



Zone piémontaise
SL : schistes lustrés

Zone Briançonnaise (semelle siliceuse)
h5 : Conglomerats
rA : Arkose conglomératiques versicolore
rt : Quartzites conglomératiques
tiQ : Quartzites francs

Zone Briançonnaise (couverture carbonatée)
tiK : Cargneules
tmC : Calcaires gris ou noirs
tmD : Dolomies grises et noires
tm : Calcaires/Dolomies triasiques

c-e : Marbres en plaquettes
cS : Faciès argileux sombres
cB : Brèches
cCB : Calcaires clairs marmorisés

js : Calcaires marbreux clairs
j-c : Calcaires jurassique

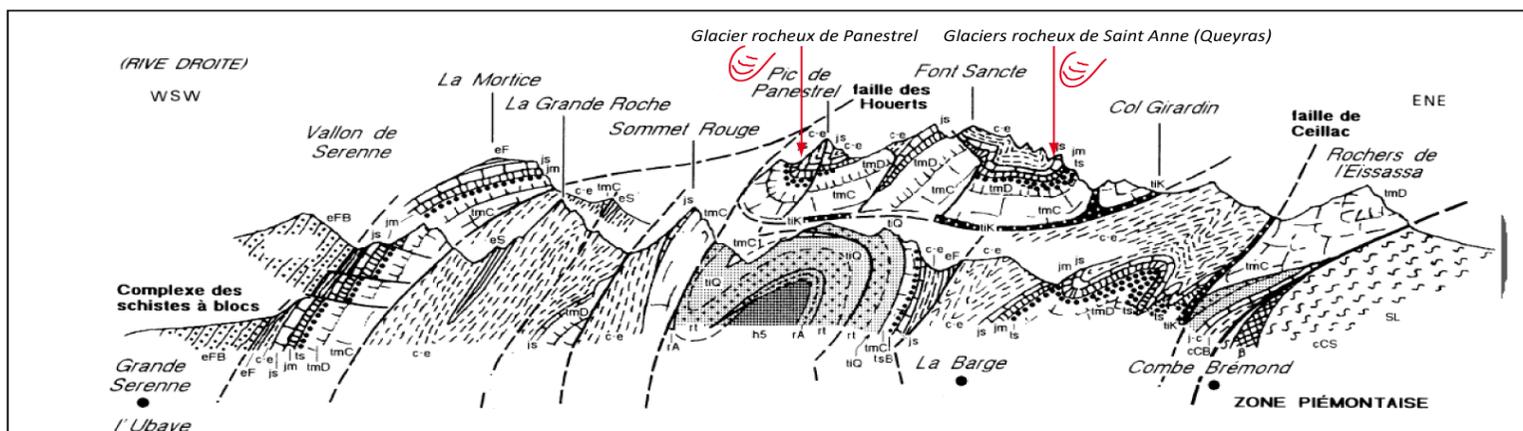


Figure 2-19. Coupes lithologiques dans la haute vallée de l'Ubaye (d'après Gidon et al., 1994). Noter les flèches rouges indiquant la présence de glaciers rocheux le long des profils et les lignes en pointillé qui soulignent les réseaux de faille et de contacts anormaux



Figure 2-20. *Physionomie de la Haute vallée de l'Ubaye. A) Schistes lustrés sur le versant nord-ouest du Bric de Rubren (3340 m) B) Versant de rive droite dans les schistes lustrés. Noter les reliefs « mous » et les versants végétalisés dus à l'abondante présence de fine. C) Massif du Chambeyron dans les calcaires triasiques. Noter la vigueur du relief. D) Crête du Chambeyron vu depuis le cirque éponyme. Noter la présence des grands éboulis qui ourlent le versant*

2.3.2 Contexte climatique

2.3.2.1 Normales climatiques de la région ubayenne

L'analyse des normales climatiques (période 1961-1990) de 3 stations (Maljasset, Jausiers et Barcelonnette) de la vallée de l'Ubaye (Figure 2-21) (données tirées de Krysiecki, 2008) permet de dégager les principales caractéristiques du climat de ce secteur.

- les régimes thermiques des trois stations sont semblables, malgré leurs différences altitudinales : les températures moyennes minimales sont mesurées en janvier et les maximales en juillet. L'amplitude moyenne annuelle est comprise entre 15,4°C (Maljasset) et 18,9°C (Jausiers). Le nombre de mois où la température moyenne est négative augmente avec l'altitude de la station météorologique : décembre et janvier pour Barcelonnette (1155 m), décembre, janvier et février pour Jausiers (1240 m), et décembre, janvier, février et mars pour Maljasset (1903 m).
- les régimes pluviométriques de ces trois stations sont du type Automne/Printemps/Hiver/Été. Les cumuls de précipitations, compris entre 645 mm et 951 mm (station la plus élevée) sont relativement faibles eu égard à l'altitude des stations de mesure. Le mois le plus pluvieux est octobre, et celui qui reçoit le moins de précipitations est juillet, ce dernier étant presque un mois sec au sens de Gausson ($P/T > 2$) pour la station de Barcelonnette. Le climat de la zone étudiée est donc de type subméditerranéen, avec une augmentation des caractères montagnards avec l'altitude. La répartition saisonnière des précipitations et la faiblesse relative des précipitations hivernales, revêt un intérêt particulier favorable à l'existence de pergélisol en limitant l'existence des glaciers (Assier, 1993).

L'analyse de la distribution mensuelle des écarts-types (Figure 2-22) (données tirées de Krysiecki, 2008) nous renseigne sur la variabilité interannuelle du climat pour les quatre stations étudiées et permet de montrer que :

- les courbes des températures se ressemblent globalement, avec un minimum de variabilité s'étalant sur une période comprise entre mai et août. Les plus grandes variabilités sont quant à elles observées pour le mois de février, puis pour le mois d'octobre. Cette variabilité automnale, lorsqu'elle se manifeste avant la mise en place du couvert neigeux, influence le régime thermique hivernal de subsurface. Un automne froid (températures de l'air négatives) contribue d'avantage à l'entretien du pergélisol qu'un automne tempéré.
- les courbes des précipitations sont elles aussi globalement similaires, avec des mois d'été, notamment août, où la quantité de précipitations varie le moins (influence méditerranéenne et sa sécheresse) et où les plus fortes variabilités s'observent pour

les mois de septembre, octobre et novembre. Comme pour les températures, l'automne constitue une période clé dans le régime thermique du pergélisol.

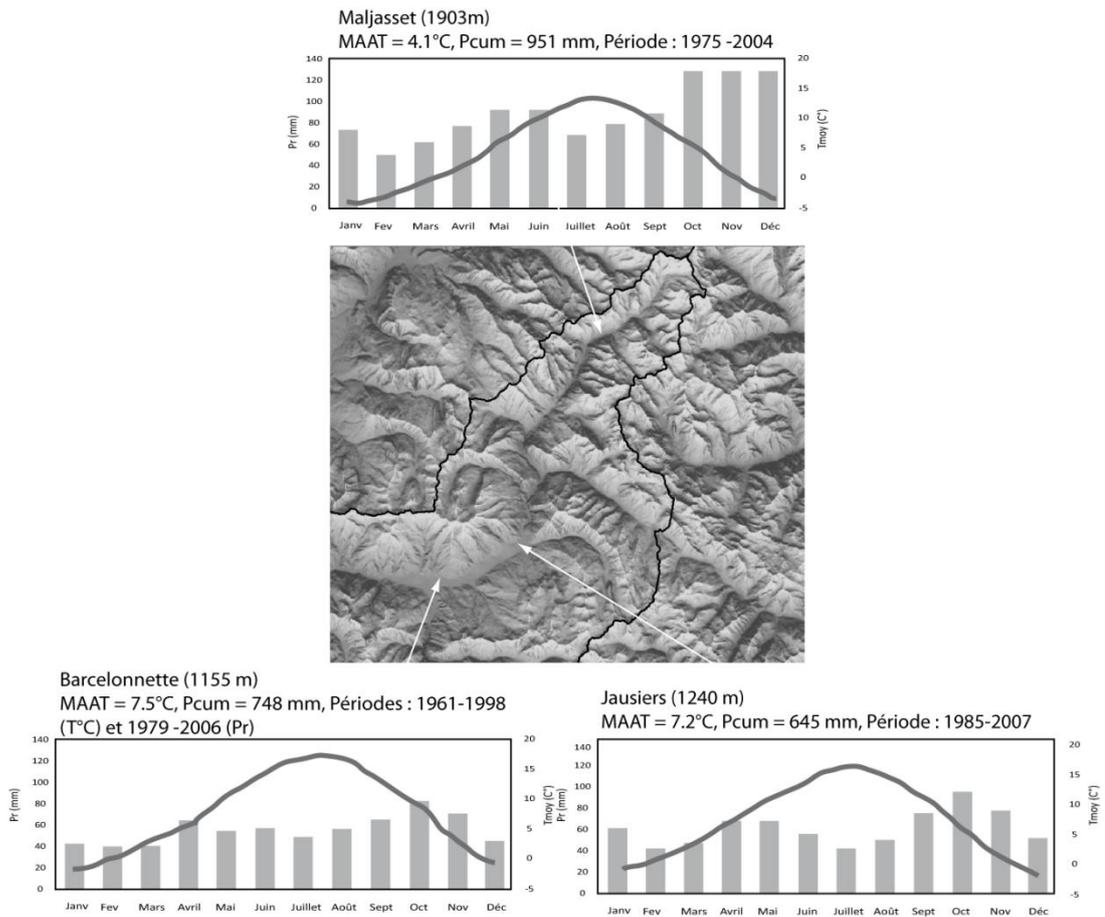


Figure 2-21. Normales climatiques des températures (courbes) et des précipitations (barres) de trois stations dans la vallée de l'Ubaye. (Données Météo-France, tirées de (Krysiiecki, 2008))

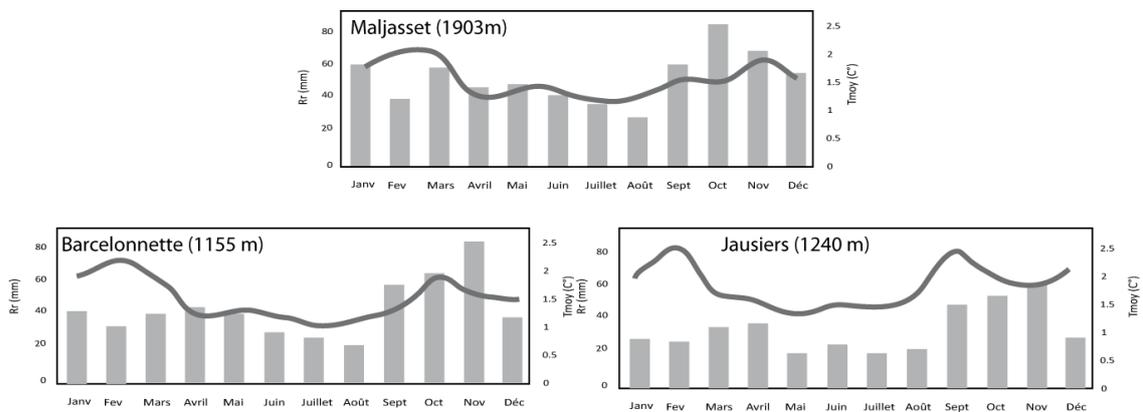


Figure 2-22. Ecart-types des températures (courbes) et des précipitations (barres) de trois stations dans la vallée de l'Ubaye. (Données Météo-France, tirées de (Krysiiecki, 2008))

Nous retiendrons que le climat de l'Ubaye peut être caractérisé comme un climat de « type méditerranéen » sec et montagnard en ce sens que les étés sont chauds et secs et les hivers plus ensoleillés et un peu plus doux que dans les Alpes du nord. Le régime pluviométrique présente un pic de précipitations centré sur les saisons d'automne-hiver (épisodes pluvieux longs, liquide ou solide) alors que le printemps et l'été, plus secs, sont caractérisés par des orages violents et très localisés. Les précipitations neigeuses arrivent sous l'effet de la Lombarde, qui joue un rôle considérable, plus par la fréquence que par l'abondance des chutes.

2.3.2.2 Quelques aspects climatiques fondamentaux pour le pergélisol en haute Ubaye

- **Température de l'air et limites remarquables des isothermes 0 et -2°C**

Les valeurs de gradients thermiques moyens calculés par Douguedroit et De Saintignon (1981) sur la période 1959- 1978 à partir des stations des Alpes du sud (0,59°C/100 m pour les stations en fond de vallée), permettent de déterminer l'altitude de ces limites remarquables en haute Ubaye. L'altitude des isothermes 0° et -2°C se trouve donc respectivement à 2595 m et 2935 m. En accord avec ces données, seuls quelques secteurs sont *a priori* susceptibles de se trouver dans une "ambiance froide" favorable au pergélisol discontinu. L'essentiel des formations meubles, y compris les glaciers rocheux sont donc "hors limite" et seules les plus hautes parois sont en théorie susceptibles de présenter du pergélisol. Néanmoins, ces hautes parois protègent certains secteurs, notamment les pieds de paroi, de la radiation solaire incidente. Elle est à l'origine de conditions climatiques locales qui abaissent les limites altitudinales des isothermes.

- **Répartition des glaciers rocheux en fonction des positions d'abri**

La mise en relation de la répartition des glaciers rocheux et de la carte de radiation solaire incidente montre que la grande majorité de ces formes sont localisés dans des secteurs où la radiation solaire incidente est faible. Cette répartition illustre en partie l'impact des hautes parois sur les conditions topo-climatique locales, en particulier celle des pieds de parois, où les températures « plus froides » et propices à la présence de pergélisol peuvent se manifester.

La mise en relation de la répartition des glaciers rocheux et de la carte de la carte de radiation solaire incidente (Figure 2-23) montre que la plupart d'entre eux sont situés dans des secteurs où la valeur du rayonnement solaire est faible

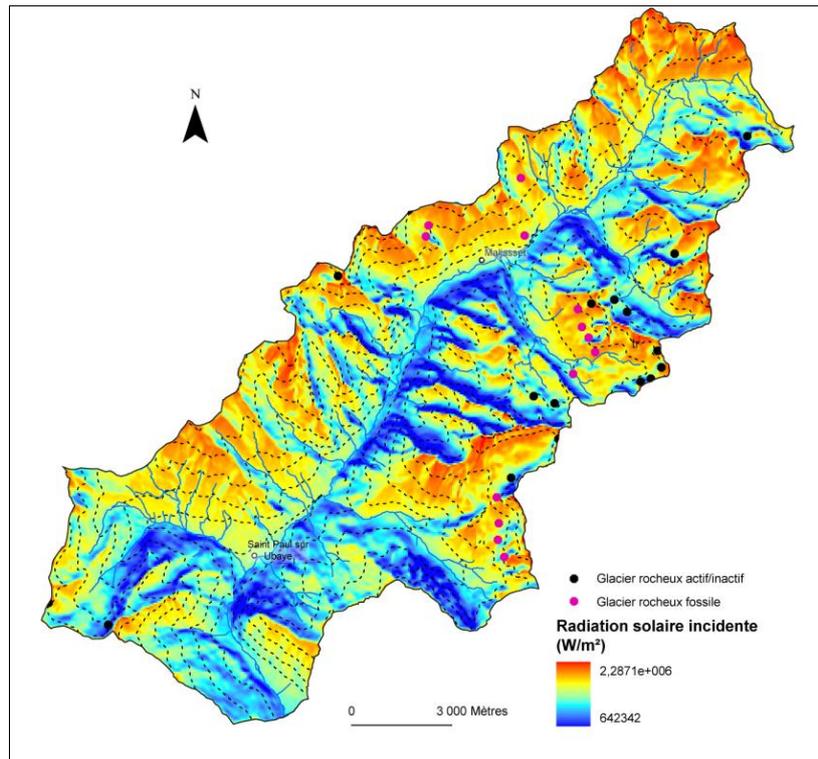


Figure 2-23. Carte de la radiation solaire incidente et distribution des glaciers rocheux dans la haute vallée de l'Ubaye

2.3.3 Aperçu géomorphologique de la haute vallée de l'Ubaye

Nous proposons un aperçu des principales caractéristiques géomorphologiques de la haute vallée en insistant sur les formes du domaine périglaciaire, en particulier celles liées au fluage du pergélisol.

Les paysages la haute vallée sont marqués par une empreinte périglaciaire à l'origine d'une morphoséquence périglaciaire : en haut les corniches affectées par la cryoclastie nourrissent en contrebas d'imposants dépôts détritiques, souvent sous forme de cônes ou de tabliers d'éboulis plus ou moins végétalisés. Ces surfaces caillouteuses de grande envergure sont affectées par des formes complexes, de dimensions variables, plus ou moins végétalisées mais qui dans de nombreux cas présentent tous les aspects de forme de fluage en particulier de glaciers rocheux.

Ce sont ainsi 29 glaciers rocheux qui ont été identifiés dans la haute vallée de l'Ubaye dont 21 considérés comme actifs/inactifs et 8 comme fossiles. Les glaciers rocheux actifs/inactifs sont répartis entre 2550 et 3000 m d'altitude et présentent des physiologies différentes essentiellement conditionnées par le contexte géologique et géomorphologique local. De la même façon qu'en Clarée, nous avons établi une typologie de ces différents

glaciers rocheux à partir de critères qualitatifs liés à l'aspect de surface (morphométrie, morphologie, physionomie).

- Le premier type de glacier rocheux correspond à d'imposantes formes en langue ou lobée, de taille pluri-hectométrique (500 à 1000 m de long), localisées au pied des couloirs d'avalanche du massif du Chambeyron. Ces glaciers rocheux disposés entre 2550 m et 2950 m présentent ou ont présenté dans une période récente (dans les années 1980 Assier(1993) de petits glaciers dans leur partie racinaire.
- Le second type correspond à des formes plus réduites (240 à 450 m de long), à la morphologie variée (en langue, en lobe, multi-lobée), disposées entre 2715 et 3000 m d'altitude, et principalement développées au terme d'une morphoséquence classique corniche/éboulis/forme fluante. Ces glaciers rocheux sont principalement localisés dans les massifs calcaires.
- Le troisième type de glacier rocheux correspond à des formes pas toujours bien définies, souvent embryonnaires, décamétriques, dont une partie ressemble d'avantage à des protalus. Ces formes sont présentes à des altitudes relativement élevées, souvent supérieures à 2800 m et se trouvent en grande majorité au pied des parois à contre pendage des massifs schisteux.
- Enfin, le quatrième type correspond aux glaciers rocheux fossiles. Ces formes sont de grande taille (400-600 m de long), souvent en langue, se développent entre 2450 et 2650 m et sont localisées uniquement au pied des parois calcaires.

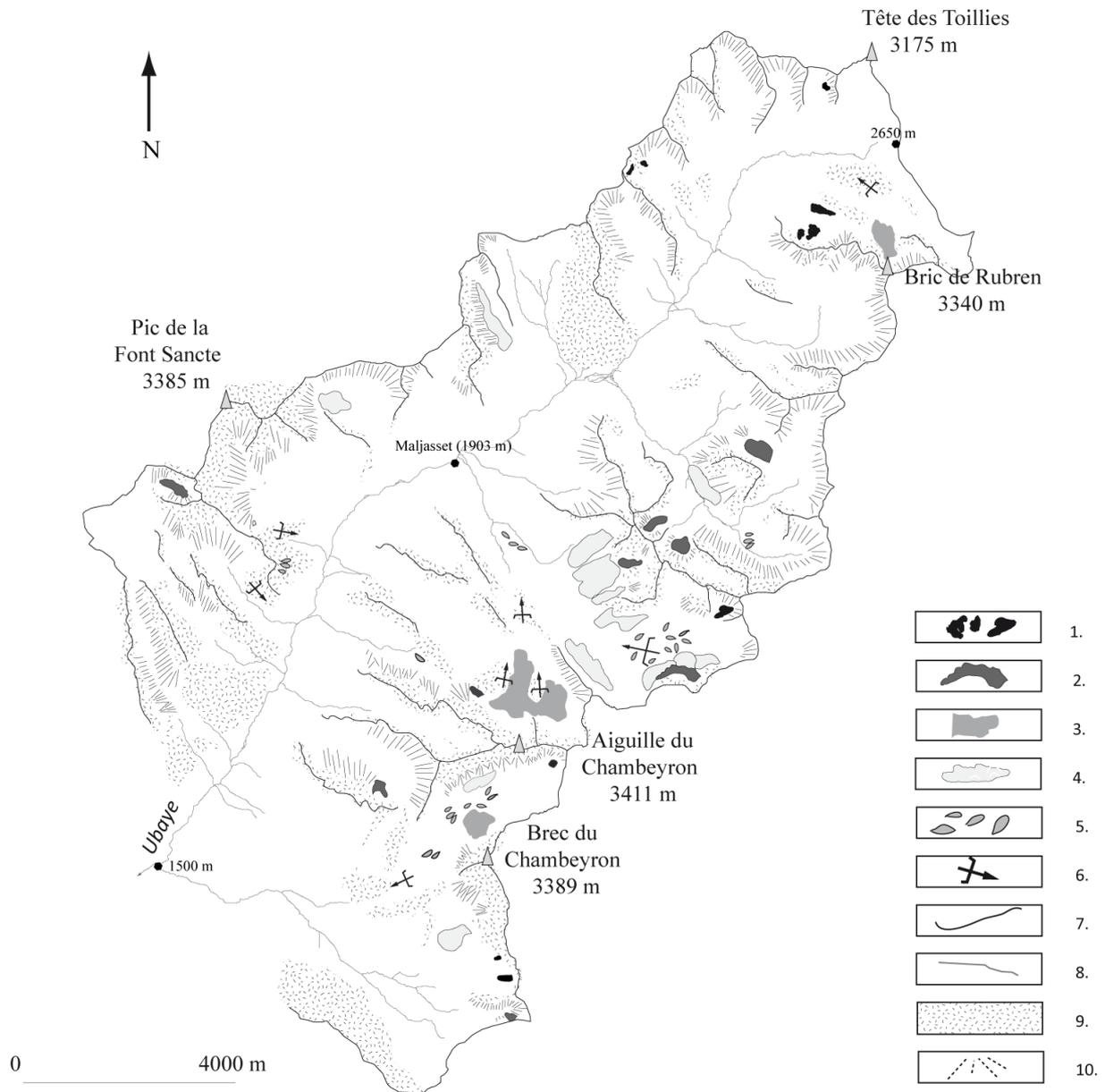


Figure 2-24. Cartographie des glaciers rocheux et des héritages glaciaires dans la haute vallée de l'Ubaye. 1) Glacier rocheux de taille réduite localisé sur les versants gréseux 2) Glacier rocheux de de forme lobée ou multi-lobée 3) Glacier rocheux en langue 4) Glacier rocheux fossile 5) Roches moutonnées 6) Verrou glaciaire (la flèche indique le sens d'écoulement du glacier) 7) Dépôts morainiques 8) Cours d'eau permanent 9) Substrat à l'affleurement 10) Eboulis

2.4 Conclusion du chapitre

- *D'un point de vue climatique, les deux vallées partagent des conditions de températures et de précipitations similaires marquées par le froid et une relative sécheresse favorables à la présence d'un étage périglaciaire développé. La seule différence, quoique minime dans l'étude du pergélisol, s'observe dans le fait que les retours d'est, souvent marqués par de violents orages, sont un peu plus prononcés en Ubaye qu'en Clarée.*
 - *D'un point de vue morphostructural et géologique, les deux vallées présentent de hauts massifs calcaréo-dolomitiques appartenant au domaine Briançonnais et caractérisés par de hauts versants à l'origine de positions topo-climatiques d'abri donc favorables au pergélisol mais aussi grands pourvoyeurs en débris et donc favorables au développement des glaciers rocheux. Les deux vallées présentent également des différences géologiques, marquées par la présence de schistes en haute Ubaye et de grès en rive gauche de la haute Clarée mais qui, pour le développement du pergélisol et des glaciers rocheux, ont des incidences similaires. En effet, ces deux secteurs présentent un relief « mou », aéré et peu différencié, peu enclin à la création d'abris face au rayonnement solaire et donc peu propice au pergélisol. En outre, ces deux secteurs fournissent peu de matériaux au versant ce qui limite voire contraint le développement des glaciers rocheux. Ils présentent un aspect morphologique similaire mais les parois, et donc les sources sédimentaires, sont tout de même un peu plus élevées en Ubaye.*
 - *D'un point de vue géomorphologique, les deux vallées présentent à la fois un nombre important de glaciers rocheux, condition sine qua non à l'étude du pergélisol alpin mais surtout une « gamme complète » de glaciers rocheux allant de la forme complexe mêlant glacier/glacier rocheux à la forme lobée simple. Ces différents glaciers rocheux dont la nature, la structure et le fonctionnement sont a priori variés nous offrent donc les possibilités de mieux cerner les facteurs contrôlant la dégradation du pergélisol*
-

Chapitre 3. Evolution géomorphologique des vallées de la Clarée et de l'Ubaye du Dernier Maximum Glaciaire au Petit Age de Glace : contraintes et interactions entre glacier et pergélisol ?

A long et moyen terme, la variabilité climatique gouverne l'existence thermique du pergélisol et des glaciers rocheux (Frauenfelder et Käab, 2000). En période glaciaire, la présence des glaciers empêche l'existence du pergélisol ce qui, couplé à leur rôle évacuateur de débris, entrave la genèse des glaciers rocheux. A l'inverse, lors des périodes interglaciaires, les conditions climatiques plus sèches permettent le développement du pergélisol, et dans certaines situations (disponibilité en matériaux détritiques), le développement des glaciers rocheux.

A l'échelle historique, cette variabilité climatique s'est notamment exprimée dans les Alpes par la récurrence glaciaire du Petit Age de Glace. Durant cette période, certains glaciers rocheux développés au Tardiglaciaire/Holocène vont être recouverts par des glaciers et sont susceptibles d'impacter le pergélisol préexistant et de modifier la morphologie des glaciers rocheux.

Nous proposons dans le chapitre suivant de dresser un rapide aperçu de l'évolution glaciaire entre le DMG et le PAG afin de mieux comprendre les contextes dans lesquels le pergélisol a pu se mettre en place dans les vallées de la Clarée et de l'Ubaye, mais aussi de comprendre comment l'englacement le plus récent, celui du PAG, a pu affecter les secteurs affectés par le pergélisol et en particulier les glaciers rocheux.

3.1 Deux scenarii contrastés d'évolution au DMG entre les vallées de la Clarée et la vallée de l'Ubaye

Au Dernier Maximum Glaciaire (DMG), l'ensemble de la haute et moyenne Durance est recouverte par le glacier Durancien dont le front se situe aux abords de Sisteron (Jorda et Rosique, 1994; Jorda *et al.*, 2000). A cette période, les conditions climatiques ne sont donc pas favorables à l'existence du pergélisol et la présence de glaciers dans les vallées empêche physiquement la genèse des glaciers rocheux. A la fin du Dernier Maximum Glaciaire, les données paléoécologiques, géomorphologiques et sédimento-stratigraphiques attestent d'une amélioration climatique favorable au désenglacement (Jorda et Rosique, 1994). L'interprétation des résultats issus de diagrammes polliniques laisse apparaître que dès le Tardiglaciaire, le grand glacier durancien a abandonné les basses vallées pour se réfugier plus haut en altitude (Dijkstra *et al.*, 1990; Gautier, 1992; Jorda et Rosique, 1994; Rosique, 2004). Néanmoins, les rythmes des déglaciations tardi-würmien entre le haut bassin durancien (Clarée), et la moyenne Durance (Ubaye) vont se faire à des rythmes différents (Cossart, 2005). Dès lors, il apparaît comme évident que la réponse des environnements périglaciaires, en particulier du pergélisol et des glaciers rocheux, est étroitement liée aux mutations morpho-climatiques durant toute la période Tardiglaciaire et Holocène.

3.1.1 Modalités de désenglacement dans la vallée de l'Ubaye entre le Pléniglaciaire et le début de l'Holocène.

Au Pléniglaciaire, les dispositifs morainiques et chenaux d'écoulement juxtaglaciaires de la moyenne Durance (entre Gap et Sisteron, altitude autour de 600 m) attestent de son englacement (Rosique, 2004). Ces glaces étaient alors alimentées par deux courants principaux issus de la haute Durance et de la vallée de l'Ubaye dont la longueur avoisinait les 65 km. Il apparaît évident qu'à ce stade la haute vallée de l'Ubaye est totalement englacée et que seuls quelques sommets émergent des glaces (nunatak). Dans la haute vallée du Guil, distante de quelques kilomètres de l'Ubaye, les travaux de Cossart (2005) attestent que l'altitude minimale atteinte par le toit du glacier lors du DMG se situe à 2450 m. La proximité immédiate de ces deux vallées laisse supposer que la géométrie du glacier y était similaire.

Au Tardiglaciaire, les glaciers sud-alpins, en particulier celui de l'Ubaye, se fractionnent en plusieurs langues (Assier, 1993) et laissent des dispositifs morainiques à des altitudes supérieures à 1800-2000 m, soit très à l'amont des moraines du Pléniglaciaire. Ces dépôts, associés à des périodes de stagnation glaciaire ou de récurrence d'âge Tardiglaciaire (Jorda et Rosique, 1994), sont pour les plus récents d'entre eux associés à des dépôts périglaciaires (glacier rocheux). Plusieurs chercheurs proposent, à partir d'indicateurs géomorphologiques (moraines), de datations obtenues dans des dépôts sédimentaires et de données palynologiques (Jorda, 1983; Dijkstra *et al.*, 1990; Jorda et Rosique, 1994), une

chronologie des fluctuations glaciaires post-Würmienne de la vallée de l'Ubaye. Sont ainsi caractérisées des périodes climatiques relativement humides et associées à des périodes de « crue glaciaire » et d'autres associées à une rigueur climatique et de faibles précipitations durant lesquelles le pergélisol est susceptible de se développer.

Selon Jorda et Rosique (1994), 3 stades glaciaires sont attribués au Tardiglaciaire pour la vallée de l'Ubaye.

Les deux plus anciens, attribués au Tardiglaciaire inférieur, correspondent à des dépôts morainiques dont les altitudes s'échelonnent entre 1700 et 2200 m en exposition nord. L'analyse de diagrammes polliniques dans le bassin de Barcelonnette (Dijkstra *et al.*, 1990) atteste d'un âge antérieur au Bölling pour ces moraines qui dateraient du Dryas ancien. Ce stade marque une récurrence glaciaire peu favorable au développement du pergélisol. L'altitude « basse » des moraines, comparée à l'altitude des glaciers rocheux reliques les plus bas de la haute vallée (2000 m), laisse supposer que le développement de ces derniers est postérieur au Dryas ancien. En haute Ubaye, Assier (comm non publiée, non datée) suggère qu'une langue de glace occupe le vallon de Mary, jusqu'aux abords de l'actuel village de Maljasset comme en témoigne la présence d'une moraine latérale sous le plateau de Tuissier (rive droite du vallon). Evin (1987) suggère que dans le vallon de Fouillouse, sur le versant sud du Brec du Chambeyron, un glacier descendait jusqu'aux abords de l'actuel village de Fouillouse (1900 m) (Figure 3-1). La présence d'une moraine latérale (entre 2350 et 2150 m) située sur l'actuel chemin de Grande Randonnée permet de reconstituer la géométrie du glacier. Le stade le plus récent (Dryas récent ?) présente des dépôts morainiques entre 2000 et 2400 m et est associé à une ligne d'équilibre glaciaire dont les altitudes se situent entre 2400 et 2650 m. Cette période marque sans doute une « combinaison d'enneigements prolongés, de précipitations estivales élevées et de températures estivales basses » (Couteaux, 1983 dans Jorda et Rosique, 1994) favorable à la récurrence glaciaire. Néanmoins, Jorda, (1983) souligne que la fin du Dryas récent semble être caractérisée par des conditions climatiques plus sèches et des conditions de température plus froides favorables au développement du pergélisol. Il se peut qu'à ce stade, une partie des dépôts morainiques aient été remaniés pour donner naissance aux glaciers rocheux les plus bas (actuels glaciers rocheux fossiles). Dans le vallon de Fouillouse, Evin (1987) distingue plusieurs moraines frontales à des altitudes comprises entre 2280 et 2350 m (Figure 3-1). Il semble qu'un glacier se maintient au pied du chaînon ouest du Brec du Chambeyron (voire également sur les versants NE et NO du Rochers des Ours et du col du Vallonnet).

Au Préboréal, ne restent plus que quelques glaciers de cirques sur le versant ouest du Brec du Chambeyron. Il est possible qu'à ce stade les premiers glaciers rocheux (Aoupets (glacier rocheux nord), front à 2420 m, Stroppia (glacier rocheux nord), front à 2340 m) prennent place (Figure 3-1).

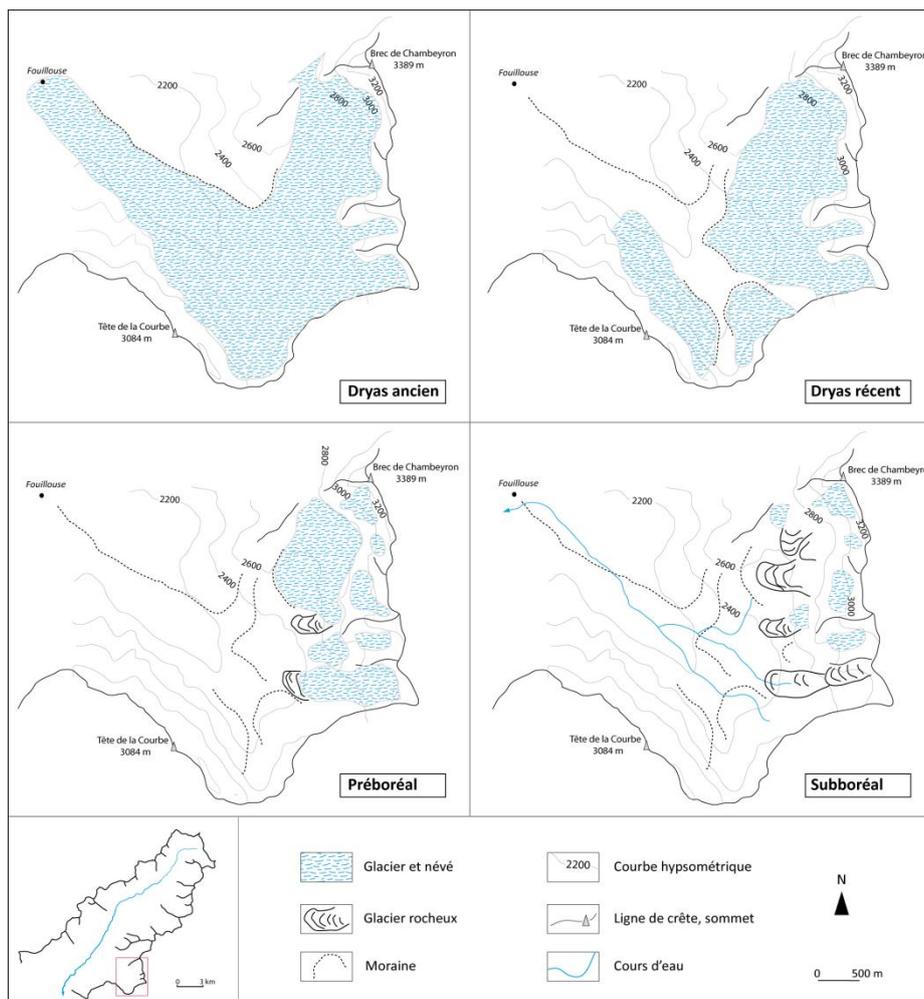


Figure 3-1. Evolution de l'englacement dans le vallon de Fouillouse (Ubaye) entre la fin du Tardiglaciaire et le Subboréal

Au Subboréal, les glaciers ont fondu sur ce versant et seuls quelques névés subsistent dans les fonds de cirque (Figure 3-1). De nouveaux glaciers rocheux se développent vers 2500-2600 m. Cette chronologie semble en adéquation avec les travaux de Evin et Beaulieu (1985) qui, à partir de l'analyse de pollens relevés dans des matériaux argileux au front du glacier rocheux du Marinnet, suggèrent un âge au moins Subboréal. Cette chronologie nous laisse donc supposer que les conditions climatiques favorables au développement du pergélisol en altitude (≥ 2000 m) sont post-Tardiglaciaire. Il est ainsi possible qu'une première génération de glaciers rocheux, dont la RILA (Rockglacier Initiation Line Altitude ou altitude à partir de laquelle la racine d'un glacier rocheux se développe, *in* Humlum (1988)) se situe autour de 2600 m, puisse s'être développée à la fin du Tardiglaciaire/début de l'Holocène (Figure 3-2). C'est en effet la période durant laquelle les conditions climatiques sont favorables (froid et sec) et des matériaux mobilisables sont disponibles (Matériaux morainiques du Dryas récent). Cette première génération a également pu trouver des conditions favorables à son développement au milieu de l'Holocène (Subboréal ?). Une autre

génération de glaciers rocheux, dont la RILA se situe autour de 2800 m, pourrait s'être développée de la fin de l'Holocène (Figure 3-2).

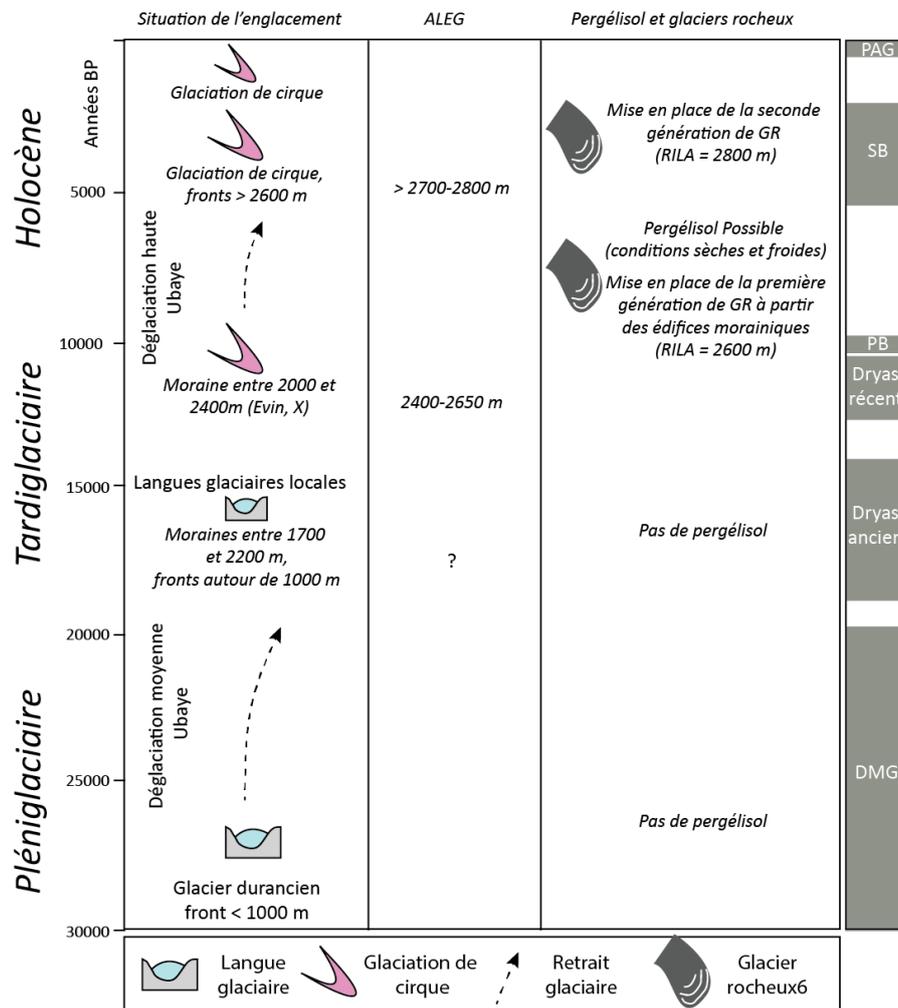


Figure 3-2. Synthèse de l'évolution glaciaire depuis le DMG et mise place des différentes générations de glaciers rocheux dans la haute vallée de l'Ubaye

3.1.2 Modalités de désenglacement dans la vallée de la Clarée entre le Pléniglaciaire et le Préboréal

Au DMG, le glacier durancien s'étendait aux environs de Gap, et la vallée de la Clarée était entièrement recouverte par les glaces. Contrairement à la haute Ubaye, la vallée de la Clarée a fait l'objet de nombreuses recherches sur les héritages géomorphologiques glaciaires du DMG (Cossart, 2005; Cossart *et al.*, 2011, 2012). A partir de l'inventaire de 5 indicateurs pertinents (roche moutonnée, moraine, blocs erratiques, drumlin et dépôts fluvio-glaciaires) sélectionnés dans des endroits stratégiques de la vallée (cirques en haute vallée, vallées de transfluence et confluence aval), Cossart (2005) et Cossart *et al.*, (2011, 2012) ont pu estimer dans l'ensemble de la vallée l'altitude de la *trimline* (maximum würmien). Les limites minimales atteintes par le glacier würmien s'échelonnent entre 2450-

2500 m (haute vallée) et 2100 m (bassin de Briançon), ce qui correspond à une épaisseur de glacier de 500 m à l'amont de la vallée (Muandes, Cerces) et de 850 m à l'aval (bassin de Briançon).

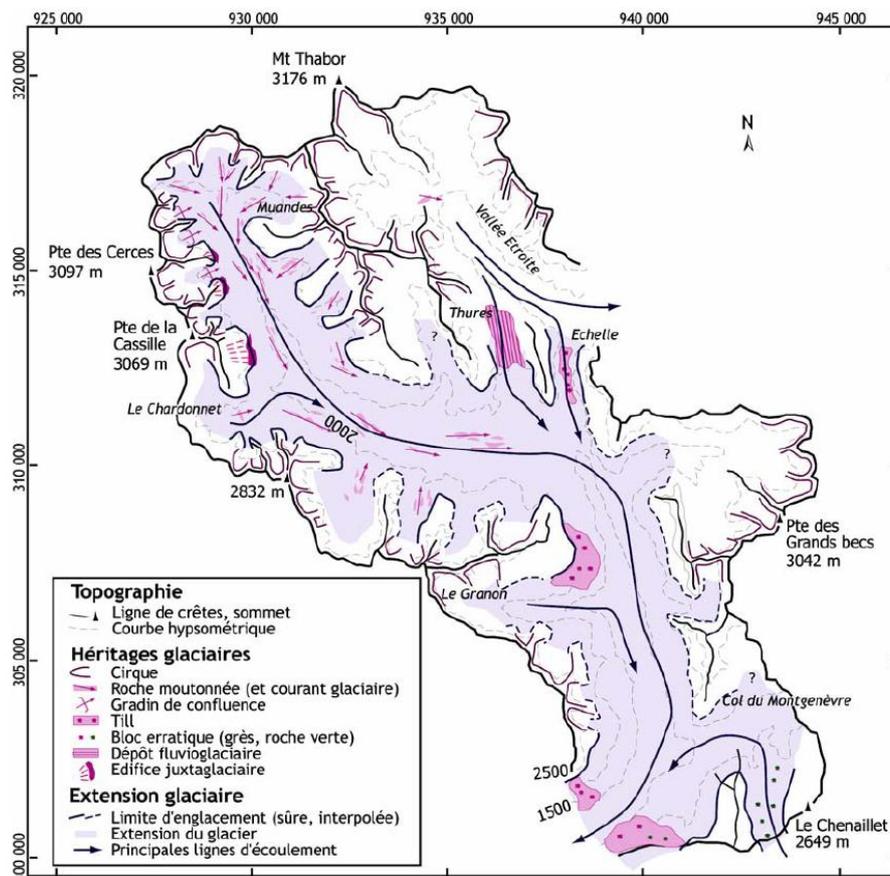


Figure 3-3. Extension glaciaire dans la vallée de la Clarée lors du Dernier Maximum Glaciaire (D'après Cossart, 2005)

Entre la fin du Tardiglaciaire et le Préboréal, la vallée de la Clarée connaît, selon les secteurs, des modalités de désenglacement contrastées. C'est également à la fin de cette période que la vallée semble connaître les conditions favorables à l'occurrence du pergélisol et au développement des glaciers rocheux. Appuyés par des datations cosmonucléides et l'identification de stades morainiques, Cossart (2005) et Cossart *et al.* (2012) reconstituent une chronologie absolue et relative des étapes du désenglacement post-würmien. Au-delà des indicateurs morfo-sédimentaires les plus élevés qui correspondent au maximum würmien, 3 stades morainiques sont identifiés. Entre la fin du DMG et le premier stade (S1), l'identification de moraines latérales environ 100 m sous la trimline montre un amincissement significatif du glacier de la Clarée. Le glacier occupe toujours l'ensemble de la vallée. Un second stade (S2), identifié comme datant du Dryas ancien, présente un front glaciaire à une altitude de 1440 m et une ALEG à environ 2100 m. A ce stade, la grande majorité des versants est englacée et ne permet pas le développement des glaciers rocheux (la racine du glacier rocheux le plus bas est à 2400 m). Après S2, la langue glaciaire recule de

façon importante, libérant entièrement le bassin de Névache des glaces. L'absence d'indicateurs géomorphologiques ne permet pas de préciser la position du front glaciaire mais celui-ci est estimé à 1900 m (ALEG 2350 m). La présence de moraines latérales (S3) dans la haute vallée permet en revanche de retracer sa géométrie. Ce troisième stade est attribué au Dryas récent.

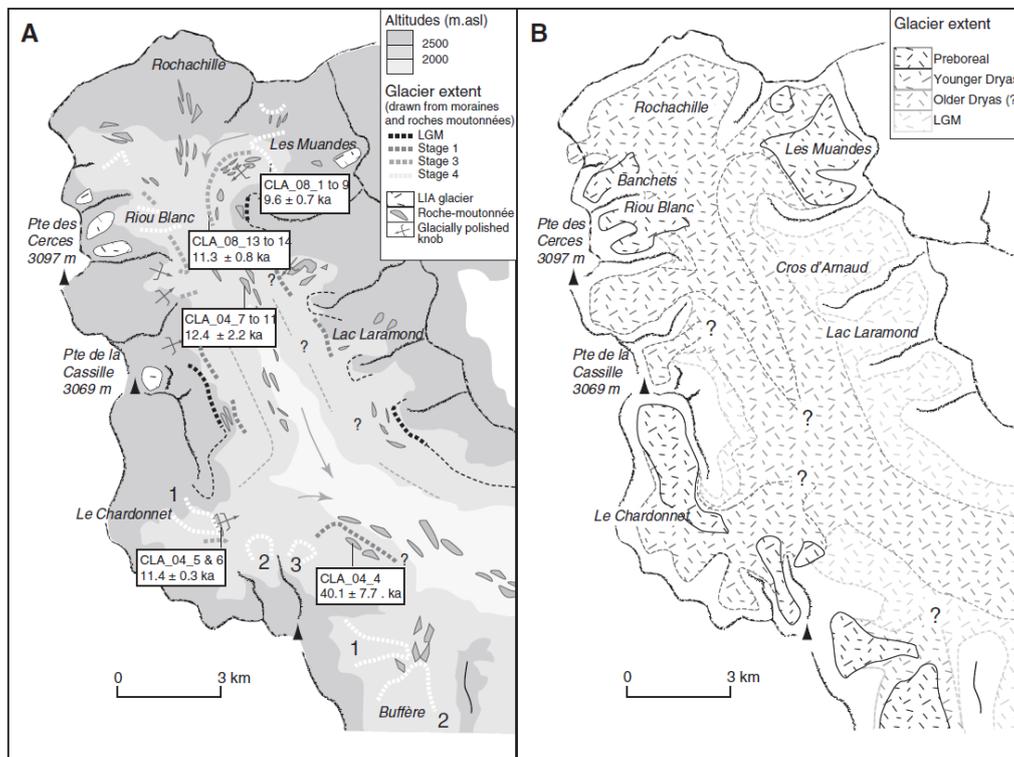


Figure 3-4. Modalités de désenglacement dans la haute vallée de la Clarée. A : Carte géomorphologique des héritages glaciaires. Les encarts blancs correspondent aux datations TCR. Les flèches indiquent le sens d'écoulement des paléo-glaciers B : Carte synthétique des variations glaciaires. D'après (Cossart et al., 2012)

Cossart et al (2010) estiment que la première génération de glaciers rocheux date du Dryas récent mais l'altitude racinaire (2400 m) et l'ALEG (2350 m) très proches s'opposent à cette idée, sauf si l'on considère qu'un glacier rocheux puisse se développer en contexte cataglacière, ou dans des zones situées en marge des flux glaciaires pour des raisons topographiques. En considérant que le retrait glaciaire s'accompagne d'une intense activité géomorphologique sur les versants et que les matériaux viennent recouvrir les glaciers, il est alors effectivement possible de considérer les premiers glaciers rocheux comme datant de cette période (Figure 3-5). Après le Dryas récent, l'ensemble des glaciers est confiné dans les cirques glaciaires. Une autre génération de moraines, située à 2450 m (ALEG 2610-2710 m) est attribuée au Préboréal. Il nous semble, compte tenu de l'altitude racinaire des glaciers rocheux fossiles et de l'ALEG, que la première génération de glaciers rocheux date de cette période. Une seconde génération de glaciers rocheux, dont la RILA se situe autour de 2800 m

(soit légèrement plus haut que l'ALEG du Préboréal) est également présente. Nous l'attribuons à un stade post-Préboréal, peut-être d'âge Subboréal (Figure 3-5)

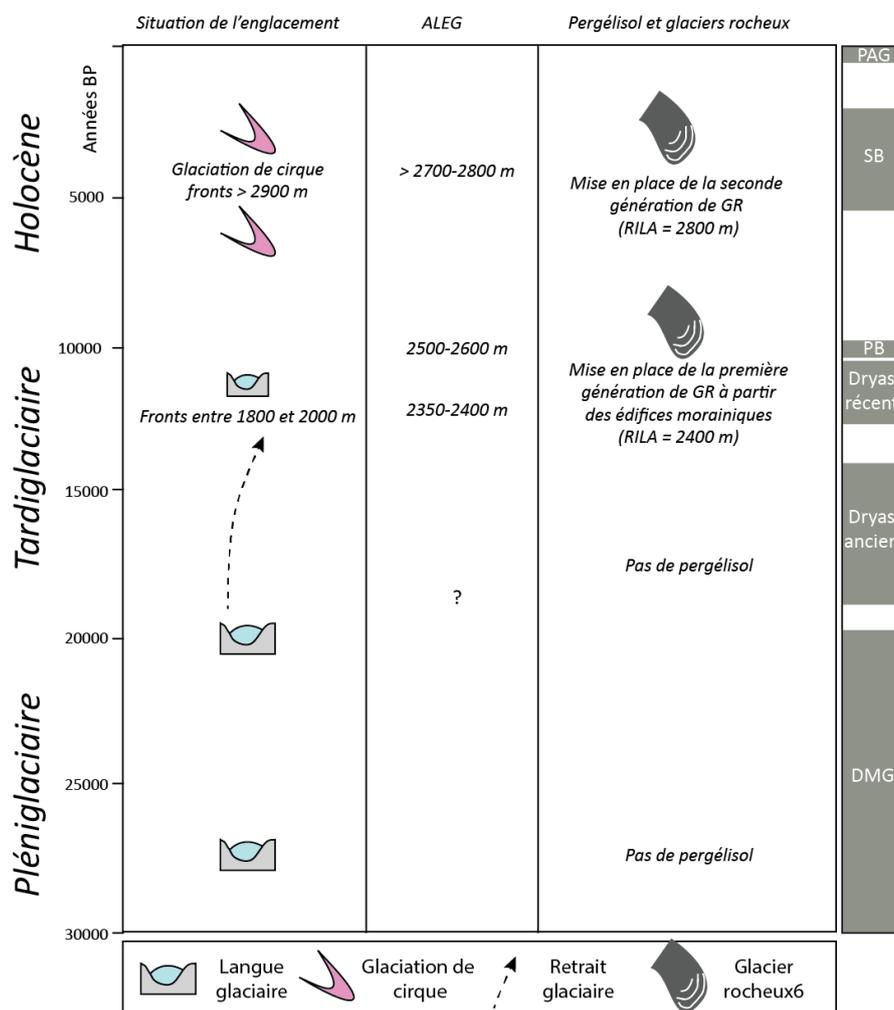


Figure 3-5. Synthèse de l'évolution glaciaire depuis le DMG et mise place des différentes générations de glaciers rocheux dans la haute vallée de la Clarée

3.2 Synthèse sur l'évolution géomorphologique des vallées de la Clarée et de l'Ubaye depuis le DMG

Les différents travaux réalisés dans les vallées amont et médiane de la Durance montrent qu'un désenglacement progressif s'est opéré entre la fin du DMG et le milieu de l'Holocène. Néanmoins, selon les secteurs, celui-ci s'est opéré à des rythmes différents tout au long du Tardiglaciaire. Ainsi, les secteurs les plus élevés en altitude (≥ 2300 m), souvent localisés dans les hautes vallées, présentent logiquement un désenglacement plus tardif (Préboréal) que les basses vallées. Ces modalités de désenglacement sont à l'origine d'un développement différencié du pergélisol et des glaciers rocheux. C'est ainsi que différentes générations de glaciers rocheux sont identifiées (Figure 3-6). Ces dernières se sont ainsi

développées au fur et à mesure des différents stades de retrait glaciaire. Les plus anciennes, situées aux altitudes les plus basses, se sont probablement mise en place à la fin du Tardiglaciaire (Dryas récent) mais les séquences plus récentes, attribuées à l'Holocène (Préboréal ? Subboréal ?) et donnant lieu à des formes situées à des altitudes plus élevées, sont les principales phases de genèse et de développement des glaciers rocheux.

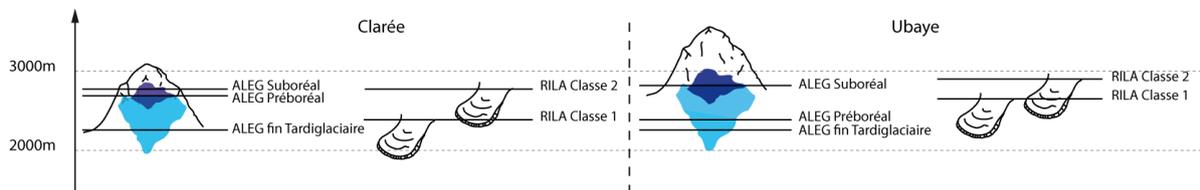


Figure 3-6. Altitudes des AEG et RILA Tardiglaciaire et Holocène dans les vallées de la Clarée et de l'Ubaye. D'après Cossart et al., 2012, Assier (comm non publiée), Jorda, 1983

Au-delà des périodes fin Tardiglaciaire/début de l'Holocène, la fin de l'Holocène est marquée par la dernière péjoration climatique du Petit Age de Glace (PAG). Durant cette période froide, les régions alpines vont être marquées par la ré-avancée, voire l'apparition, de nombreux glaciers. Cette descente en altitude de l'AEG et des fronts glaciaires, provoque une interaction, ou même une superposition glaciers / glaciers rocheux holocènes. Ces glaciers du PAG, dont une partie subsiste encore dans les Alpes du Sud, est à l'origine d'interactions diverses entre glacier et glacier rocheux, nécessitant un éclairage particulier sur le PAG.

3.3 Englacement au Petit Age de Glace et désenglacement dans les hautes vallées de l'Ubaye et de la Clarée

Le Petit Age de Glace (PAG, 1550/1850 AD) constitue une phase de péjoration climatique pendant laquelle des températures plus froides et une humidité plus importante ont favorisé le développement des glaciers. Ces glaciers vont, durant toute cette période, potentiellement entrer en interaction avec certains glaciers rocheux formés durant les phases froides de la fin du Tardiglaciaire et de l'Holocène. L'impact de l'avancée des glaciers sur les glaciers rocheux est susceptible de modifier le fonctionnement des derniers de trois façons : en conduisant à la dégradation du pergélisol, en modifiant la morphologie des glaciers rocheux, comme cela a été montré en de nombreux endroits des Alpes et des Pyrénées (Kneisel, 2003; Lugon et al., 2004; Kneisel et Käab, 2007), et en fournissant des matériaux, notamment de la glace massive, au glacier rocheux (Lugon et al., 2004; Monnier, 2006; Monnier et al., 2011).

L'utilisation combinée des travaux effectués par Cossart (2005) en Clarée et Assier (1993) en Ubaye sur le "calendrier glaciaire" du PAG et du post-PAG nous permet de dresser

un état des lieux de l'englacement des hautes vallées de l'Ubaye et de la Clarée et de déterminer les glaciers rocheux qui ont pu interagir avec les glaciers.

3.4 Le recours aux documents historiques pour la caractérisation de l'englacement du PAG

Les cartes et les photographies obliques anciennes constituent de précieuses sources pour identifier la présence de glaciers au PAG sur les sites actuellement occupés par des glaciers rocheux. Elles permettent notamment de comprendre, essentiellement de manière qualitative, les interactions qui ont pu se produire entre les glaciers ou glacio-névé du PAG et les glaciers rocheux. Ces sources contribuent ainsi et de manière indirecte à alimenter la base de données des glaciers rocheux en fournissant des clés d'interprétation sur la distribution de la glace souterraine à l'intérieur des glaciers rocheux et des formes présentes à la surface des glaciers rocheux liées à la présence passée de glacier (cf. dépression racinaire).

Différents types de documents ont pu être consultés parmi lesquels :

- Des documents iconographiques, notamment des photographies de terrain pour la vallée de la Clarée (Touchon, 1910; Mathieu et Blanchard, 1928) et la vallée de l'Ubaye (Kilian, 1901 ; Servan, 1901, Helbronner 1938). Ces photographies, de qualité très inégale, permettent surtout d'avoir un aperçu de l'extension glaciaire à la fin du PAG et au début du XXème siècle dans des secteurs qui aujourd'hui présentent des glaciers rocheux. Elles sont donc, à l'échelle séculaire, de précieuses sources d'informations sur l'enchaînement de la dynamique glaciaire/périglaciaire de certains secteurs.
- Les cartes anciennes dont certaines datent de la fin du XIXe siècle, fournissent des informations sur la présence ou non de glaciers. En Clarée, nous disposons d'une carte éditée en 1927 par les services géographiques de l'armée à partir de relevés partiellement effectués en 1890 et de la carte topographique IGN de 1975 (1/25000). Ces cartes viennent compléter les informations relevées sur les photographies de terrain. L'utilisation combinée des cartes et des photographies permet de reconstituer l'extension de quelques glaciers et de déterminer la place qu'ils occupaient par rapport au glacier rocheux actuel. En Ubaye, les cartes les plus anciennes qui témoignent de la présence de glaciers datent de la fin du XVIIIème siècle. Il s'agit des cartes « géométrique du Haut Dauphiné » établies entre 1749 et 1754 et de celle des « Frontières est de la France » réalisée en 1777. Ces cartes de la fin du XVIII fournissent des informations qualitatives sur la présence de glaciers mais ne permettent pas d'en mesurer la géométrie. A partir du XIXème siècle, d'autres cartes, plus exhaustives, dressent un inventaire

complet des glaciers de l'Ubaye. C'est ainsi que la carte d'Etat-Major, réalisée en 1854 pour l'Ubaye, puis la carte "type 1900" établie par le Service Géographique de l'Armée, constituent les premiers documents qui permettent de recenser les secteurs actuellement occupés par des glaciers rocheux et sur lesquelles des glaciers ont existé jusqu'à la fin du PAG.

- Les textes anciens viennent également confirmer et préciser quelques informations sur la présence de glaciers (Touchon, 1910).

3.5 Le faible englacement de la vallée de la Clarée au PAG.

3.5.1 Des conditions climatiques et morphostructurales peu favorables à l'englacement du PAG

Au Petit Age de Glace, la haute vallée de la Clarée est faiblement englacée du fait de conditions climatiques et topo-climatiques peu favorables à l'accumulation neigeuse.

- la sécheresse relative due à la position interne de la vallée et à l'altitude modeste des sommets limite les précipitations neigeuses et par conséquent l'accumulation neigeuse.
- les parois peu développées, en particulier en rive gauche où les grès prédominent, favorisent une forte intensité et durée du rayonnement solaire à l'origine de l'ablation de la neige/glace et limitent la concentration de neige sur les bas de versants.

Compte tenu du faible englacement lors du PAG, les héritages géomorphologiques de l'englacement pour cette période (Cossart, 2005) sont ténus. Il reste donc difficile de reconstituer à partir d'indicateurs de terrain la géométrie des glaciers ou de déduire des valeurs de l'ALEG. Néanmoins, un certain nombre de documents anciens, iconographiques ou cartographiques, permettent d'avoir un aperçu de l'englacement de quelques cirques de la haute vallée à la fin du XIXe et au début du XXe siècle.

3.5.2 Cartographie des glaciers du PAG

- Des documents iconographiques (Touchon, 1910; Mathieu et Blanchard, 1928) notamment des photographies, attestent de la présence de névés (?) ou de glaciers dans deux cirques du massif des Cerces notamment au pied du versant nord de la Tête de la Cassille (3069 m) (photographie de 1910, Figure 3-7) et dans le vallon du « Rif Blanc » (photographie de 1910, Figure 3-8).

- Un croquis cartographique (Touchon, 1910) et une carte ancienne, éditée en 1927 par les services géographiques de l'armée mais réalisée en partie à partir de relevés effectués en 1890, atteste elle aussi de la présence de glaciers dans la combe du Lac Rouge (Figure 3-7) à et dans le vallon du Rif Blanc (Figure 3-8). En rive gauche, les cartes topographiques de l'IGN antérieures à 1975 attestent également de la présence de névés en rive gauche de la Clarée (cirque des Muandes) sous les sommets les plus élevés (Roche de la Grande Tempête 3002 m et Roche du Chardonnet, 2989 m).
- Les textes anciens confirment la présence de névés "toute l'année" (Touchon, 1910) au pied des sommets les plus élevés du massif des Cerces (Tête de la Cassille, Pic de la Moulinières, Pointes des Cerces...). Néanmoins, un seul d'entre eux, le glacier du Rif Blanc (actuel Riou Blanc) est décrit par Touchon (1910) comme un "vrai" appareil glaciaire. Il dit à ce sujet : « *Un deuxième cirque, entre le Pain de Sucre et les Roches de Crépin, contient un glacier, le Glacier du Rif Blanc. Ce glacier est, en partie, couvert de pierres qui transforment en légers replis les crevasses inférieures. Le Rif Blanc court dans un lit de glace pendant environ 500 mètres. La moraine frontale a été rendue considérable par l'étranglement du vallon ; elle est formée pour ainsi dire comme une dune de pierres. Une rimaye, très nette, s'étend en demi-cercle à la partie supérieure du glacier qui présente en outre quelques belles crevasses. Ce sont des névés très en pente et des plaques de glace noire qui sur les flancs presque à pic de la Cime des Cerces, alimentent ce glacier* ».

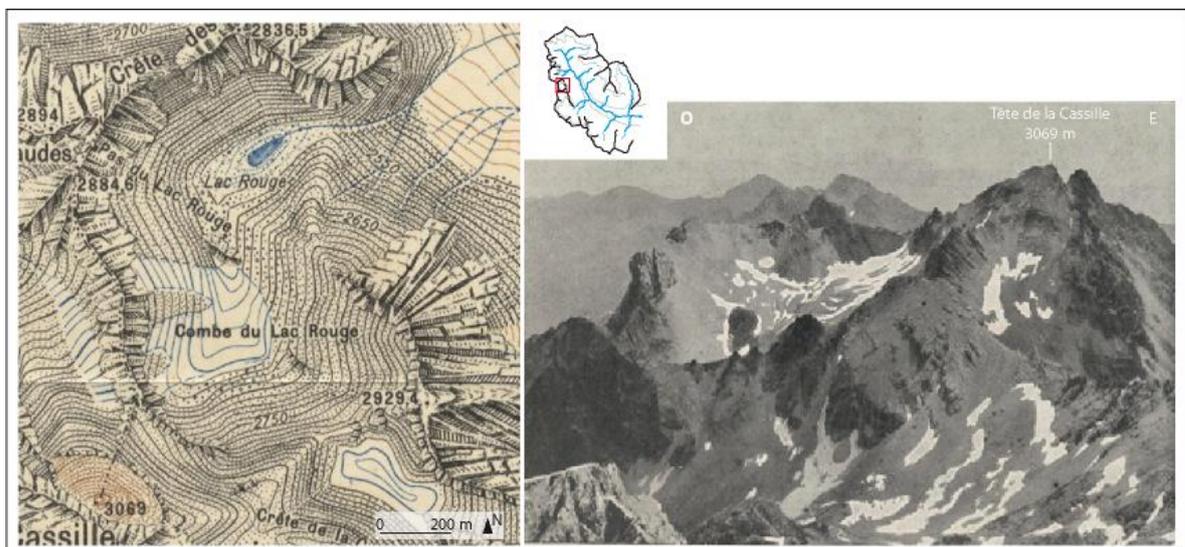


Figure 3-7. Extrait de la carte topographique réalisée par le Service Géographique de l'Armée correspondant au cirque du Lac Rouge (1927, Service géographique de l'armée, feuille XXXV-35, en partie réalisée à partir de levés de 1890). Noter le figuré en bleu représentant le glacier du Lac Rouge dans la combe du même nom. A droite : Photographie de la combe du Lac Rouge (réalisée par P.Lemoine dans Touchon, 1910)

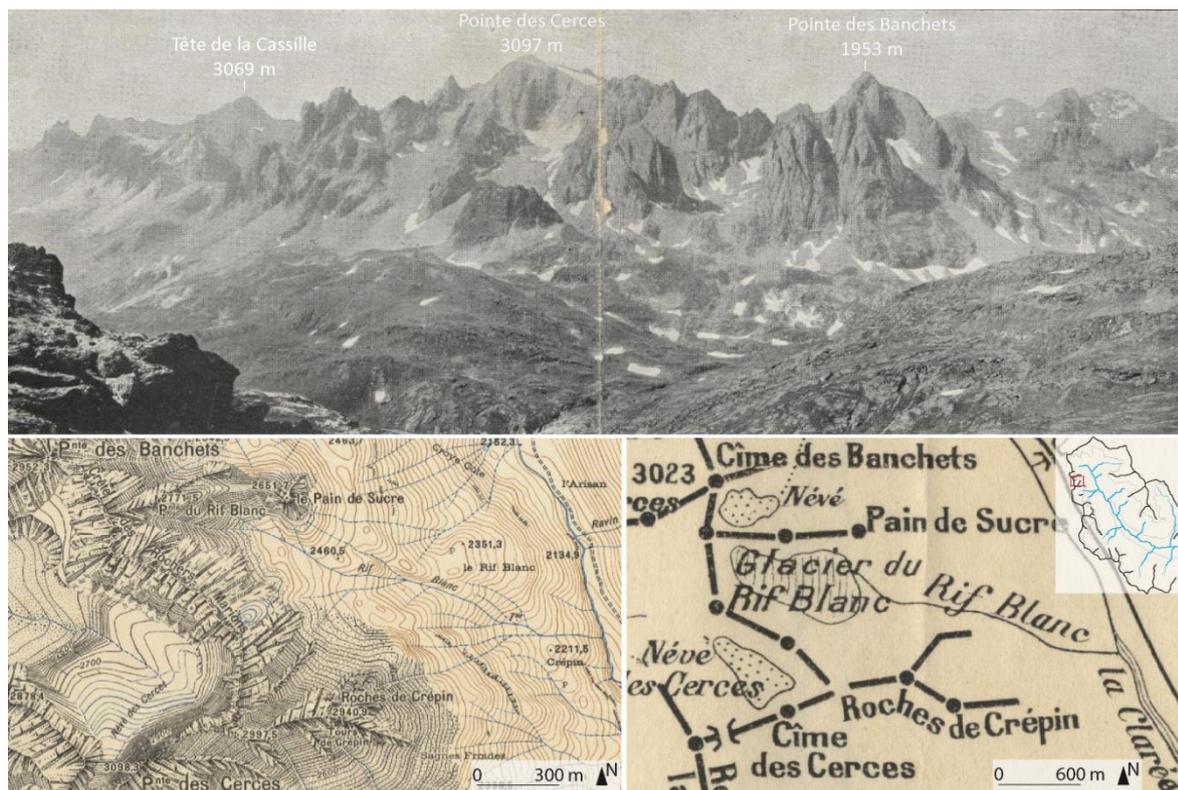


Figure 3-8. En haut. Panorama du Massif des Cerces pris depuis le versant sud du col de la Madeleine (rive gauche) (Photo.P.Lemoigne dans Touchon, 1910). En bas à gauche. Extrait de la carte topographique réalisée par le Service Géographique de l'Armée correspondant au cirque du Riou Blanc (1927, Service géographique de l'armée, feuille XXXV-35, en partie réalisée à partir de levés de 1890). Extrait de la carte esquisse du Massif des cerces (Touchon, 1910)

En définitive, la présence de névés et de deux glaciers au PAG est attestée par l'ensemble des documents anciens. L'altitude de ces névés, sous des sommets légèrement supérieurs à 2900 m permet de situer le seuil de glaciation autour de 2900 m dans le massif des Cerces et vers 3000 m dans les cirques de la rive gauche de la haute vallée (Cossart, 2005). La figure suivante (Figure 3-9) en dresse l'inventaire.

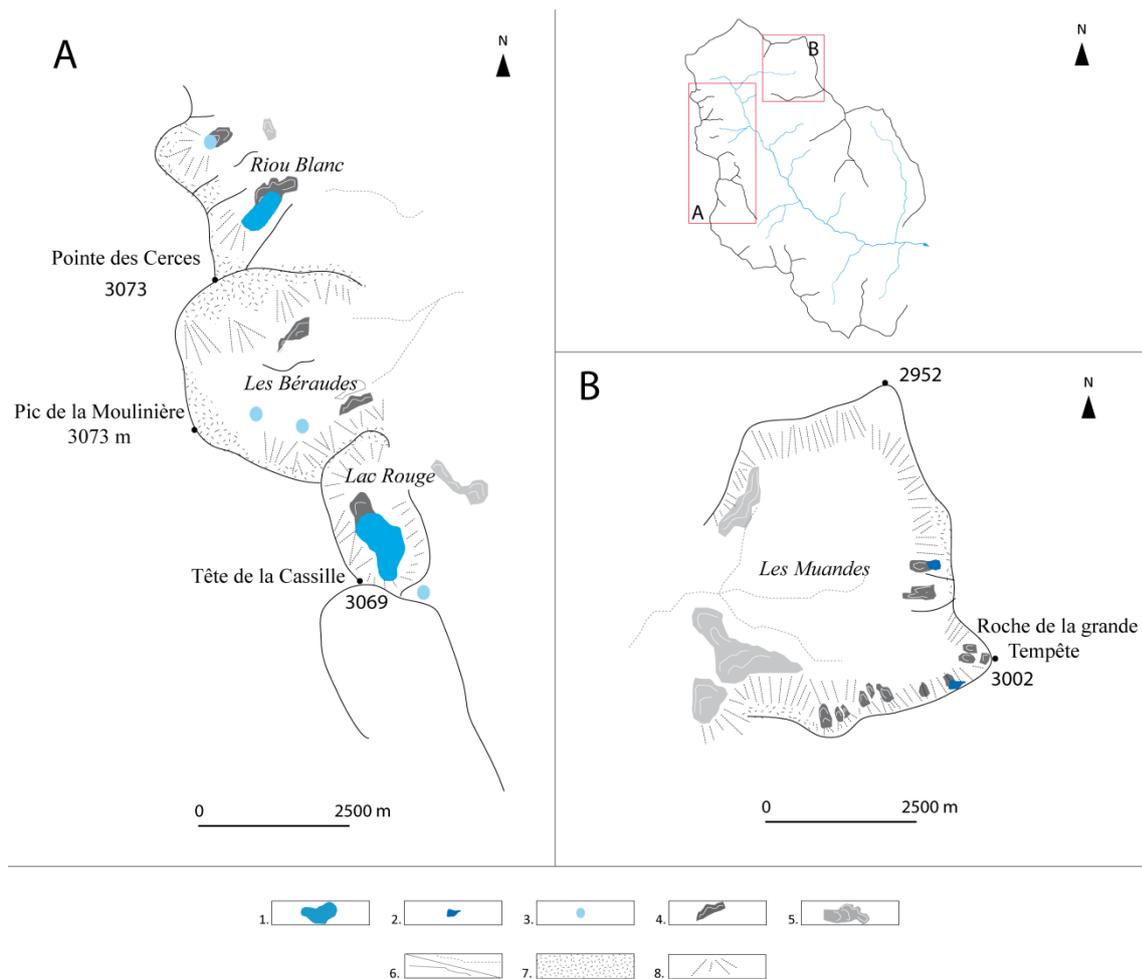


Figure 3-9. Inventaire des glaciers du PAG dans la haute vallée de la Clarée et en particulier dans le massif des Cerces (A) et dans le cirque des Muandes. 1) Glaciers du PAG 2) Névés présents sur la carte topographique IGN top 25 de 1975 3) Névés mentionnés en 1910 4) Glaciers rocheux actifs 5) Glaciers rocheux fossiles 6) Cours d'eau 7) Roche en place 8) Eboulis. L'extension des glaciers du PAG est déterminée d'après Touchon 1910, Mathieu et Blanchard, 1928

3.5.3 Géométrie locale des glaciers du PAG et interaction avec les glaciers rocheux actifs/inactifs.

Compte tenu de l'altitude des seuils de glaciation (autour de 2900 m) et de la RILA des glaciers rocheux actifs/inactifs (autour de 2850 m), il apparaît clairement dans les sites du Lac Rouge et du Riou Blanc que les glaciers du PAG se sont développés au contact de glaciers rocheux préexistants. Néanmoins, à l'échelle locale, la position exacte du front est mal connue. Compte tenu de l'importance de leur interaction avec les glaciers rocheux, notamment pour expliquer la répartition de la glace associée au pergélisol (Kneisel et Kääh, 2007; Dobinski *et al.*, 2011), il nous a semblé nécessaire de reconstituer cette géométrie.

3.5.3.1 La combe du Lac Rouge

En l'absence d'indicateurs morpho-sédimentaires clairs permettant de reconstituer la géométrie du glacier, celle-ci se fonde uniquement sur la carte des services géographiques de l'armée.

Dans le cirque du Lac Rouge, en 1890, la carte du service de l'armée montre que le glacier se développe entre 2850 et 2730 m d'altitude et occupe plus des 2/3 de l'actuel glacier rocheux. Seule la partie aval du glacier rocheux semble n'avoir pas été recouverte par de le glacier. A cette période, le glacier se développe en grande partie dans l'ouest du cirque, probablement du fait de la suralimentation en neige par les couloirs d'avalanche issus du versant nord de la Tête de la Cassille (3069 m). Seule une étroite surface occupe la partie orientale du glacier rocheux. Sur la carte des Services géographique de l'armée, un figuré particulier utilisé (pointillé) montre qu'une partie du glacier est couverte par des débris, notamment celle située dans l'axe des cônes d'éboulis du versant nord de la Cassille (SO de la carte, Figure 3-7). Il semble par ailleurs probable qu'à cette période, une partie de la glace du glacier soit déjà enfouie sous les débris qui au cours du XXe siècle ne vont cesser d'étendre leur couverture.

3.5.3.2 Géométrie du glacier dans le cirque du Riou Blanc (Rif Blanc)

Dans le cirque du Riou Blanc, la photographie prise par Lemoine (1910) depuis la rive gauche indique clairement que la partie amont du glacier rocheux actuel est recouverte par de la glace. L'utilisation combinée de cette photographie et du travail de terrain, notamment l'identification d'une moraine latéro-frontale à la surface du glacier rocheux, nous estimons que le glacier est, à la fin du XIXe, présent entre 2850 m et 2600 m.

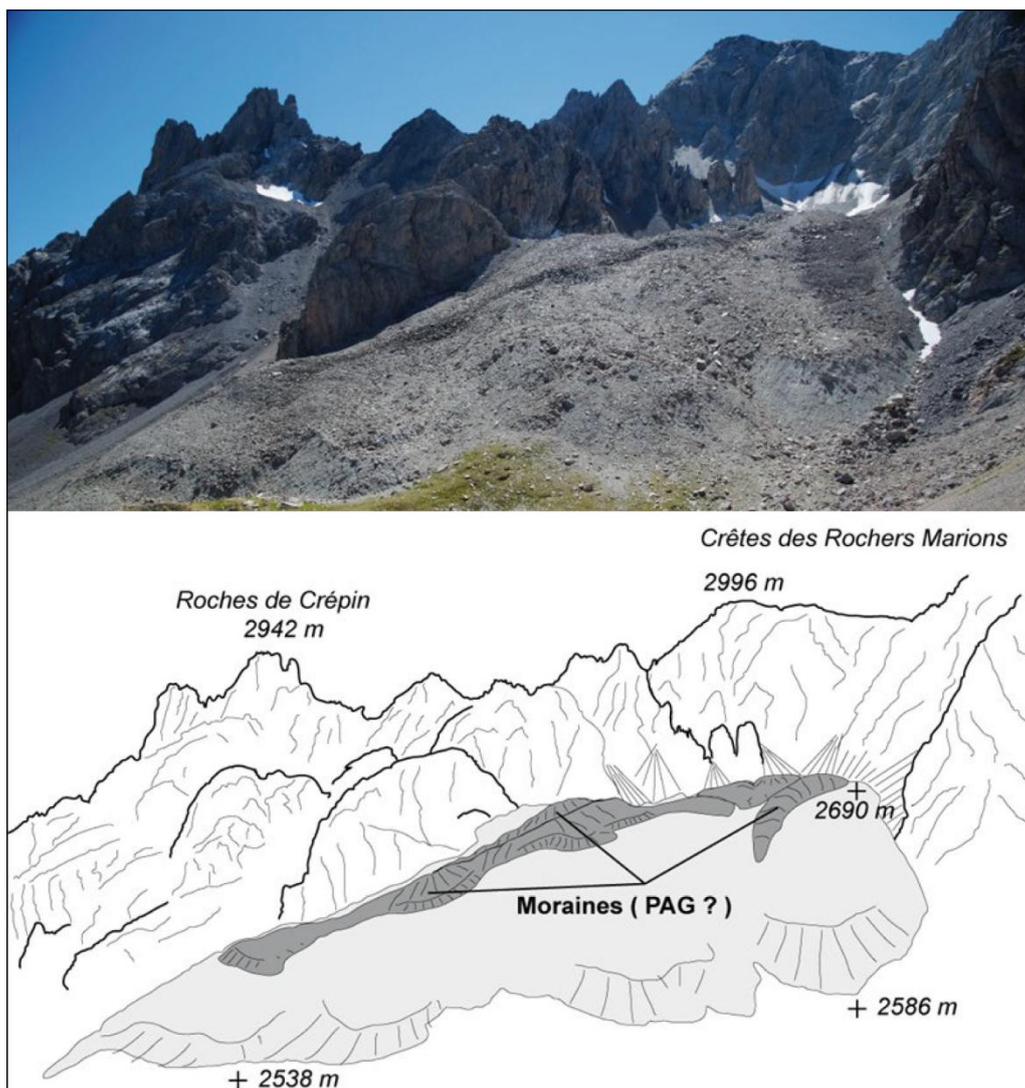


Figure 3-10. Moraine latéro-frontale présente à la surface du glacier rocheux du Riou Blanc

3.6 L'englacement du massif du Chambeyron au PAG : secteur le plus englacé des Alpes du sud sédimentaires

3.6.1 Des conditions morphostructurales favorables à l'accumulation glaciaire

En haute Ubaye, les conditions climatiques actuelles, et en particulier la quantité de précipitations, ne sont pas particulièrement favorables à la présence de glaciers (cf. 2.3.2.1). Le cumul annuel des précipitations à 1903 m (Maljasset) n'est que de 951 mm, soit des précipitations trop peu favorables à la constitution d'importants stocks de neige. L'altitude des sommets et des lignes de crête, inférieure à 3500 m ne permet à aucun secteur d'atteindre la limite climatique des neiges persistantes (Assier, 1993). Pourtant, de "grands glaciers", les plus importants des Alpes du Sud (Assier, 1993), ont existé au PAG et se sont maintenus jusqu'au début des années 1990. Ces glaciers, disposés au pied des versants des

hauts sommets, trouvent leur origine dans des conditions morphostructurales particulières permettant aux précipitations neigeuses de s'accumuler en pied de paroi en quantité suffisante pour que des glaciers existent.

La présence de hautes parois (entre 300 et 500 m de dénivellation), notamment la face nord de l'Aiguille du Chambeyron (3412 m), plus haut sommet sédimentaire des Alpes du sud, a favorisé :

- une faible intensité et durée du rayonnement solaire limitant l'ablation de la glace
- une suralimentation neigeuse des bas de versant favorisée par des fortes pentes sur les parois sur lesquelles la neige ne peut se stabiliser

Par ailleurs, l'important réseau de fractures est à l'origine d'un nombre important de couloirs d'avalanche qui favorisent le transfert, la concentration et la canalisation de la neige. Les brutales ruptures de pente au pied de ces parois provoquent l'amoncellement de cette neige sur des secteurs restreints qui correspondent à la zone d'accumulation glaciaire.

3.6.2 L'englacement en haute Ubaye : des glaciers restreints au massif du Chambeyron

Contrairement à la haute Clarée, où les sources sur les glaciers sont relativement rares, l'Ubaye dispose d'abondantes données sur l'englacement du PAG. Il apparaît de ce fait plus aisé de reconstituer l'inventaire des glaciers du PAG mais surtout d'apprécier la géométrie de ces derniers. Des cartes anciennes, des documents iconographiques et des indicateurs morphologiques ont permis à Assier (1993) de réaliser un inventaire exhaustif.

- Depuis la fin du XVIIIe, plusieurs cartes signalent la présence de glaciers dans la haute Ubaye. La "carte géométrique du Haut Dauphiné" établie entre 1749 et 1754 fait état des "glaciers de Chilloeuils" à l'emplacement actuel des glaciers rocheux du Marinet. En 1777, la "Carte des frontières est de la France" qui complète la carte de Bourcet, s'inspire en plus précis de la précédente et mentionne les "glacières de Chilloeuils". Aucun autre glacier ne figure sur cette carte. A partir du milieu du XIXe siècle, apparaissent les premières cartes mentionnant la quasi-totalité des glaciers. C'est ainsi que la carte d'Etat-Major, établie en 1854 pour l'Ubaye, puis la carte "type 1900", établie par le Service Géographique de l'Armée, constituent les premiers documents qui dressent un inventaire "satisfaisant" des glaciers.
- Les clichés de terrain, dont les plus anciens datent de la charnière XIXe-XXe siècle, ne peuvent rendre compte de l'état glaciaire au PAG. Ils fournissent néanmoins des informations précises permettant de restituer l'extension et la morphologie des glaciers à la fin de cette périodisation climatique. Nous dressons ci-dessous un

inventaire des clichés de terrain disponibles et sur lesquels figurent les glaciers de la haute vallée de l'Ubaye (Tableau 3-1).

Tableau 3-1. Liste des clichés anciens consultés pour l'inventaire des glaciers de l'Ubaye

Nom du glacier	Date	Auteur	Sources
Loup	1923	Helbronner	Description géométrique des Alpes françaises, 1938, vol 11
Marinet Ouest Marinet Est	1898	?	Annuaire CAF, 1901, vol 28
Marinet Ouest Marinet Est	1899	Servan	Annuaire CAF, 1901, vol 28
Marinet Ouest Marinet Est	1901	Kilian	Annuaire CAF, 1901, vol 28
Marinet Ouest Marinet Est Fond de Chauvet Pointe de Chauvet	1922	Helbronner	Description géométrique des Alpes françaises, 1938, vol 11
Loup	1923	Helbronner	Description géométrique des Alpes françaises, 1938, vol 11

- Si les cartes ou les photographies de terrain ne permettent que la reconstitution partielle de l'englacement de périodes révolues, il est fréquent que les glaciers laissent des indicateurs morphologiques capables de fournir de précieuses informations sur leur extension et leur géométrie. Ces indicateurs morphologiques permettent ainsi de compléter l'inventaire dans des secteurs difficiles d'accès ou en l'absence d'indices historiques. Assier (1993) s'est attaché à ce travail dans son étude sur l'englacement des Alpes du sud franco-italienne du PAG au XXe siècle.

3.6.3 Cartographie des glaciers (Assier, 1993) et des glaciers rocheux actifs/inactifs

Si l'on compare la carte de l'englacement au PAG et la distribution actuelle des glaciers rocheux actifs/inactifs (Figure 3-11), on peut noter qu'une partie des sites autrefois occupés par les glaciers sont actuellement occupés par des glaciers rocheux. Or comme ces glaciers rocheux sont présents depuis au moins le Subboréal (Evin, 1987 et 3.1.1), il apparaît clairement que les glaciers du PAG se sont développés, en partie ou totalement, sur ces glaciers rocheux. Ainsi les glaciers rocheux du Marinnet ouest et est, du Chambeyron et du Loup sont les quatre glaciers rocheux à avoir interagi avec des glaciers au PAG (Figure 3-11). Grâce à la diversité des sources utilisées, "un bon niveau d'exhaustivité" (Assier, 1993) est atteint concernant l'inventaire des glaciers de l'Ubaye au Petit Age de Glace. Néanmoins, dans certains cas, l'absence de marqueurs morphologiques clairs n'a pas permis de rendre compte de la géométrie ou de l'altitude des appareils glaciaires pourtant inventoriés, notamment dans le massif du Chambeyron, où le fluage des accumulations détritiques complique le repérage des dépôts sédimentaires relatifs à l'avancée glaciaire.

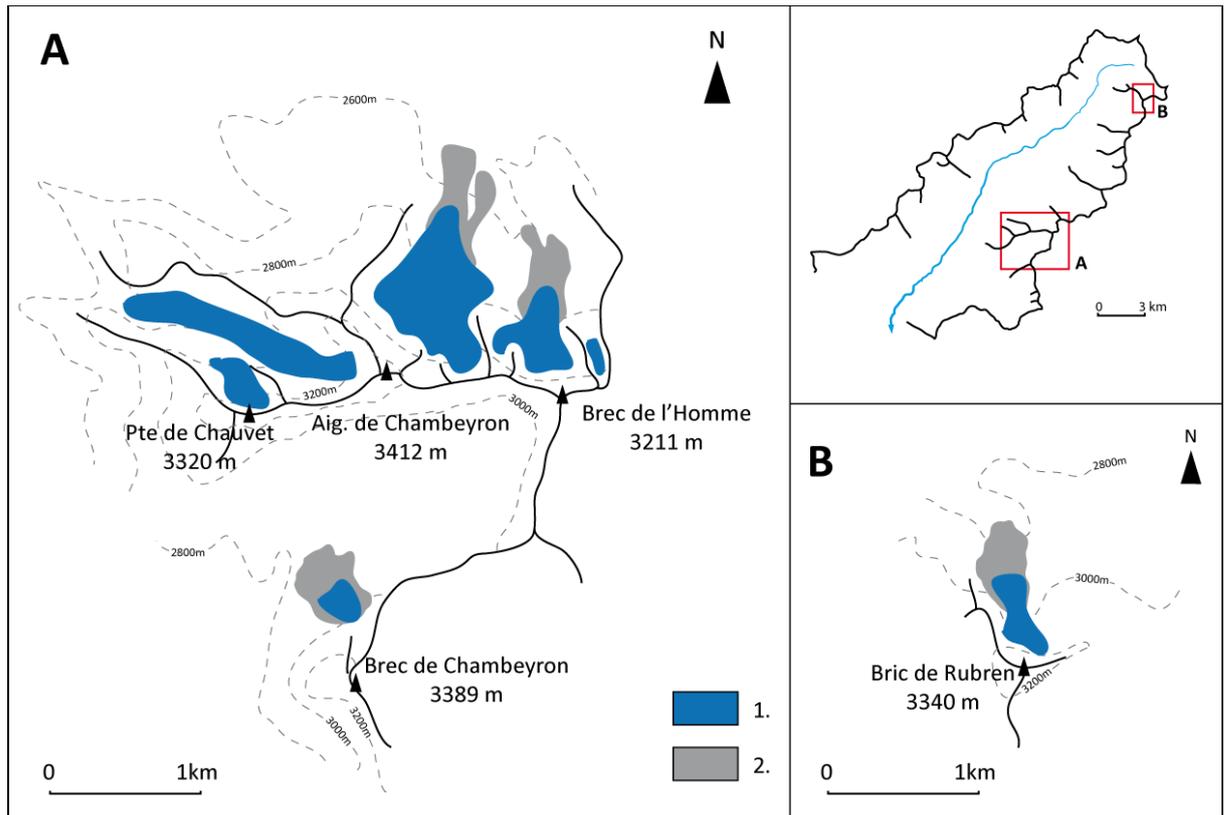


Figure 3-11. Carte de l'englacement de la haute vallée de l'Ubaye au PAG. 1. Glacier 2. Glacier rocheux (Adaptée d'Assier, 1993)

A la différence de la vallée de la Clarée, la géométrie locale de l'extension des glaciers du PAG dans le massif du Chambeyron est bien connue (Assier, 1993). L'interaction entre les glaciers et les glaciers rocheux sera abordée ultérieurement dans le cadre du chapitre 6 sur la distribution de la glace souterraine

3.7 Conclusion du chapitre

Sur le long terme, l'existence du pergélisol et des glaciers rocheux a été conditionnée par la présence ou non de glaciers dans les vallées. Lors des périodes de récurrence glaciaire, en particulier lors du Pléniglaciaire, la présence physique de glaciers a ainsi physiquement empêché toute possibilité pour le pergélisol de se développer. Ensuite et pendant tout le Tardiglaciaire et l'Holocène, les alternances entre phases glaciaires et phases interglaciaires vont conditionner l'occurrence du pergélisol et la possibilité pour les glaciers rocheux de se développer sur les versants. Durant les phases froides et sèches du Dryas récent ou du Subboréal, différentes générations de glaciers rocheux vont se mettre en place. Entre leur phase de développement, qui pour certains atteint 10000 ans, et l'actuel, ces glaciers rocheux vont entrer en interaction avec les glaciers. Parmi la génération la plus récente, certains glaciers rocheux vont être en partie recouverts par des glaciers pendant la récurrence glaciaire du PAG. Ces derniers, en se superposant au pergélisol, vont potentiellement venir modifier sa répartition, son état thermique et la nature de la glace souterraine associée ou non au pergélisol stricto sensu. Parmi l'ensemble des glaciers rocheux des vallées de la Clarée et de l'Ubaye, ceux recouverts par les glaces du PAG constituent des individus susceptibles, du fait de leur relation avec les glaciers au cours de la période récente, de réagir différemment au changement climatique. Il est donc nécessaire de les étudier de façon individuelle. En d'autres termes, les caractéristiques des glaciers rocheux sont aussi l'expression de leur histoire cumulée et le reflet des environnements passés. Dresser un inventaire complet des glaciers rocheux et de leurs spécificités constitue ainsi une étape préalable à la compréhension de l'évolution du pergélisol.

Chapitre 4. Inventaire, identification et choix de glaciers rocheux de référence

La réponse des glaciers rocheux au changement climatique est étroitement liée à leurs spécificités (contenu en glace, contexte topo-climatique d'occurrence, etc.) (cf. 1.4.4) ainsi que pour certains d'entre eux, à l'interaction avec les glaciers (cf. 3.5.3 et 3.6.3). A l'échelle régionale, caractériser la réponse au changement climatique de l'ensemble des glaciers rocheux relève, à court terme, d'une impossible mission. Afin de bien saisir les effets de ce changement climatique sur ces glaciers rocheux, il est nécessaire de sélectionner quelques individus sur lesquels un suivi détaillé peut être mis en place. La sélection de ces individus doit se faire de façon à ce que chaque glacier rocheux soit en mesure, par ses spécificités, d'être considéré comme représentatif d'un nombre d'individus plus important. La meilleure façon de sélectionner les bons individus consiste tout d'abord à inventorier l'ensemble des glaciers rocheux présents dans les vallées de la Clarée et de l'Ubaye puis de les classer sur la base de leurs principales caractéristiques morphométriques et de répartition spatiale. Une fois la base de données sur les glaciers rocheux constituée, il est alors possible de sélectionner parmi l'ensemble, quelques individus. Parallèlement, la constitution d'un inventaire des glaciers rocheux actifs/inactifs permet de donner un premier aperçu de la distribution régionale du pergélisol.

L'objectif de ce chapitre est donc de dresser un inventaire des glaciers rocheux des hautes vallées de la Clarée et de l'Ubaye, d'en déterminer les caractéristiques et de sélectionner parmi l'ensemble, quelques individus qui par leur forme, leur contexte topo-climatique d'occurrence et leur histoire géodynamique locale (englacement ou non), sont en mesure de représenter la vaste gamme de formes présente dans les Alpes du sud. Ainsi, après avoir présenté les méthodes utilisées ayant permis de faire un inventaire des glaciers rocheux et de déterminer leur caractéristiques, nous présentons une série de résultats statistiques liés aux glaciers rocheux. A partir de ces résultats, nous proposons une typologie des glaciers rocheux en fonction de laquelle nous sélectionnons les individus qui feront l'objet d'un suivi détaillé.

4.1 Méthodes utilisées pour la constitution de l’inventaire et pour déterminer les caractéristiques des glaciers rocheux

4.1.1 Inventaire et caractérisation des glaciers rocheux au moyen des sources iconographiques

4.1.1.1 Les photographies aériennes

Nous disposons d’une série de photographies aériennes (tirages papier Noir et Blanc ou couleur, 23*23 cm puis numérisés par l’IGN) prises par l’Institut Géographique National pour les deux hautes vallées (Figure 4-1). Acquisées lors de 5 missions pour la Clarée (1952, 1960, 1961, 1967, 1971) et 4 missions pour l’Ubaye (1948, 1956, 1971, 2000), elles couvrent l’ensemble des secteurs d’études. Nous avons également pu utiliser quelques orthophotos (mission de 2009) de la BdOrtho IGN d’une résolution de 0.5 m. Ces photographies aériennes ont constitué le point de départ de notre travail pour l’identification des glaciers rocheux. Bien qu’un certain nombre de ces photos reste difficile à exploiter (présence de neige, ombres portées), nous avons constitué une base de données et un inventaire aussi exhaustifs que possible. L’identification des glaciers rocheux est parfois ambiguë notamment lorsque la forme que l’on observe est sujette à controverse du fait de l’absence claire d’indices strictement liés au glacier rocheux (bourelets et sillons par exemple). Cette méthode nécessite donc d’être complétée par d’autres, comme l’utilisation de documents iconographiques anciens.

Identifiant de la photographie	Numéro du cliché	Date de la prise de vue	Secteur s’étude couvert par la photographie aérienne	Echelle
C3535-0031_1952_F3535-3536	27, 13, 12	11-08-1952	Muandes, Moutouze, Lac Rouge, Béraudes	1:30000
C3435-0071_1960_F3435	17, 16	22-08-1960	Lac Rouge, Béraudes, Moutouze, Riou Blanc	1:25000
C3535-0021_1961_F3535-3635	41, 42, 43, 35, 30	13-08-1961	Muandes, Lac Rouge, Lac Blanc, Riou Blanc	1:25000
C3435-0061_1967_F3435	85	12-10-1967	Riou Blanc, Béraudes	1:25000
C3535-0011_1971_FR2116	2872, 2901, 2942, 2916, 2917, 2943	01-09-1971	Muandes, Moutouze, Lac Rouge, Riou Blanc	1:11500
C2205-0531_1989_F3435-3535	30, 230, 234	25-10-1989	Lac Rouge, Béraudes, Moutouze, Riou Blanc, Muandes	1:27000
CA02500022_2001_fd0073_250_c	937, 555, 557, 559	21-07-2001	Muandes, Lac Rouge, Béraudes, Riou Blanc	1:17000
C3638-0011_1948_F3637-3640	24, 97	20-08-1948	Marinet, Roure, Tuissier	1:25000
C3638-0021_1956_F3538-3638	13, 14, 119	01-07-1956	Chambeyron, Marinnet, Roure, Tuissier	1:23000
C3538-0011_1971_F3538-3638	58, 32, 33	10-08-1971	Chambeyron, Marinnet, Roure, Tuissier	1:27000
C3538-0021_1986_F3538	220, 224	02-09-1986	Chambeyron, Marinnet, Roure	1:25000
CA00S01012_2000_fd0004_250	12, 1350, 1351, 1352, 1381	27-06-2000	Chambeyron, Marinnet, Roure, Tuissier	1:21000

Figure 4-1. Liste des photographies aériennes des zones d’études consultés et utilisées pour la détection des glaciers rocheux

4.1.1.2 Les documents d'archives

Les documents d'archives, en particulier les photographies de terrain et les cartes de la fin du XIX et du début du XXe siècle, ne contribuent pas directement à l'identification des glaciers rocheux ou à la constitution de l'inventaire mais permettent de saisir les interactions entre les glaciers du PAG et les glaciers rocheux (cf. 3.4). Ces documents sont ceux présentés dans le chapitre 3.3.

4.1.2 *Investigations de terrain et cartographie géomorphologique.*

Les deux approches précédentes permettent d'acquérir quantité d'informations sur les glaciers rocheux (nombre, caractéristiques morphométriques) et sur la présence de glaciers ayant pu entrer en interaction avec les glaciers rocheux. Ces documents restent néanmoins limités, notamment lorsqu'il s'agit de dresser les caractéristiques morphologiques de surface des glaciers rocheux. Les investigations de terrain, accompagnées d'une cartographie géomorphologique détaillée, constituent l'étape suivante, indispensable. Elle permet de rendre compte de la complexité du terrain et des glaciers rocheux et de les replacer dans un contexte géomorphologique plus large. A partir de l'inventaire réalisé, nous avons donc parcouru les sites d'étude et dressé un portrait exhaustif des formes observées. Ce travail de terrain vise ainsi à déterminer les caractéristiques principales des glaciers rocheux, notamment l'inclinaison de leur front, la granulométrie de surface, la présence de végétation, la présence de bourrelets et de sillons (et autres indicateurs de la dynamique), la présence de glace.

4.1.2.1 Démarche naturaliste sur le terrain

La prospection de terrain constitue pour le géomorphologue l'une des étapes essentielles de son travail. Elle permet de distinguer des éléments indicateurs de la présence de pergélisol ou du degré d'activité d'un glacier rocheux. La présence de glace en surface, de végétation, la plus ou moins grande altération des blocs, l'apparition de thermokarst, de mouvements de masse ne peuvent être appréciés à leur juste valeur que par la prospection de terrain (Figure 4-2). Cette étape reste donc déterminante dans le choix des formes de relief à suivre de manière détaillée.

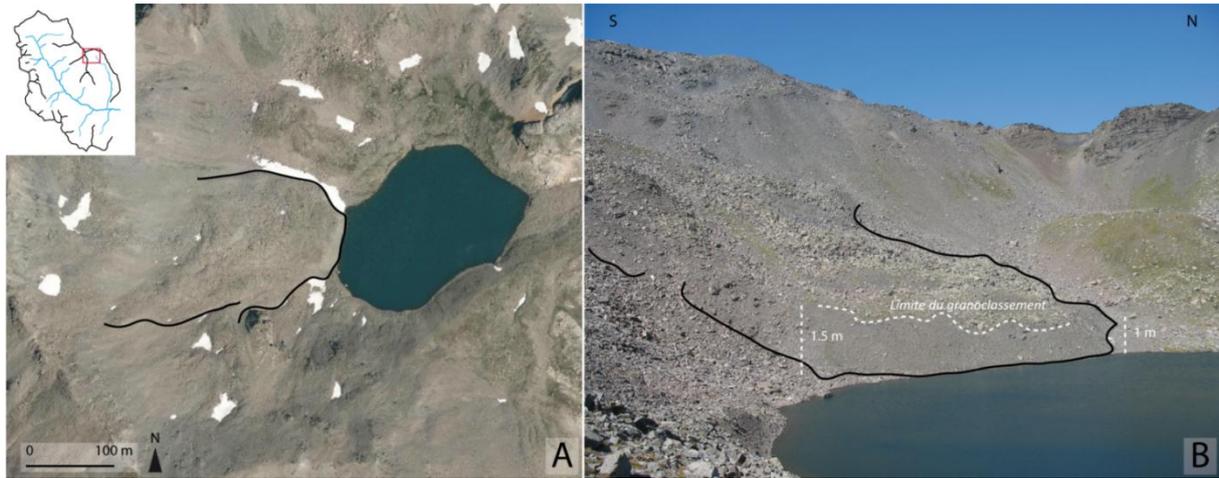


Figure 4-2. Exemple de l'intérêt du terrain pour la reconnaissance des glaciers rocheux. Sur la photographie A, on distingue une forme en lobe mais dont les limites sont imprécises et où il est difficile de dire s'il s'agit d'un éboulis ou d'un glacier rocheux. Sur la photographie B, réalisée sur le terrain, on voit bien la présence du front et d'un granoclassement, deux éléments typiques du glacier rocheux

4.2 Distribution et caractéristiques des glaciers rocheux à l'échelle régionale

4.2.1 Deux vallées marquées par un nombre important de glaciers rocheux « frais ».

Les vallées de la Clarée et de l'Ubaye abritent un nombre important de glaciers rocheux frais. Le terme de glacier rocheux frais, utilisé par Monnier (2004, 2006), fait référence à celui de *intact rockglacier* (Barsch, 1996) utilisé pour décrire les glaciers rocheux qui « morphologiquement » présentent toutes les caractéristiques d'un glacier rocheux actif/inactif mais où l'absence de données sur la structure interne et les déplacements ne permet pas de le classer comme tel.

Dans la vallée de la Clarée, 30 glaciers rocheux frais sont présents et répartis dans deux secteurs principaux. Un tiers (11 glaciers rocheux) est situé dans les cinq cirques les plus en amont de la rive droite de la vallée, correspondant au flanc oriental du massif des Cerces (Figure 4-3). Les deux tiers restant sont localisés en rive gauche, dont 15 dans le seul cirque des Muandes (Figure 4-3). En Ubaye, 21 glaciers rocheux sont présents. Le secteur de l'Aiguille du Chambeyron concentre 12 glaciers rocheux sur 21 (Figure 4-3), les autres restants étant localisés à proximité des plus hauts sommets de la vallée (Bric de Rubren 3340 m et Pic de la Font Sancte 3385 m). Dans les deux vallées, on observe que les glaciers rocheux ne sont pas répartis de façon homogène, mais leur distribution semble tout de même répondre à au moins deux facteurs : l'altitude et la nature lithologique des versants.

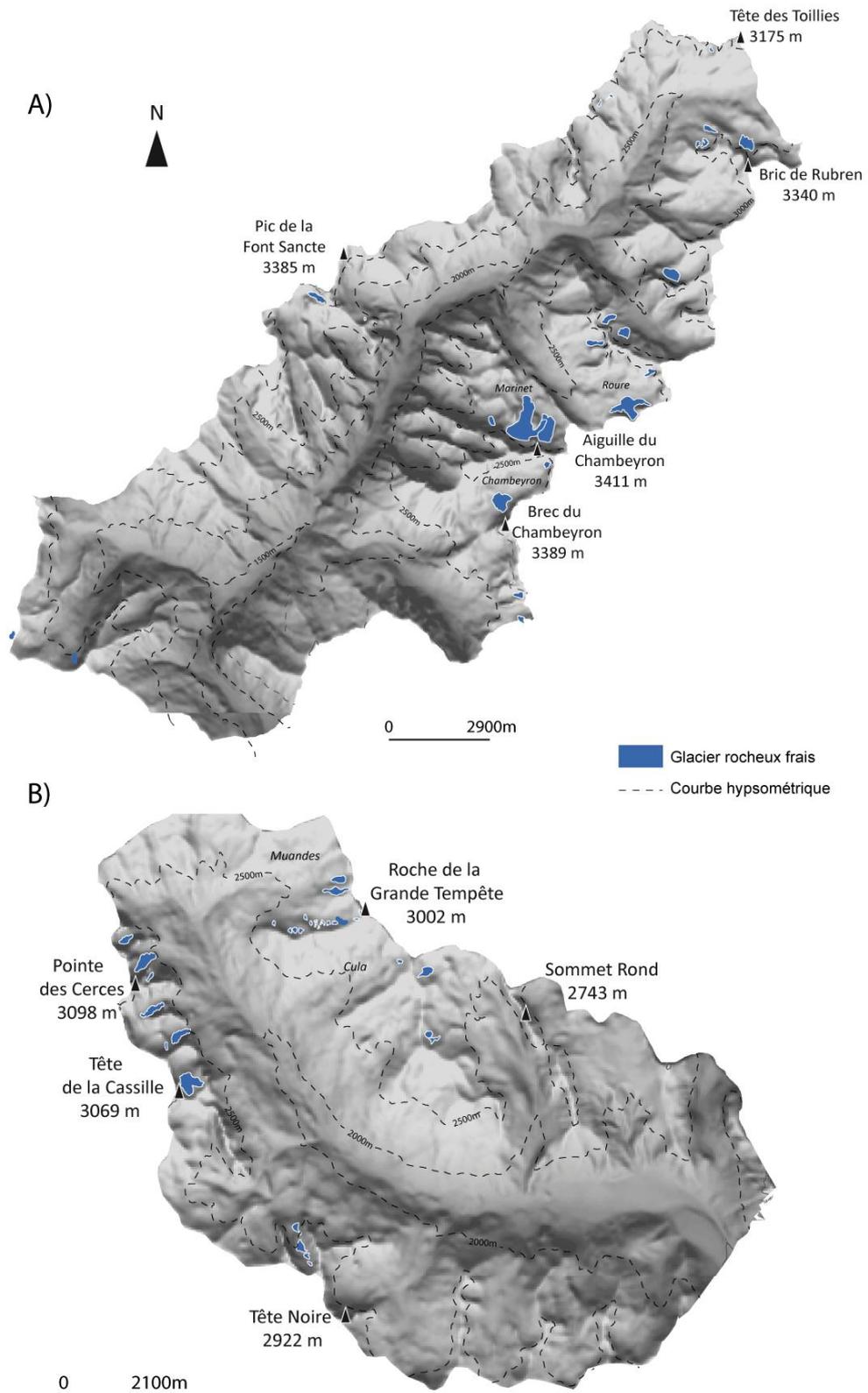


Figure 4-3. Inventaire des glaciers rocheux dans les vallées de l'Ubaye (A) et de la Clarée (B)

4.2.2 Régularités statistiques en matière de localisation des glaciers rocheux.

4.2.2.1 Distribution selon l'altitude de la racine et des fronts.

Le premier élément à observer concernant l'altitude des glaciers rocheux frais dans les vallées d'étude est l'extrême amplitude altitudinale, de l'ordre de 550 m, dans laquelle ces derniers se développent (2450-3000 m pour la zone frontale) (Figure 4-4). Cet ordre de grandeur confirme que l'étendue de la frange à pergélisol est relativement importante dans la partie orientale des Alpes du sud (cf. 2.1.3, Francou, 1988).

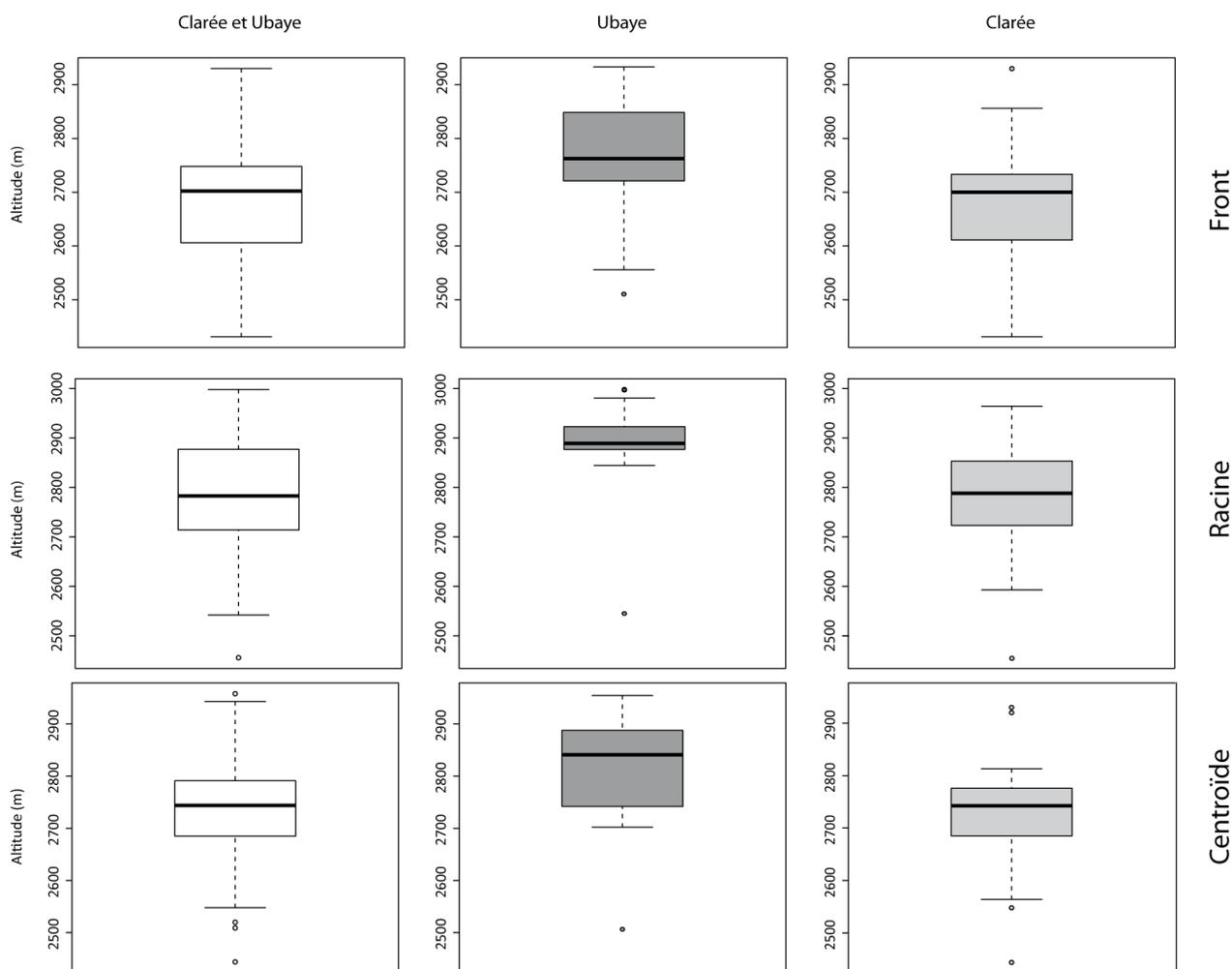


Figure 4-4. Valeurs statistiques (min, max., 1^{er} et 3^{ème} quartiles, médiane) représentatives de la distribution altitudinale du front, de la racine et du centroïde des glaciers rocheux dans les vallées de la Clarée et de l'Ubaye

Dans le détail, la distribution des glaciers rocheux frais selon l'altitude montre une classe modale comprise entre 2700 et 2800 m et peu de différence dans la distribution spatiale des centroïdes des glaciers rocheux entre les deux vallées (2810 m en Ubaye et 2720 m en Clarée). La moitié des glaciers rocheux se situe entre 2685 et 2790 m et 80 % entre 2550 et 2940 m. Cette frange altitudinale dans laquelle se développent les glaciers rocheux est du même ordre de grandeur que celle des glaciers rocheux suisses (Barsch, 1996), de Vanoise (Monnier, 2006) ou du Combeynot (Bodin, 2007). Si l'on s'intéresse aux différences entre les deux vallées, nous observons que les glaciers rocheux sont globalement situés à des altitudes plus élevées en Ubaye qu'en Clarée (50 % au-dessus de 2800 m en Ubaye contre seulement 10 % en Clarée), ce qui s'explique par les altitudes des sources sédimentaires globalement plus élevées en Ubaye (cf. 2.3.1). En observant la distribution altitudinale des fronts et des racines, on remarque également qu'en Ubaye, les glaciers rocheux prennent naissance plus haut. En général et pour les deux vallées, 50 % des fronts et racines se trouvent dans des tranches altitudinales relativement étroites, de l'ordre de 150 m, ce qui nous conduit à l'hypothèse de glaciers rocheux uni-générationnels. Les autres 50 % se développent dans une tranche altitudinale plus importante et s'expliquent par les conditions topo-climatiques ou structurales particulières : pour les 25 % les moins élevés, des situations d'abri et de froid (exemple des glaciers rocheux de la Grande Manche en Clarée) et pour les 25 % les plus élevés, des versants « ouverts », dans lesquels l'accumulation de matériaux (ex du GR du Roure O).

4.2.2.2 Distribution selon l'exposition

La plupart des travaux portant sur l'exposition des glaciers rocheux dans les milieux alpins montrent que les sites exposés au N, NO et NE sont favorablement occupés par des glaciers rocheux actifs ou frais (Haeberli, 1985; Barsch, 1996; Brazier *et al.*, 1998; Baroni *et al.*, 2004; Monnier, 2004, 2006; Brenning et Trombotto, 2006; Johnson *et al.*, 2007; Frauenfelder *et al.*, 2008; Krainer et Ribis, 2012; Scotti *et al.*, 2013).

Dans les Alpes du sud, le schéma de répartition des glaciers rocheux frais présente de fortes similitudes avec ces travaux (Figure 4-5). L'ensemble des glaciers rocheux est exposé au nord (moitié supérieure N270°-N90° dans le sens horaire) avec plus de 50 % de l'ensemble de l'effectif strictement orienté au nord. Ensuite, les expositions préférentielles sont respectivement l'Ouest puis le NE et NO avec respectivement 19 % et 13 % de l'effectif total. Cette distribution s'explique classiquement par des conditions climatiques plus froides et donc favorables au pergélisol sur les versants nord. L'influence morphostructurale, et l'orientation des lignes de crête qui en résulte, conditionne également la localisation des glaciers rocheux. C'est ainsi qu'un peu moins d'un quart de l'effectif total est exposé à l'ouest, sur des versants dont les lignes de crêtes sont orientées Nord-sud.

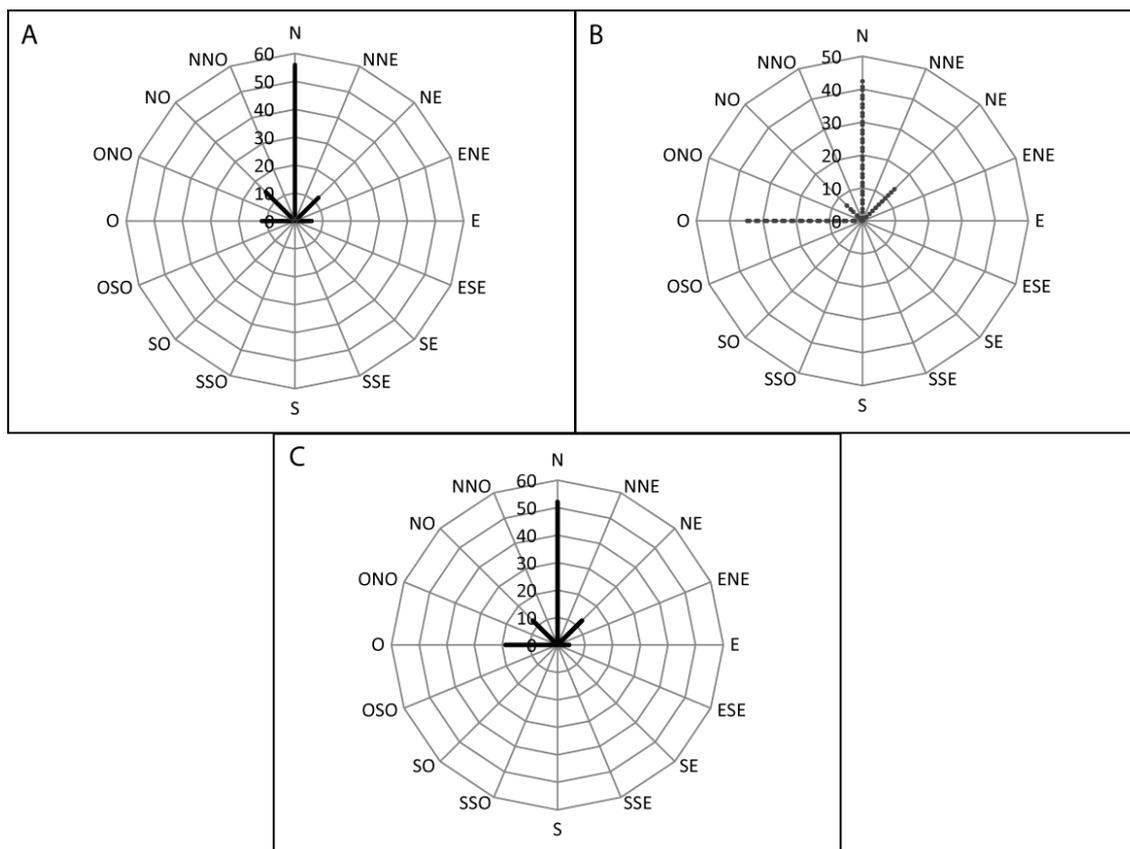


Figure 4-5. Exposition des sites d'occurrence des glaciers rocheux frais. A. Vallée de la Clarée, B. Vallée de l'Ubaye, C. Clarée et Ubaye

4.2.2.3 Relation entre paramètres de radiation solaire incidente et altitude des glaciers rocheux

Au-delà du choix préférentiel des sites exposés au nord pour le développement des glaciers rocheux, ces derniers se développent tous dans des secteurs où la radiation solaire incidente relative est faible. Ainsi, plus la radiation solaire incidente est faible, plus l'altitude de l'occurrence du glacier rocheux est basse et inversement (Figure 4-6). Ces deux facteurs illustrent en partie que le fait que l'on puisse trouver des glaciers à des altitudes relativement basses (notamment vis-à-vis de la limite inférieure régionale du pergélisol) dès lors que la radiation solaire incidente est suffisamment faible pour favoriser des conditions climatiques locales froides et favorables au pergélisol.

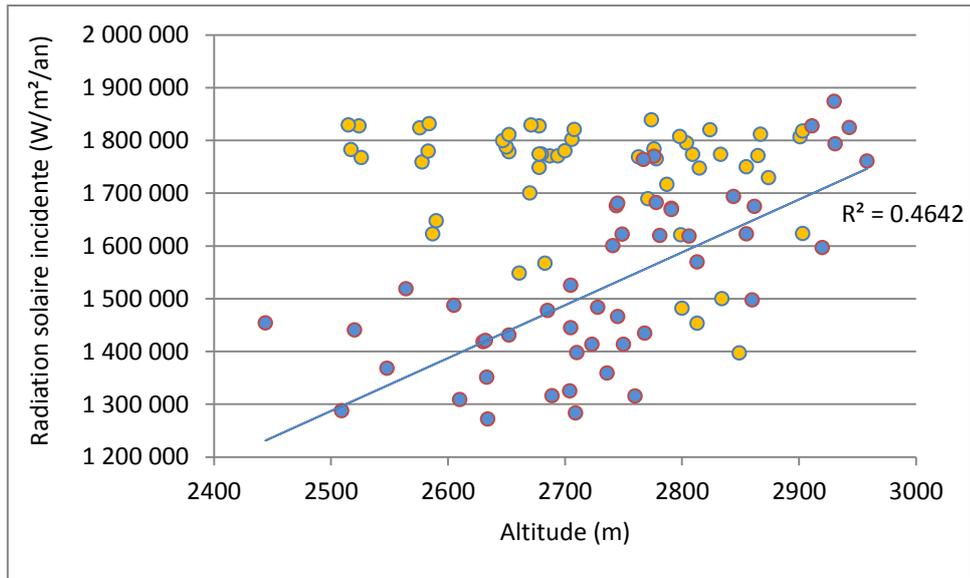


Figure 4-6. Relation (régression linéaire) entre l'altitude du centroïde des glaciers rocheux et la radiation solaire incidente annuelle (points bleus). Les points jaunes correspondent à des points sélectionnés de manière aléatoire sur les différents sites d'étude et illustrent en partie les valeurs de radiation solaire incidente perçues dans des secteurs d'exposition S, O et E

La Figure 4-7 illustre le fait que la radiation solaire perçue au niveau de la zone racinaire est plus faible (50 % entre $1.25 \cdot 10^6$ et $1.5 \cdot 10^6$ W.m²/an) qu'au niveau de la zone frontale (50 % de l'effectif entre $1.5 \cdot 10^6$ et $1.7 \cdot 10^6$ W.m²/an) ce qui confirme i) que la « mise en route », l'initiation de la déformation du pergélisol se fait majoritairement dans les secteurs les plus ombragés mais ii) qu'à mesure que le glaciers rocheux se développe, il se trouve dans des conditions climatiques et altitudinales moins favorables.

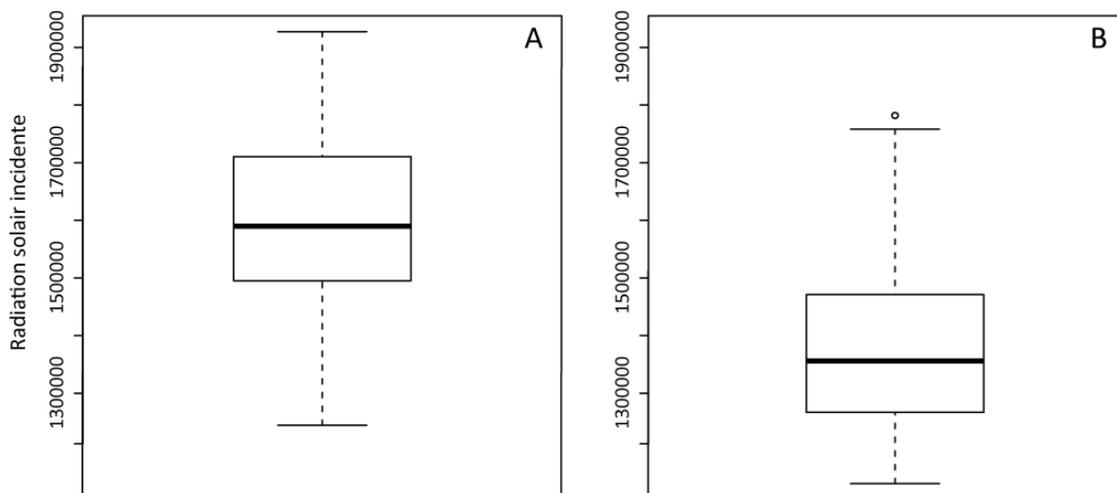


Figure 4-7. Valeurs statistiques (min, max., 1er et 3ème quartiles, médiane) de la radiation solaire incidente annuelle perçue au front (A) et à la racine (B) des glaciers rocheux frais des vallées de la Clarée et de l'Ubaye

4.2.2.4 Relation entre paramètres lithologiques et distribution des glaciers rocheux

Appréciée au moyen du tableau de distribution des glaciers rocheux suivant la lithologie, la distribution des glaciers rocheux apparaît très inégale. Ainsi, s'inscrivent en tête dans la composition des glaciers rocheux ceux provenant des versants composés de grès (Clarée, N=23 soit 46.9 % de l'effectif total), suivis par les calcaires (N=18 soit 36.7 %), les quartzites (N=6 soit 12.2 %) et les roches vertes (Ubaye) avec 2 individus (4 %). Cette distribution des glaciers rocheux en fonction de la lithologie est en partie biaisée dans la mesure où ces surfaces lithologiques ne sont pas, en termes de superficie, égales sur l'ensemble des secteurs d'étude. Ainsi, la prédominance des glaciers rocheux dans les grès de la zone houillère (Clarée) ne fait-elle que traduire la vaste superficie que ces grès occupent. Il semble ainsi utile de transformer l'information en rapportant les effectifs aux surfaces pour obtenir des densités de glacier rocheux par type lithologique. Les roches vertes montrent alors la densité la plus importante avec 0.66 GR/km² suivi par les calcaires 0.5 GR/km² puis les grès et les quartzites avec 0.37 GR/km² et 0 pour les schistes lustrés. A l'échelle de la zone d'étude, les secteurs dont la lithologie est macro-gélive (calcaires massif, quartzites, roches vertes, grès) sont plutôt favorables à la présence de glaciers rocheux tandis que les roches micro-gélives (schistes lustrés) le sont moins. Dans des secteurs d'étude proches, Monnier (2004) ou Evin (1985) observent des résultats similaires.

4.2.2.5 Transition morphologique entre la racine du glacier rocheux et sa partie amont

Il semble que les glaciers rocheux prolongeant des formes périglaciaires (notamment des éboulis) sont plus nombreux que ceux prolongeant des glaciers, glacierets et autres névés permanents. Scotti *et al.* (2013) annoncent ainsi que 9 % des glaciers rocheux sont d'origine glaciaire dans les Alpes centrales italiennes, Baroni *et al.* (2004) en trouvent 30 % dans le massif de l'Adamello–Presanella (Italie) et environ 22 % dans les Alpes autrichiennes du Tyrol (Krainer et Ribis, 2012), tandis que Lilleøren et Etzelmüller (2011) en observent 45 % au nord de la Norvège

Dans les vallées de l'Ubaye et de la Clarée, la part de glaciers rocheux prolongeant ou ayant prolongé un glacier dans un passé proche (fin du PAG) est dans le même ordre de grandeur que celle observée dans les autres régions alpines. Ainsi la relation glacier rocheux / Glacier ne concerne qu'un peu plus de 31% (N=10) de l'ensemble de l'effectif, tandis que ceux prolongeant un éboulis s'élève à 45% (N=32) (Figure 4.8). Les autres glaciers rocheux (N=7) présentent des situations plus complexes où il reste difficile de déterminer la nature de la relation entre la racine du glacier rocheux et ce qui se trouve à l'amont. Dans certains cas, l'hypothèse de l'influence d'un glacier est probable, mais l'absence d'informations historiques sur l'englacement et le manque d'indicateurs morphologiques nous a conduit à caractériser la nature de la relation racine/amont comme indéterminée.

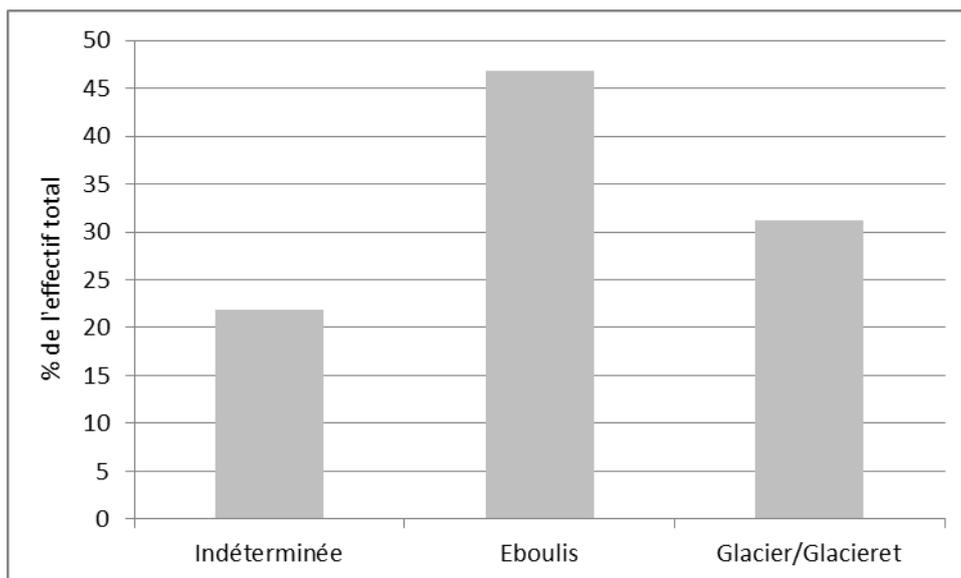


Figure 4-8. Type de transition morphologique entre la racine des glaciers rocheux et leur zone amont (N=55)

On retrouve ainsi une prédominance de glaciers rocheux dont l'origine est périglaciaire (*talus-derived rockglacier*). Néanmoins, la part des glaciers rocheux qui prolongent ou prolongeaient des glaciers (pour la plupart hérités du PAG) et qui pour une partie d'entre eux présentent potentiellement de la glace massive surmontée de débris nous conduit à nous interroger sur leur relation possible avec les glaciers (*debris-covered rockglacier*). La prospection de terrain a permis dans plusieurs cas de constater sous les débris de surface, la présence de glace massive, parfois étendue latéralement sur plusieurs mètres voire décamètres. Comme le souligne Monnier (2006), nous avons pu constater à quel point la présence de noyaux glaciaires à l'amont de glaciers rocheux avait tendance à être sous-estimée.

4.2.3 Des glaciers rocheux aux superficies modestes

De précédents travaux ayant inventorié des glaciers rocheux montrent que la superficie des glaciers rocheux est en général très hétérogène selon les secteurs et au sein d'un même secteur particulier. Dans les Alpes autrichiennes, la superficie moyenne des GR est de 8.8 ha et 90 % d'entre eux ont une superficie inférieure à 20 ha (Krainer et Ribis, 2012) ; en Norvège, Lilleøren et Etzelmüller (2011) indiquent 11 ha pour la partie nord du pays (à dominante de *talus-derived rockglacier*) et 27 ha pour la partie sud (dominante de *glacier-derived rockglacier*) ; en Lombardie (Italie) Scotti *et al* (2013) ont mesuré une superficie moyenne de 6.2 ha ; en Vanoise, Monnier (2006) détermine qu'en moyenne la superficie est de 12 ha.

Dans les vallées de la Clarée et de l'Ubaye, la superficie moyenne des glaciers rocheux est de 6 ha soit légèrement plus réduite que dans les autres régions alpines (Figure 4-9). Les valeurs sont comprises entre 0.1 et 56 ha et 50 % de l'effectif à une superficie inférieure à 10 ha.

En Ubaye, les glaciers rocheux sont globalement plus grands (50 % entre 5 ha et 20 ha et 25 % supérieurs à 10 ha) qu'en Clarée (50 % inférieur à 5 ha avec une forte dissymétrie vers les faibles superficies). La longueur (L) moyenne est de 256 m et la largeur (l) de 187 m, ces dernières variant entre 50 et 1300 m (L) et 30 et 1060 m (l). La proportion importante (22 %) de glaciers rocheux de petite taille (<100 m), notamment en Clarée, soulève la question de la nature réelle de ces formes de relief (Francou, 1993; Monnier, 2004, 2006). Sont-ils des glaciers rocheux, des protalus rampart ou de simples éboulis fluants ? Nous avons décidé de les intégrer dans notre inventaire lorsque ces derniers présentaient sur le terrain des traits géomorphologiques spécifiques (front bien marqué, grano-classement...) mais commun aux *talus-derived rockglacier* et en considérant qu'ils représentaient le même processus de fluage du pergélisol, certes à un stade moins avancé du développement de la forme (Shakesby *et al.*, 1987).

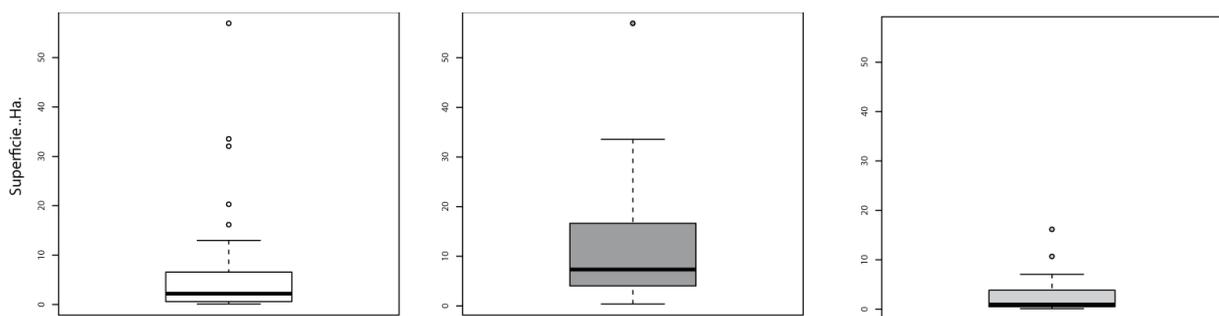


Figure 4-9. Valeurs statistiques (min., max., 1^{er} et 3^{ème} quartiles, médiane) de la superficie des glaciers rocheux frais. Les boîtes blanche, grise foncée et grise claire représentent respectivement l'Ubaye/Clarée, l'Ubaye et la Clarée

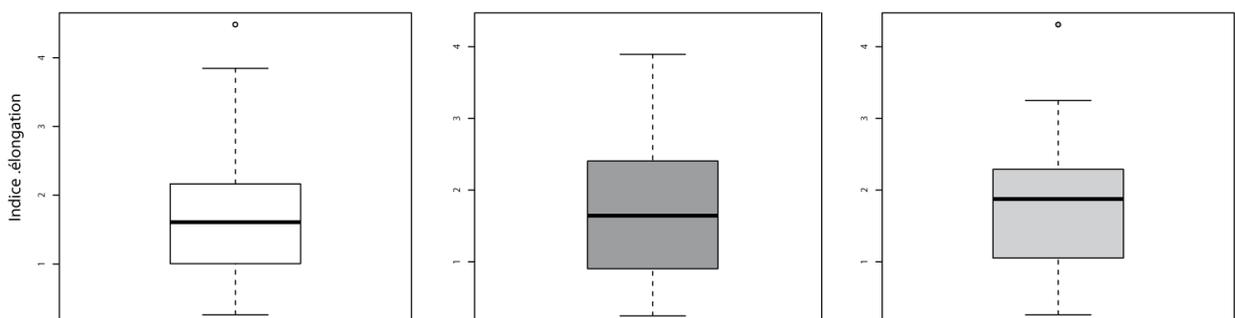


Figure 4-10. Valeurs statistiques (min, max., 1^{er} et 3^{ème} quartiles, médiane) de l'indice d'élongation des glaciers rocheux frais. Les boîtes blanche, grise foncée et grise claire représentent respectivement l'Ubaye/Clarée, l'Ubaye et la Clarée

L'indice d'élongation, rapport entre la longueur et la largeur (Wahrhaftig et Cox, 1959), montre que 75 % des glaciers rocheux ont une longueur supérieure à la largeur

(Figure 4-10) et ont donc une forme en langue (*tongue-shaped rockglacier*), les 25% restant ayant une forme en lobe (*lobate-rockglacier*). Cette distribution est globalement similaire dans les deux vallées. Dans d'autres secteurs alpins, la forme des glaciers rocheux varie très fortement ; Krainer et Ribis, (2012) trouvent 89.6 de glaciers rocheux en langue, au Combeynot, Bodin (2007) observe environ 75 % de l'effectif en langue, 97 % en langue dans le massif de la Vanoise (Monnier, 2005) et à l'inverse, Scotti *et al* (2013) trouvent 66 % de glaciers rocheux lobés.

4.3 Synthèse des types de glaciers rocheux

Les paragraphes précédents montrent ainsi qu'il existe dans les hautes vallées de la Clarée et de l'Ubaye une large gamme de glaciers rocheux, marqués par d'importants contrastes en termes de taille, de forme, d'origine et de localisation. Cette diversité de glaciers rocheux reflète à la fois l'influence des paramètres régionaux, notamment altitudinaux, qui conditionne l'existence du pergélisol, et de paramètres locaux (lithologie, radiation solaire, héritages glaciaires) qui concourent à l'existence d'une telle diversité de glaciers rocheux. Cette diversité des glaciers rocheux est également l'illustration de la diversité des spécificités du ou des pergélisols, et notamment des types de glace de pergélisol qui existent dans les Alpes du sud.

Dans un souci de synthèse et pour mieux apprécier cette grande variété de glaciers rocheux, nous avons décidé de constituer une typologie des glaciers rocheux frais présents sur notre terrain d'étude. Cette typologie descriptive s'appuie à la fois sur les spécificités morphométriques et géomorphologiques ainsi que sur le fait que les glaciers rocheux aient ou non été recouverts par un glacier ou un glacio-névé au PAG. Cette typologie ne présume pas, à ce stade de notre travail, de l'existence du pergélisol, de la présence de glace associée et de la nature de la glace souterraine potentiellement présente.

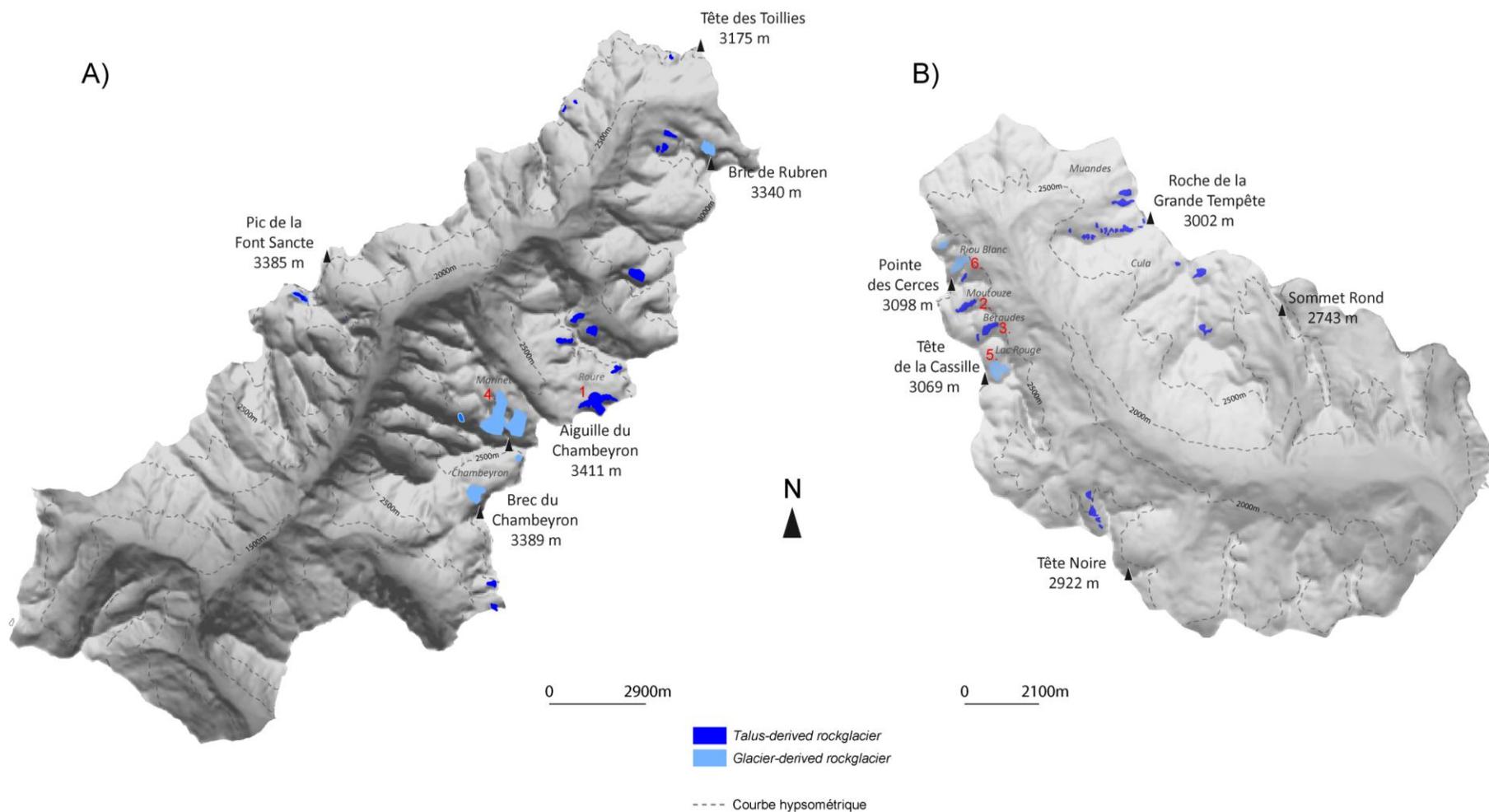


Figure 4-11. Typologie des glaciers rocheux dans la haute vallée de la Clarée (A) et de l'Ubaye (B). Les numéros en rouge correspondent aux glaciers rocheux sélectionnés pour le suivi détaillé (cf. 4.4), Talus-derived rockglacier 1) GR du Roure 2) GR de Moutouze 3) GR des Béraudes et Glacier-derived rockglacier 4) GR du Marinet 5) GR du Lac Rouge 6) GR du Riou Blanc

4.3.1 *Talus-derived rockglacier*

Le glacier rocheux s'inscrit au terme d'un relais de processus où les parois fournissent le matériel sédimentaire, ce matériel s'accumule sous forme d'éboulis dont une partie est en bas de versant remaniée par fluage.

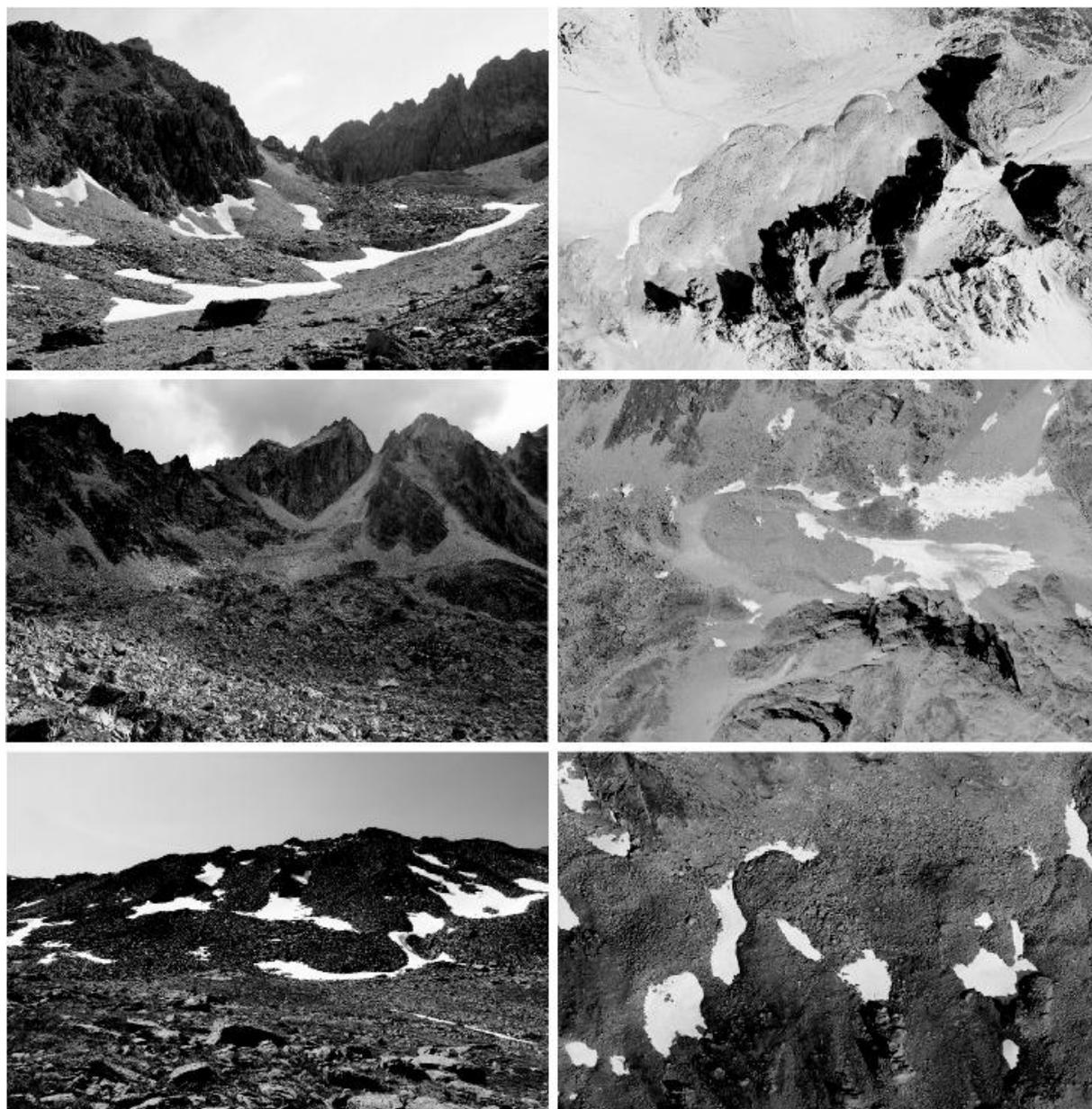


Figure 4-12. En haut, *Talus-derived rockglacier lobé* (Moutouze, Clarée), au milieu : *Talus-derived rockglacier en langue* (Tuissier, Ubaye) et en bas : *protalus* (Muandes, Clarée)

Dans cette catégorie, nous n'avons pas différencié les glaciers rocheux en lobe de ceux en langue et nous avons également intégré les glaciers rocheux embryonnaires

(protales) (Figure 4-12). 44 Glaciers rocheux de ce type ont été identifiés (Figure 4-11). Ils sont distribués entre 2500 et 2800 m et près de la moitié d'entre eux sont localisés sur le versant nord du cirque des Muandes (rive gauche de la Clarée). Ils ont une superficie relativement modeste (1.80 ha contre 16 ha pour les *glacier-derived rockglacier*).

4.3.2 *Glacier-derived rockglacier*

Bien que le terme de *glacier-derived rockglacier* ait été utilisé pour désigner un continuum entre un glacier et un glacier rocheux (Humlum, 1982), nous l'utilisons ici pour caractériser des glaciers rocheux qui au Petit Age de Glace ont été recouverts, partiellement ou totalement, par des glaciers. Ces glaciers rocheux sont en général de taille imposante (700 m de long en moyenne) et présentent une morphologie variée (Figure 4-13).

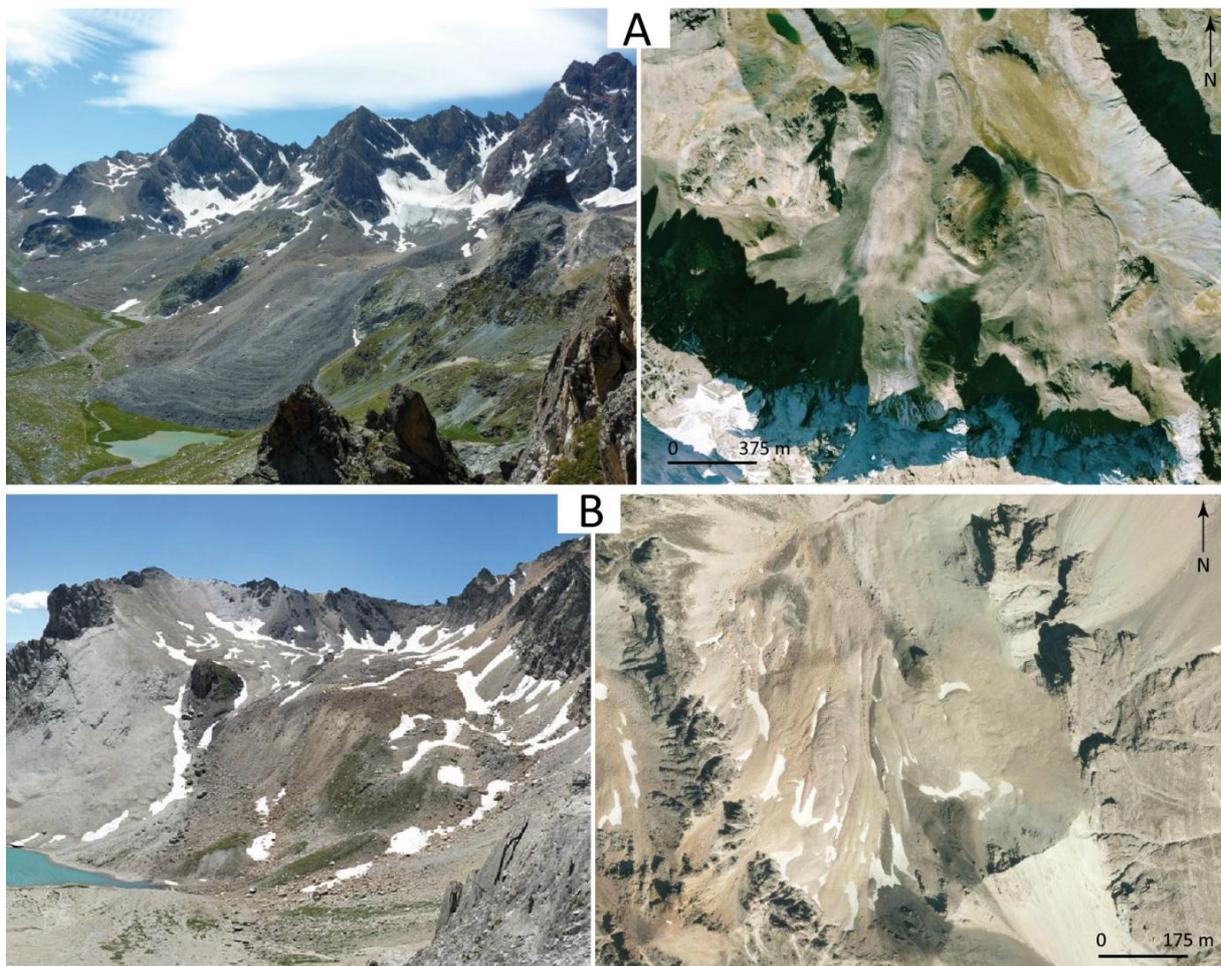


Figure 4-13. A) Glacier rocheux en langue du Marinet (Ubaye). Noter la présence du glacier à l'amont. B) Glacier rocheux à la morphologie complexe (Lac Rouge, Clarée)

Au total, 7 glaciers rocheux de ce type ont été observés dont 3 en Clarée et 4 en Ubaye. Tous sont situés au pied de versants favorables à l'accumulation neigeuse (couloir

d'avalanche, éboulis à avalanche) et sont distribuées entre 2550 et 3000 m. Ces glaciers rocheux sont caractérisés par la présence en surface d'indicateurs morpho-sédimentaires héritées des périodes glaciaires, notamment de moraines latérales et de manière plus ponctuelle, de till (blocs, sables, fines diverses). Certains d'entre eux présentent encore un petit glacier (quelques ha) à l'amont (Figure 4-13, A).

4.4 Sélection des glaciers rocheux de référence

Parmi l'ensemble des *talus-derived rockglacier* et des *glacier-derived rockglacier*, nous avons décidé de mener un suivi détaillé du pergélisol sur 6 glaciers rocheux de « référence ». Le choix de ces différents glaciers rocheux s'est en revanche fait de façon à obtenir (1) un nombre équivalent de formes, (2) de disposer au sein des deux types, des formes « les plus contrastées » en termes d'origine, de contenu et de nature de la glace, d'altitude et d'exposition. Dans tous les cas, les 6 glaciers rocheux ont été sélectionnés car considérés comme représentatifs d'autres glaciers rocheux présents dans les deux vallées d'étude. L'accessibilité aux sites et la disponibilité de données acquises par d'autres auteurs ont également contribué à la sélection des glaciers rocheux et à la mise en place d'un suivi (thermique, géodésique...) annuel. Nous présentons rapidement, pour chacun des types, les différents glaciers rocheux sélectionnés.

Dans la catégorie des *talus-derived rockglacier*, 3 glaciers rocheux ont été choisis pour leur valeur d'archétypes. Ces glaciers rocheux couvrent une gamme altitudinale étendue (2500-2850 m), présentent une morphologie lobée ou multi-lobée et se développent tous à partir d'une morphoséquence classique parois/éboulis/glacier rocheux. Ces glaciers rocheux font l'objet d'une analyse géomorphologique détaillée dans le chapitre 7 (excepté celui de Moutouze) et ne sont ici que brièvement présentés.

Le **glacier rocheux du Roure** (Ubaye) se trouve en fait être un ensemble de glaciers rocheux développés entre 2850 m et 2730 m au pied du versant nord de la Tête de Cialancioun (350-400 m de hauteur). De dimensions importantes, l'ensemble des glaciers rocheux forme une masse de débris continue de près d'un km de large et de 450 m de long qui affectent par fluage les éboulis qui ourlent le versant nord de la Cialancioun. Comparable à une série de spatules, les glaciers rocheux se démarquent dans le paysage par une morphologie aux lignes courbes et émoussées contrastant avec les arrêtes affûtées des parois rocheuses.

Le **glacier rocheux de Moutouze** est l'archétype d'un *talus-derived rockglacier*. Il est développé à partir de parois vives qui alimentent de manière continue des cônes d'éboulis qui eux-mêmes fournissent des matériaux au glacier rocheux. Orienté au nord, de forme

multi-lobée, il se développe entre 2715 m et 2635 m sur le versant nord de la crête de Moutouze (le versant sud fait face au glacier rocheux des Béraudes).

Le **glacier rocheux des Béraudes**. Ce glacier rocheux, localisé dans le massif des Cerces, occupe tout le versant nord de la crête des Béraudes, entre 2500 m et 2620 m. C'est en terme d'altitude l'un des glaciers rocheux les plus bas des deux vallées. Développé à partir d'éboulis calcschisteux, ce glacier rocheux multi-lobé, large de 500 m, long de 130-200 m, présente peu d'indicateurs de fluage. Son front imposant qui s'avance dans le lac des Béraudes permet néanmoins de s'assurer du fait qu'il s'agisse bien d'un glacier rocheux.

Dans la catégorie des *glacier-derived rockglacier*, 3 glaciers rocheux ont également fait l'objet d'un suivi détaillé. Ces glaciers rocheux, au même titre que les précédents, ont été choisis pour leur valeur d'archétype mais aussi pour la disponibilité des informations historiques liées à leur englacement (PAG). Pour un d'entre eux (Marinet), la disponibilité de données géophysiques et géodésiques obtenues dans les années 80/90 (Evin, 1987 ; Assier, 1993) a également contribué à sa sélection.

Le **glacier rocheux du Marinnet** se présente comme une longue langue spatulée de plus de 1000 m, développée entre 2550 et 2850 m sur la face nord de l'Aiguille du Chambeyron (3412 m). Ce glacier rocheux est actuellement surmonté par un glacieret dont le front se situe à 2800 m et qui a, au cours des siècles passés, été plus épais. La partie amont du glacier rocheux est marquée par les héritages glaciaires, notamment les moraines latérales tandis que la partie aval présente les caractéristiques typiques d'un glacier rocheux (bourelets et sillons transversaux).

Le **glacier rocheux du Lac Rouge** se présente comme un glacier rocheux à la morphologie complexe, qui se développe entre 2650 et 2850 m sur le versant nord de la Tête de la Cassille (3069 m, massif des Cerces). Ce sont en fait deux glaciers rocheux, à l'aspect de surface contrasté, qui se développent côte à côte sur près de 450 m de long et 400 m de large. Ces glaciers rocheux ont été recouverts par un glacier pendant le PAG et présentent aujourd'hui dans leur partie amont des héritages morphologiques et sédimentaires de cette présence.

Le **glacier rocheux du Riou Blanc**, localisé sur le versant nord de la Pointe des Cerces (3092 m), se présente comme un glacier rocheux de grande taille (500 m de long et 230 m de large), développé entre 2500 et 2750 m. Recouvert par un glacier au PAG, ce glacier rocheux, à la morphologie en langue, présente dans sa partie amont des indicateurs morphologiques de l'englacement récent (moraines latérales, *hummocky moraine*). Sur le reste du glacier rocheux, la topographie de surface est assez peu marquée et seule la présence d'un front relativement imposant atteste de la nature de la forme.

4.5 Conclusion du chapitre

L'analyse statistique réalisée à partir de l'inventaire des glaciers rocheux qui en découle montre que, dans les vallées de l'Ubaye et de la Clarée, ces formes, au-delà d'être présentes en quantité importantes, sont caractérisées par une grande diversité morphologique. Cette diversité tend ainsi à traduire à la fois l'impact des facteurs locaux comme la topographie ou la géologie mais aussi souligne le rôle potentiel des glaciers sur leur évolution. Les glaciers rocheux qui « naissent » à partir des éboulis ont plutôt tendance à prendre une forme en lobe alors que ceux qui ont été ou sont encore occupés par des glaciers présentent une langue.

D'un point de vue spatial, les glaciers rocheux sont distribués sur toute l'étendue à pergélisol des Alpes du sud, soit entre 2500 et 2850/2900 m. Ils se développent de préférence sur les versants Nord mais peuvent localement, en particulier lorsque la radiation solaire incidente est faible et/ou les conditions morphostructurales l'imposent, se développer selon d'autres orientations.

A partir de cet inventaire, une typologie des glaciers rocheux a permis de classer les glaciers rocheux selon deux groupes. Dans chacun de ces groupes, 3 glaciers rocheux ont été sélectionnés selon des critères morphologiques, de distribution, de filiation à un glacier et d'accessibilité et serviront de support aux différents suivis réalisés à l'échelle locale.

La distribution des glaciers rocheux fournit un premier aperçu de la distribution du pergélisol dans les vallées de la Clarée et de l'Ubaye. Si, dans de nombreux cas, cette forme de relief a servi d'indicateur de l'occurrence du pergélisol discontinu, son utilisation, à l'échelle régionale, à la fois comme indicateur de la distribution du pergélisol et comme indicateur potentiel de la dégradation du pergélisol, pose d'un point de vue strictement géographique plusieurs problèmes. D'une part, le pergélisol peut se trouver dans des contextes autres que ceux des glaciers rocheux. N'utiliser que cette forme comme variable dans un modèle peut conduire à sous-estimer la distribution du pergélisol (Imhof, 1996; Nyenhuis et al., 2005). D'autre part, l'objectif étant d'utiliser les glaciers rocheux comme indicateurs potentiel de la dégradation du pergélisol, il est nécessaire de s'assurer au préalable, qu'ils sont situés dans la zone d'occurrence régionale du pergélisol.

Ces constatations nous amènent naturellement à nous interroger sur la significativité de ces glaciers rocheux comme indicateurs de la distribution régionale du pergélisol.

Chapitre 5. Modélisation spatiale du pergélisol à l'échelle régionale

Le pergélisol occupe de vastes surfaces dans les milieux alpins (Keller et al., 1998; Boeckli et al., 2012b). Sa présence affecte les écosystèmes (Yang et al., 2010), l'hydrologie (Hinzman et al., 2003) et les propriétés mécaniques du sol (Arenson et Springman, 2005). La grande sensibilité du pergélisol au changement climatique (Haeberli et al., 2010) conduit à des modifications de son état thermique et peut alors affecter la ressource en eau ou la stabilité des versants (GIEC, 2007; Krysiacki et al., 2008; Ravel, 2010) et affecter les infrastructures (Burger et al., 1999; Bommer et al., 2010).

A ce titre, il convient dans une chaîne de montagne présentant des enjeux humains, de connaître la répartition du pergélisol, en particulier à des échelles suffisamment vastes pour être utiles aux décideurs. Par ailleurs, déterminer à l'échelle régionale les secteurs potentiellement concernés par la dégradation ou le déséquilibre du pergélisol requiert au préalable d'en connaître sa distribution.

L'objectif principal du chapitre est donc de produire une cartographie de la répartition du pergélisol à l'échelle régionale par le biais d'algorithmes(s) statistique(s). L'enjeu de ce travail consiste à passer de données ponctuelles, qui localement indiquent la présence ou non de pergélisol, à un champ continu régional de valeurs caractérisant la probabilité d'occurrence du pergélisol. De cet objectif principal émanent deux objectifs secondaires : déterminer le rôle de facteurs topo-climatiques sur la distribution régionale du pergélisol et confronter ce modèle spatial à la distribution des glaciers rocheux, en particulier ceux sélectionnés pour le suivi à l'échelle locale.

5.1 Méthodologie adoptée pour la modélisation du pergélisol

Les différentes approches de la modélisation du pergélisol se fondent soit sur la réalisation de modèle empirico-statistique, soit sur la réalisation de modèle à base physique (*process-oriented model*) (cf.1.5). Dans le cadre de ce travail, plusieurs raisons nous ont conduit au choix d'une approche selon un modèle empirico-statistique : d'une part, le choix de travailler à une échelle vaste. L'application et l'évaluation de *process-oriented models* à petite échelle constitue actuellement un vrai défi compte tenu de l'hétérogénéité environnementale (matériaux de surface, végétation, etc.) des milieux de montagne (Boeckli, 2013) ; d'autre part, l'insuffisance du nombre de données liées aux processus de fonctionnement du pergélisol. Parmi les différentes approches statistiques existantes, notre choix s'est porté sur la régression logistique. Le choix de la régression logistique a été guidé par la nature binaire de la variable à modéliser (présence/absence de pergélisol). Cette méthode a un certain succès dans la littérature pour la modélisation spatiale de phénomènes géographiques divers et en particulier dans les milieux périglaciaires (Lewkowicz et Ednie, 2004; Janke, 2005; Brenning et Trombotto, 2006; Ridefelt *et al.*, 2008; Boeckli *et al.*, 2012b; Bonnaventure *et al.*, 2012).

5.1.1 La régression logistique

5.1.1.1 Définition

La régression logistique est une méthode multivariée employée en statistiques pour prédire la probabilité d'occurrence d'un événement dont la distribution est binaire (0 ou 1) (Hosmer et Lemeshow, 2005). Dans les paragraphes qui suivent, nous ne présentons qu'un bref aperçu des principaux points clés permettant de comprendre le fonctionnement général de cette méthode et son application dans le cadre de notre travail. Des ouvrages de statistiques proposent des définitions, des principes de calculs et des méthodes d'interprétations des résultats détaillés (Menard, 2002; Hosmer et Lemeshow, 2005).

5.1.1.2 Principe général de la méthode

La régression logistique vise à évaluer la relation entre une variable binaire Y aussi appelée variable cible (admettant deux modalités possible 0/1 ou par exemple présence/absence de pergélisol) et un jeu de variables explicatives (X_1, X_2, \dots, X_j), continues, binaires ou qualitatives.

L'intérêt majeur de cette approche est de quantifier la force de l'association entre la/les variable(s) indépendante(s) et la variable dépendante en tenant compte de l'effet des autres variables dans le modèle (Hosmer et Lemeshow, 2005).

La fonction logistique s'écrit (eq.1)

$$P(Y=1)=p=\frac{1}{1+e^{-(\alpha+\sum\beta_i+X_i)}} \quad (\text{eq. 1})$$

où p est la probabilité d'occurrence spatiale du phénomène, α est une constante et β_i est le coefficient des variables explicatives X_i estimé par maximum de vraisemblance.

L'équation peut ainsi être linéarisée par transformation de l'*odds* (rapport de côtes) ou *logit*, permettant de proposer une relation linéaire avec les variables indépendantes (eq. 2)

$$\log(p/1-p)=\alpha+\sum\beta_i+X_i \quad (\text{eq.2})$$

Le choix des variables X_i est primordial dans la qualité des résultats finaux. Le modèle logistique doit être fondé sur des hypothèses et la connaissance de cause à effet entre variables explicatives et variables à expliquer. Il convient donc d'effectuer une analyse descriptive avant de procéder aux calculs multivariés et d'exclure les variables qui n'ont pas une significativité suffisamment élevée (Preux *et al*, 2005).

5.1.2 *Variable à modéliser (VM) et variables prédictives (VP)*

5.1.2.1 **L'utilisation des températures d'eau de source comme variable dépendante : principes et dispositifs d'acquisition des données**

- ***Principes de la méthode***

Mesurer la température d'eau de source dans le contexte périglaciaire de haute montagne permet d'acquérir des informations sur l'occurrence du pergélisol. La méthode est basée sur l'hypothèse que la température de l'eau, mesurée à la source (pied de versant, front d'un glacier rocheux etc.), peut varier s'il y a présence ou absence de glace dans le sol. Or dans les contextes topo-climatiques dans lesquels les mesures sont faites, l'absence de glace de surface ou de neige fait que la seule source de glace pouvant influencer la température de l'eau est la glace du sous-sol (sans que l'on en connaisse sa nature). Son existence ne peut elle-même s'expliquer que par la présence de conditions thermiques propices comme celles du pergélisol.

Différents seuils de températures marquent ou non la présence de pergélisol (Haerberli, 1975; Evin et Assier, 1983b; Evin, 1984a; Tenthorey, 1992, 1994; Seppi *et al.*, 2005; Permanet, 2010).

- En dessous de 1°C, la présence de pergélisol est probable
- entre 1°C et 2°C, la présence de pergélisol est possible
- supérieure à 2°C, l'absence de pergélisol est probable

Ces seuils, établis de façon empirique sans toutefois avoir pu être confrontés à la présence réelle de pergélisol *stricto sensu*, peuvent être sujets à discussion. Les températures mesurées inférieures à 1°C ou supérieures à 2°C ne souffrent pas d'ambiguïté quant à la présence ou à l'absence de pergélisol. En revanche, celles comprises entre 1°C et 2°C sont plus ambiguës. Différents éléments, nature du substrat, température de l'air, précipitations ou présence de neige à proximité de la source, sont susceptibles de modifier à la hausse ou à la baisse la température de l'eau. L'influence de ces paramètres reste néanmoins mal connue.

- On sait que la variabilité de la température de l'eau liquide dans les glaciers rocheux actifs n'est pas influencée par la température de l'air (Berger *et al.*, 2004; Millar *et al.*, 2012) (Figure 5-1).

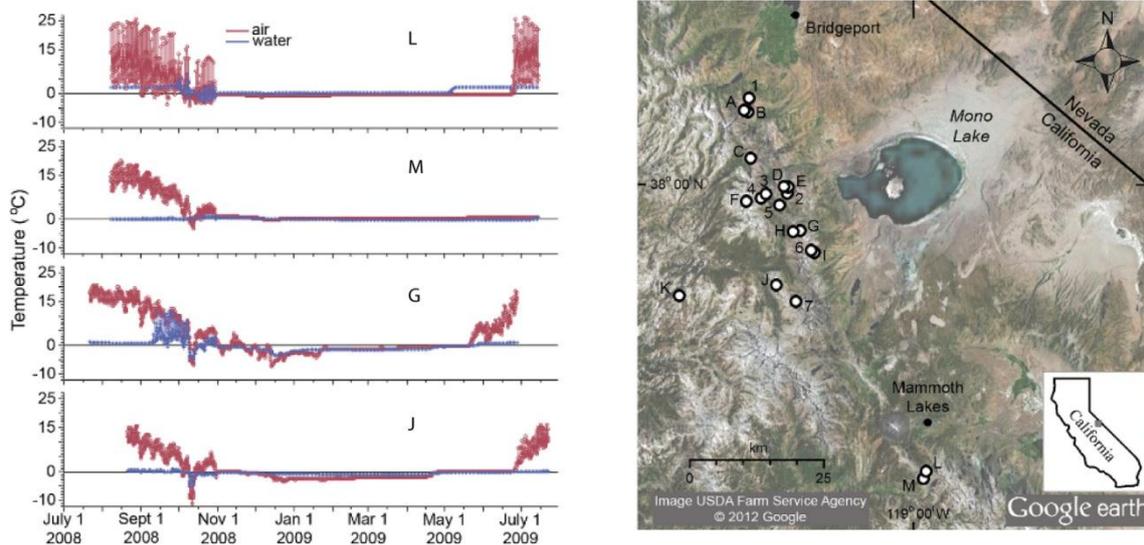


Figure 5-1. Mesures de température d'eau de source et de température de l'air réalisées sur des glaciers rocheux actifs de la Sierra Nevada (Californie, USA). Les lettres situées au-dessus de chaque graphique correspondent à celles présentées sur la carte de localisation. D'après Millar *et al.* (2012)

- Les précipitations, notamment les orages estivaux, apportent de l'eau "chaude" dans le système mais n'influencent que de quelques dixièmes de degrés la température de l'eau à la source (Figure 5-2, Berger *et al.*, 2004).

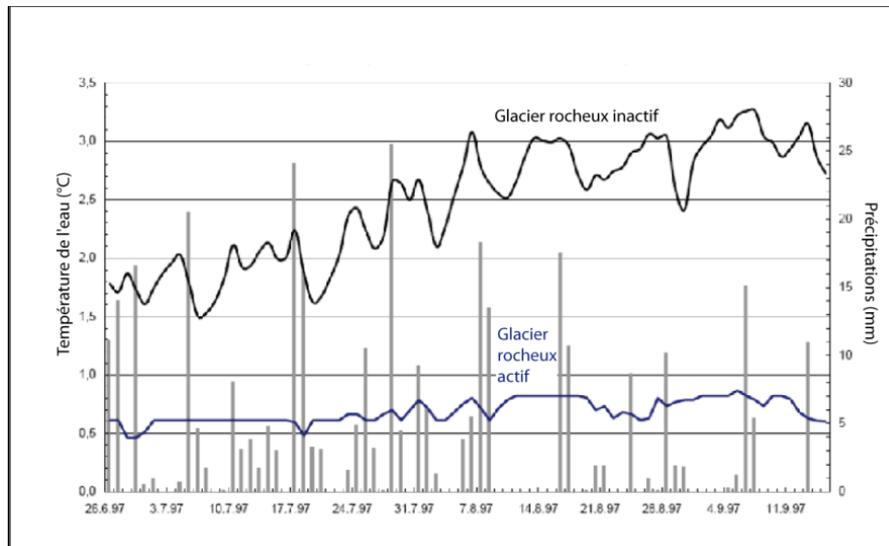


Figure 5-2. Température de l'eau de source mesurée au front d'un glacier rocheux actif (courbe bleue) et inactif (courbe noire) dans la vallée de Kaiserberg (Kaunertal, Tyrol, Autriche). Modifié de Berger 2002 et Berger *et al.*, 2004 dans PermaNET, 2010

Lorsqu'une mesure est comprise entre les seuils de 1 et 2°C, le choix de la classer ou non comme traduisant la présence ou l'absence de pergélisol se fait sur la base de la présence d'autres critères parmi lesquels :

- des critères géomorphologiques connus liés à l'activité du glacier rocheux (absence de végétation, convexité, front raide, granoclassement). Un glacier rocheux actif est un glacier rocheux qui présente du pergélisol et de la glace souterraine.
 - l'observation de glace (massive, de regel) à l'intérieur du matériel sédimentaire.
- **Acquisition de la base de données et instrument de mesure**

La base de données des températures de l'eau a été établie à partir des différentes sources présentes sur le terrain. Les sources sont souvent localisées au pied du front des glaciers rocheux ou au pied des versants. Lorsque la disposition des sources le permettait, des relevés ont été effectués à l'amont et à l'aval d'un glacier rocheux. Chaque source a été localisée sur le terrain à l'aide d'un GPS, avec une attention particulière concernant l'altitude, déterminée avec une précision de 10 mètres.

Les températures ont été mesurées selon la méthode suivante : la sonde du thermomètre (précision $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$) est disposée dans l'eau courante provenant de la source. La température est relevée lorsque l'affichage numérique du thermomètre est stabilisé. Pour pallier des biais éventuels, les relevés de température ont été effectués à l'abri des rayons du soleil (ombre sur la sonde du thermomètre) afin de ne pas prendre en compte l'éventuel réchauffement induit par le rayonnement solaire diurne. Ensuite, les relevés ont été effectués entre 11:00 et 16:00 afin de limiter les effets du refroidissement nocturne. Quelques commentaires furent ajoutés pour spécifier l'environnement dans lequel s'effectuaient les mesures (exposition, ombrage, présence ou non de névé).

Les mesures ont été effectuées entre 2008 et 2012 mais de façon ponctuelle dans l'espace (Figure 5-3) dans le temps. En d'autres termes, sauf exception, les mesures n'ont jamais été effectuées deux fois au même endroit. Nous considérons que c'est la répétitivité des mesures, d'une année sur l'autre ou à plusieurs années d'intervalles, dans un secteur proche (quelques dizaines de mètres) qui rend les valeurs de températures mesurées objectives.

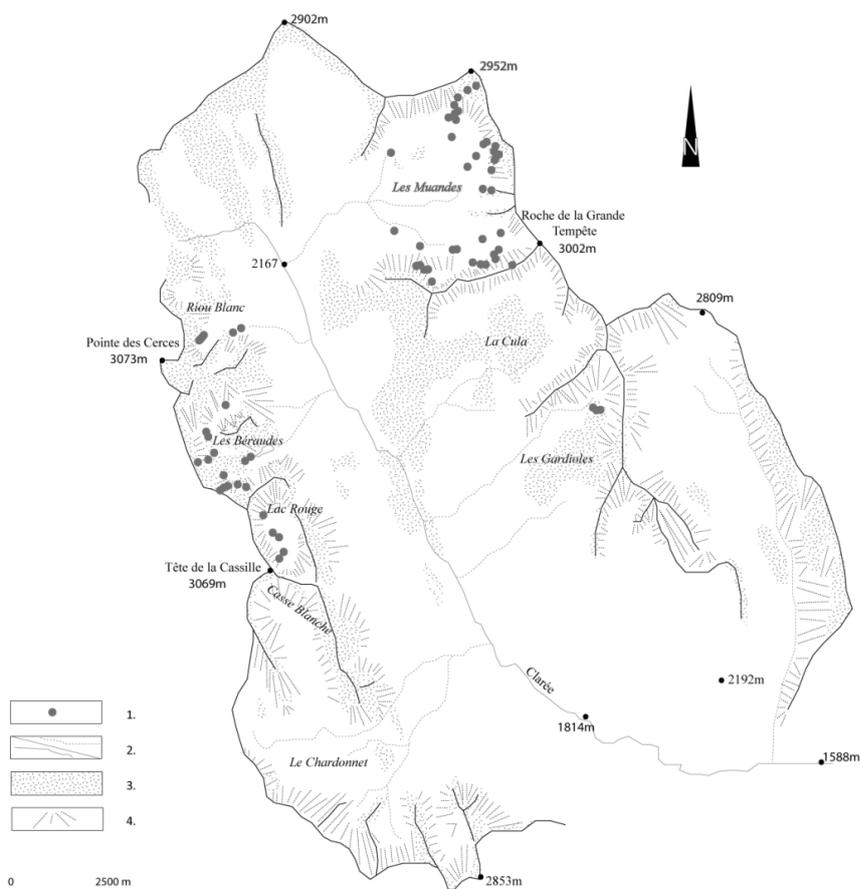


Figure 5-3. Distribution spatiale des relevés ponctuels de température d'eau de source dans la haute vallée de la Clarée. 1) relevé de température 2) cours d'eau pérenne/intermittent 3) roche en place 4) éboulis

- ***Justification de l'utilisation des températures d'eau de source comme variable dépendante***

Avec 108 mesures effectuées entre 2008 et 2013, nous disposons parmi l'ensemble de nos données du nombre d'individus le plus élevé pouvant optimiser le poids statistique de nos calculs. Cette remarque est d'autant plus vraie qu'ayant fait le choix d'utiliser la régression logistique, il nous est nécessaire de disposer d'un nombre suffisant de VM pour limiter le risque de sous-estimation de la probabilité d'occurrence dans le modèle (Thiery, 2007)

Ces mesures de température d'eau de source sont également les mieux à même de représenter la distribution du pergélisol, car elles ont été effectuées dans des contextes topo-climatiques variés. Les autres données disponibles, notamment les glaciers rocheux, sont moins bien représentées dans l'espace et donc susceptibles de contraindre l'information liée à la distribution du pergélisol.

L'utilisation des températures d'eau de source comme variable dépendante implique que l'on modélise en réalité la probabilité d'occurrence d'une source de température indiquant la présence du pergélisol. Ce modèle n'indique donc pas la probabilité d'occurrence du pergélisol *stricto sensu*. Néanmoins, par souci de simplicité et pour éviter les confusions, nous considérerons que le modèle représente bien la probabilité d'occurrence du pergélisol.

- ***Transformation des températures d'eau de source en variable binaire***

L'utilisation d'un modèle de régression logistique nécessite de « binariser » la variable dépendante. Nous avons donc dans notre cas transformé la variable quantitative continue « température d'eau de source » en une variable binaire « présence ou absence de pergélisol » en fonction du seuil de température 1°C, conventionnellement accepté pour caractériser la présence probable du pergélisol. Ce choix, plus ou moins arbitraire, a été dicté par le souhait de ne pas « surreprésenter » la probabilité d'occurrence du pergélisol par l'utilisation de données de température d'eau de source (celles comprises entre 1 et 2°C) dont la significativité des informations qu'elles délivrent peut être ambiguë.

5.1.2.2 Les variables prédictives (VP) : sélection et acquisition

- ***Sélection selon « l'opinion experte »***

Le choix des variables explicatives pour la modélisation spatiale du pergélisol a, dans un premier temps, été guidé par les études précédentes ou ce choix est basé sur des hypothèses et des connaissances du « réseau de causalité » de l'occurrence du pergélisol. Différents travaux ont ainsi utilisé des facteurs environnementaux comme la radiation solaire incidente (Gruber and Hoelzle, 2001), l'altitude, la température annuelle moyenne de

l'air, la pente (Arenson and Jakob, 2010), la concavité/convexité du terrain (Brenning and Trombotto, 2006), un indice d'humidité du terrain (wetness index) (Li *et al.*, 2009), la nature des matériaux de surface (Kellerer-Pirklbauer, 2005; Boeckli, 2013), l'orientation des versants (Lambiel et Reynard, 2003; Janke, 2005; Nyenhuis *et al.*, 2005), la végétation, la présence de glacier, la présence d'eau libre (Deluigi et Lambiel, 2012) et la latitude, longitude. Néanmoins, un grand nombre de variables n'est pas nécessairement synonyme de meilleurs résultats. Ainsi les VP sélectionnées au début ne sont pas toutes retenues dans l'analyse de la répartition du pergélisol : certaines d'entre elles, nulles ou non significatives, sont ainsi éliminées. Pour ce faire, nous avons recours à l'utilisation d'analyse statistique entre VP et VM.

- **Sélection par tests d'association**

Comme pour une régression linéaire, afin de ne pas surcharger le modèle de variables sans intérêt (risque de multicolinéarité, sur-spécification, difficulté d'interprétation des résultats), on procédera à un tri préalable des facteurs explicatifs par le biais de tests d'association. Ces derniers visent à estimer l'importance d'une relation entre deux variables qui, dans notre cas, concerne la présence de pergélisol et chacune des variables prédictives. A la suite des tests, seules les couples « variable dépendante/variable prédictive » ayant une relation significative sont conservés.

Dans cette étude, le coefficient de Cramer ou V de Cramer a été utilisé pour estimer la puissance de l'association entre couples de variables. Construit à partir d'un tableau de contingence et du Khi^2 , le coefficient de Cramer est un test d'association de variables qualitatives impliquant la discrétisation des variables quantitatives. Ce test permet d'estimer, à partir du tableau de contingence, l'indépendance entre les lignes et les colonnes. Ce coefficient constitue un bon indicateur synthétique dont les résultats s'apprécient au moyen d'une valeur finale comprise entre 1 et 0. Plus V est proche de zéro, plus il y a indépendance entre les deux variables étudiées. Il vaut 1 en cas de complète dépendance.

- **Sélection par tests de colinéarité**

Pour pallier le problème de colinéarité entre variables, potentiellement très influente sur les résultats finaux de la régression logistique, nous avons effectué un test de multicolinéarité entre variables. L'indicateur TOL (« Tolerance ») a donc été calculé dans le but de discerner d'éventuelles colinéarités entre variables qui nuiraient à la qualité du modèle. Dans le cas de corrélations entre variables, ces dernières ont été retirées du modèle. L'indicateur TOL prend la forme de valeurs comprises entre 1 et 0. Il vaut 0 en cas de multicolinéarité parfaite et 1 en cas d'absence de multicolinéarité. Un seuil d'élimination des variables ($\text{TOL} > 0.4$) en fonction des suggestions proposées par différents auteurs (Allison, 2012; Fressard, 2013) a été utilisé dans le cadre de ce travail.

- **Production des variables à partir du MNT**

L'ensemble des variables prédictives utilisées dans le cadre de ce travail sont produites à partir du MNT à 25 de la BdAlti de l'IGN via l'utilisation d'un SIG (ArcGIS®). Nous ne cherchons pas ici à présenter la façon dont chacun des modules ayant servi à la production des variables fonctionne mais renvoyons le lecteur aux différentes notices des logiciels utilisés (Böhner *et al.*, 2008; ESRI, 2009). La Figure 5-4 illustre, à titre d'exemples, les possibilités des SIG utilisés.

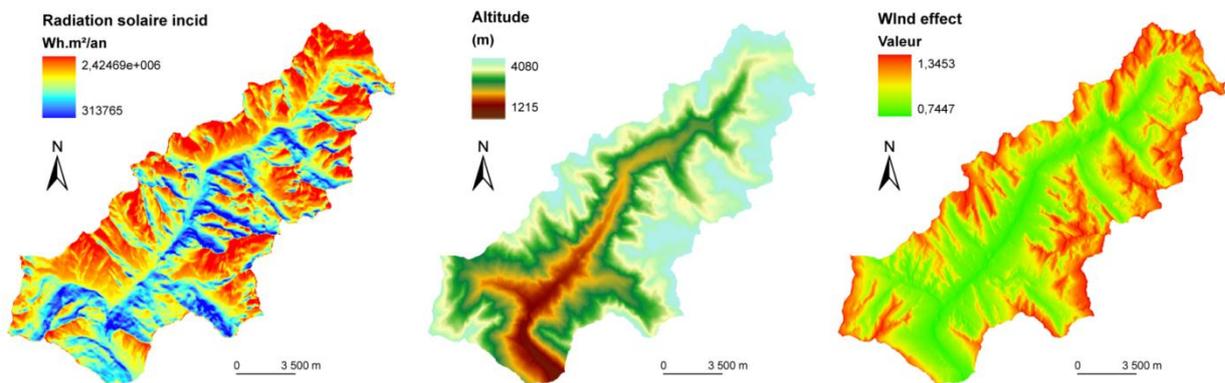


Figure 5-4. Exemples de paramètres de terrain extraits du MNT à 25 m (Bd Alti, IGN)

5.1.3 Classification de la probabilité d'occurrence du pergélisol

5.1.3.1 Méthodes de classification des séries continues

Les résultats du modèle de régression se présentent sous une couche de données raster continues exprimant la probabilité relative estimée par pixel de l'occurrence du pergélisol. Cette distribution en un champ continu de valeurs complique quelque peu la lecture de la carte notamment lorsqu'il s'agit de définir visuellement les limites inférieures du pergélisol pour un seuil de probabilité donné. Pour faciliter la lecture, il convient donc de discrétiser cette série continue en un nombre défini de classes.

Les logiciels de SIG utilisés proposent différentes méthodes de classification des séries continues parmi lesquelles les plus connues sont celles de Jenks, l'intervalle géométrique ou plus simplement les effectifs ou intervalles égaux. L'utilisateur peut aussi définir manuellement chacune des classes. D'après Bonham-Carter (1994), ces méthodes sont assez peu adaptées à la classification des modèles probabilistes. Pour contourner ce problème et dans une autre discipline, Fressard (2013) propose de définir des seuils en fonction de la proportion d'événements reconnus pour chacune d'entre elles. En d'autres termes, une classe de « forte probabilité » doit prédire une large majorité de phénomènes et plus le

« *degré* » de probabilité diminue, plus le nombre de phénomènes diminue. Cette méthode ne peut néanmoins pas être appliquée à la distribution du pergélisol dans la mesure où elle tend à créer des classes dont la probabilité d'occurrence du pergélisol n'est pas compatible avec la réalité du terrain.

5.1.3.2 Les classes de probabilité dans la littérature liée au pergélisol

Dans la littérature (Lewkowicz et Ednie, 2004; Ridefelt *et al.*, 2008; Panda *et al.*, 2010; Boeckli *et al.*, 2012b; Bonnaventure *et al.*, 2012), les seuils des classes de probabilité définis pour caractériser l'occurrence du pergélisol varient du simple ou double sans que ne soient expliquées les méthodes ayant été utilisées pour la discrétisation.

Selon Boeckli *et al* (2012), le terme de probabilité appliqué au pergélisol est source de confusion et ne rend pas compte des doutes et incertitudes liés à la réalité du terrain. En dépit de tout le soin apporté à la construction du modèle, il y a peu de chances qu'un point choisi aléatoirement dans un secteur que le modèle considère comme présentant une probabilité de 0.8 ait « *réellement* » 8 chances sur 10 de présenter du pergélisol. Trop de facteurs locaux non pris en compte influencent la répartition du pergélisol. Pour pallier le problème, ces auteurs utilisent un index qualitatif (Figure 5-5) de l'occurrence du pergélisol construit selon une opinion experte et des traitements semi-quantitatifs. Cet indicateur ne prétend pas évaluer la probabilité réelle de l'existence d'un pergélisol mais cherche davantage à répondre à la question « *Where do i need to consider permafrost ?* » (Boeckli *et al.*, 2012c).

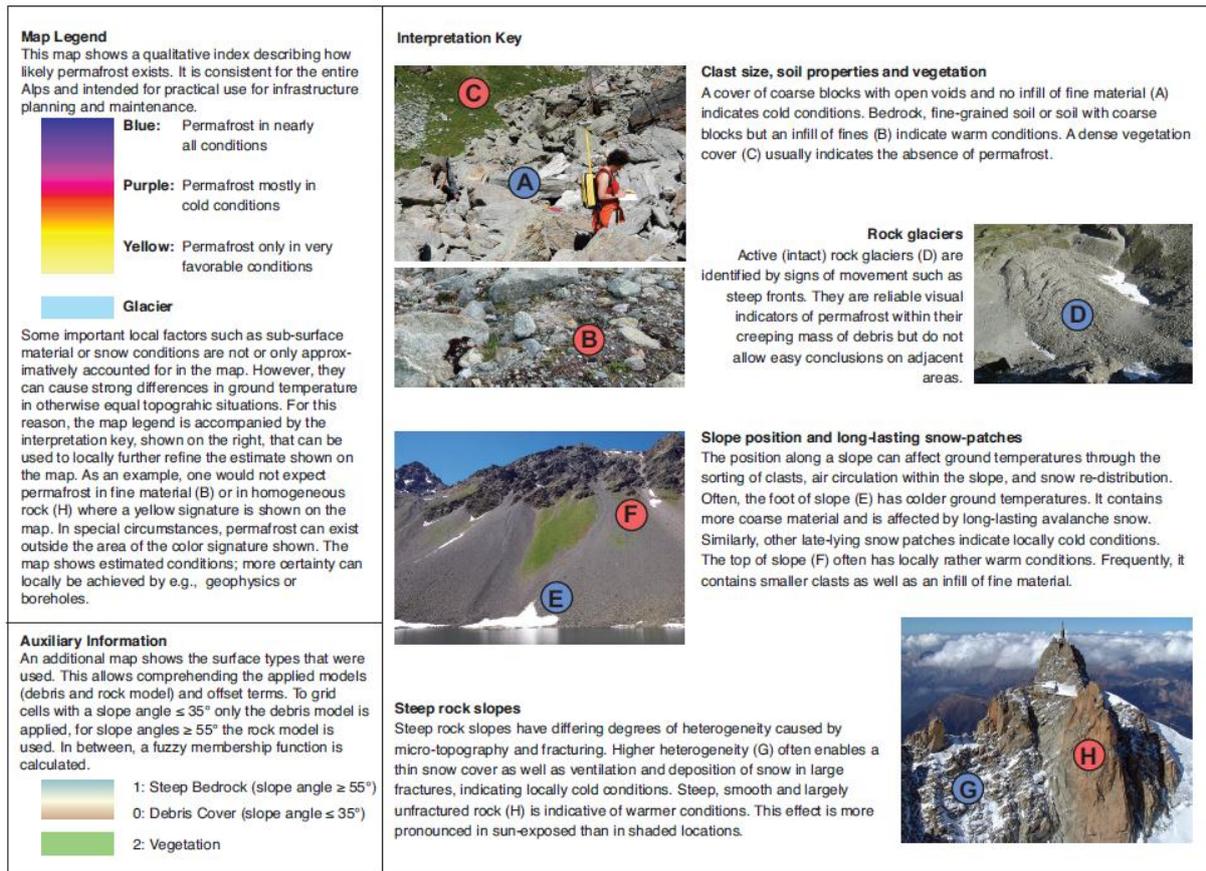


Figure 5-5. Index qualitatif et clés de lecture de l'occurrence du pergélisol utilisé dans le cadre de l'APIM (Alpine Permafrost Index Map). Dans Boeckli et al. (2012c)

5.1.3.3 Seuils retenus pour la classification de la probabilité d'occurrence du pergélisol

Dans le cadre de ce travail, et par analogie avec la plupart des travaux cités précédemment, nous avons choisi de définir des seuils de manière arbitraire en fonction de l'opinion experte. A la manière de Boeckli *et al.*, (2012a), les seuils de probabilité considérés ne sont pas le reflet de la réalité du terrain mais servent davantage à caractériser des conditions environnementales dans lesquelles le pergélisol est susceptibles de se trouver. Les seuils et les classes retenus sont :

- $p > 0.75$: la présence de pergélisol est « probable » dans la plupart des conditions

Dans cette classe, les conditions altitudinales et de radiation solaire incidente sont celles d'un bilan d'énergie favorisant *a priori* le maintien voire le développement du pergélisol. Il s'agit principalement de secteurs situés en pied de parois, à l'abri du rayonnement solaire. L'influence des paramètres « micro-locaux est négligeable ». Cette classe correspond à la situation « permafrost in all conditions » sur l'index de Boeckli *et al* (2012a).

- $0.5 \geq p \leq 0.75$. Le pergélisol est « *possible* »

Il s'agit principalement de secteurs dont les conditions topo-climatiques (bas de versant, situation d'abris, altitude) et géomorphologiques (racine de glacier rocheux, tiers inférieur d'éboulis) favorisent localement un bilan radiatif propice au maintien du pergélisol. Cette classe est similaire à ce que Boeckli *et al.* (2012a) interprètent comme « *permafrost in mostly cold conditions* »

- $p \leq 0.25$ Le pergélisol est présent lorsque des facteurs locaux y sont favorables

Dans cette classe, l'influence des paramètres locaux est déterminante pour expliquer la présence de pergélisol. La nature des matériaux de surface et de sub-surface, l'épaisseur du manteau neigeux ou la présence de formes telles que le glacier rocheux (capable de déplacer des corps de glace de zones propices vers d'autres qui le sont moins) influencent à des degrés divers la possibilité d'occurrence du pergélisol. Cette classe s'apparente à ce que Boeckli *et al.* (2012a) interprètent comme « *permafrost only in very favorable conditions* ».

5.1.4 Evaluation qualitative de la qualité du modèle

L'évaluation de la qualité des cartes constitue une étape nécessaire dans le processus de modélisation afin de saisir la robustesse du modèle. Dans le cadre de ce travail, l'évaluation se fonde sur une approche qualitative, sur la comparaison entre la carte du modèle et d'autres indicateurs liés au pergélisol.

Cette étape a pour objectif principal de vérifier la cohérence du modèle spatial. La première évaluation compare la « bonne cohérence » entre les températures d'eau de source mesurées et la probabilité d'occurrence prévue par le modèle. La seconde évaluation met en relation la carte de distribution du pergélisol avec celle de la distribution des glaciers rocheux. Cette évaluation repose sur une « démarche experte », purement qualitative, dans laquelle la distribution des classes de probabilité d'occurrence du pergélisol est mise en relation avec nos connaissances du terrain et des glaciers rocheux. D'un point de vue expert, une carte de « bonne qualité » doit pouvoir prédire que du pergélisol est présent (en totalité ou partiellement) là où se trouvent des glaciers rocheux.

5.2 Températures d'eau de source et variables environnementales

Cette section traite des résultats liés aux températures d'eau de source et des variables environnementales retenues dans le cadre de la modélisation. Nous insistons notamment sur l'analyse, à différentes échelles spatiales, de la variabilité des températures d'eau mesurées.

5.2.1 Les températures d'eau de source à l'échelle régionale : quelques régularités statistiques

5.2.1.1 La gamme des températures mesurées.

Les températures d'eau de source mesurées dans les vallées de la Clarée et de l'Ubaye s'étendent entre 0.1°C et 9.6°C (Figure 5-6). La médiane se situe un peu en deçà de 2°C et 50 % des mesures sont comprises entre 0.7°C et 2°C avec une forte dissymétrie vers les faibles valeurs. En comparant les seuils de 1°C et 2°C, respectivement définis pour le pergélisol probable et possible, et nos mesures, on peut considérer que plus de la moitié des mesures indique une température de l'eau significative de la présence de pergélisol. Les valeurs « chaudes », supérieures à la valeur adjacente de la moustache supérieure (4°C), sont faiblement représentées et seules deux valeurs dépassent les 8°C. Les résultats montrent que l'on possède un échantillon plutôt représentatif des valeurs de température mesurables dans un contexte de présence et d'absence de pergélisol avec des valeurs $\leq 1^\circ\text{C}$, comprises entre 1 et 2°C et supérieures à 2°C.

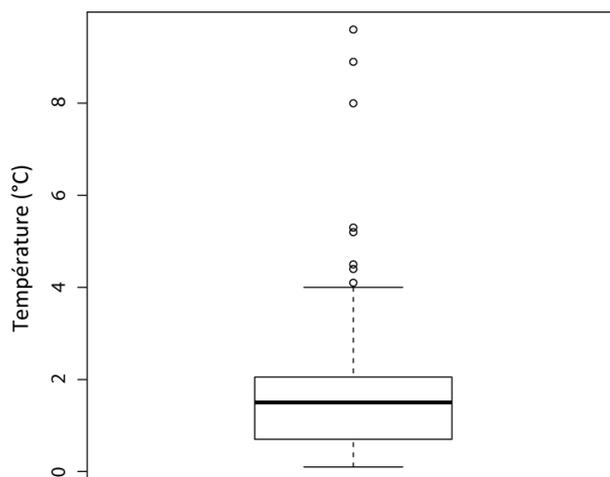


Figure 5-6. Valeurs statistiques (min., max., 1^{er} et 3^{ème} quartiles, médiane) des températures d'eau de source mesurées en haute Clarée et en Ubaye (N=108)

5.2.1.2 Orientation/radiation solaire des mesures de température.

Les graphiques ci-dessous (Figure 5-7) illustrent la distribution des valeurs de radiation solaire incidente, déterminées à partir du MNT, pour chacune des mesures de température d'eau de source. Ces dernières s'étendent en $1.0 \cdot 10^6$ W.m²/an à presque $2.2 \cdot 10^6$ W.m²/an, et montrent une valeur médiane proche de $1.8 \cdot 10^6$ W.m²/an. 50 % des valeurs sont comprises entre 1.5 et $1.9 \cdot 10^6$ W.m²/an. On remarque que l'ensemble des valeurs de radiation solaire incidente perçue aux sites de mesure de l'eau de source couvre une gamme bien plus importante, tant vers les valeurs basses que hautes, que celle des

glaciers rocheux. Cela tient en partie au fait, notamment pour les valeurs hautes, que les mesures de température d'eau de source ont pu être menées sur les versants sud, là où les glaciers rocheux sont absents. Si l'on compare les mesures dont la température est inférieure à 1°C à celles supérieures à 1°C, on remarque que :

- les températures inférieures à 1°C sont distribuées dans des secteurs où la radiation solaire incidente plus faibles que les températures supérieures à 1°C (médianes pour $n \leq 1^\circ\text{C} = 1.5 \cdot 10^6 \text{ W.m}^2/\text{an}$ et pour $n \geq 1^\circ\text{C} = 1.85 \cdot 10^6 \text{ W.m}^2/\text{an}$)
- la gamme de valeurs de radiation solaire pour les températures $\leq 1^\circ\text{C}$ est bien plus importante que celle où les températures $> 1^\circ\text{C}$.

Ces résultats montrent ainsi que les mesures de température d'eau de source couvrent une gamme plus importante de contextes topo-climatiques et d'orientation des versants que les seuls glaciers rocheux frais et permettent de compléter l'absence de données sur le pergélisol dans les secteurs où la radiation solaire incidente est forte ($\geq 2 \cdot 10^6 \text{ W.m}^2/\text{an}$), où les glaciers rocheux font défaut.

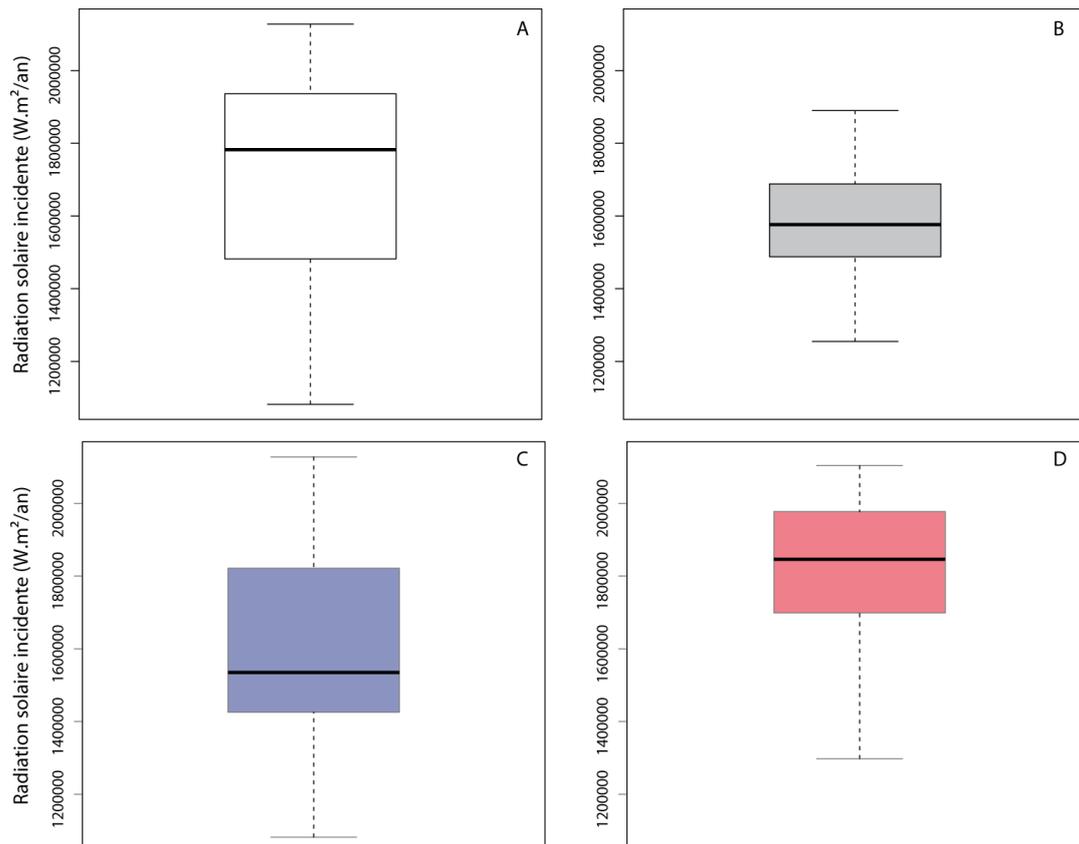


Figure 5-7. Valeurs statistiques (min., max., 1^{er} et 3^{ème} quartiles, médiane) de la radiation solaire incidente calculée en chacun des points de mesures de température d'eau de source dans les vallées de la Clarée et de l'Ubaye. A) Clarée B) Ubaye C) Températures inférieures à 1°C (Ubaye/Clarée) D) Températures supérieures à 1°C (Ubaye/Clarée)

5.2.1.3 1.2.2.3 Distribution altitudinale des températures relevées

La répartition altitudinale des mesures de température d'eau de source se répartit sur près de 600 m (2400-3000 m) (Figure 5-8) ; la valeur médiane est à 2700 m, et 50 % des mesures effectuées l'ont été entre 2650 et 2750 m. Si l'on confronte cette distribution à celle des glaciers rocheux, on remarque que les deux sont sensiblement similaires et couvrent l'ensemble de l'étage périglaciaire. Cette distribution altitudinale ne montre guère de différence entre les mesures supérieures à 1°C et celles supérieures à cette valeur (Figure 5-8).

Si l'on compare la distribution des mesures de température inférieures à 1°C à l'altitude de l'isotherme -2°C des Alpes du Sud (2800 m, Francou, 1988), considéré comme la limite inférieure du pergélisol discontinu (Haeberli, 1985; Evin, 1987b; Barsch, 1996), on observe qu'un peu plus de 75 % d'entre elles sont situées à une altitude inférieure. Cela illustre la présence probable de pergélisol à des altitudes inférieures à celle de la limite inférieure régionale du pergélisol.

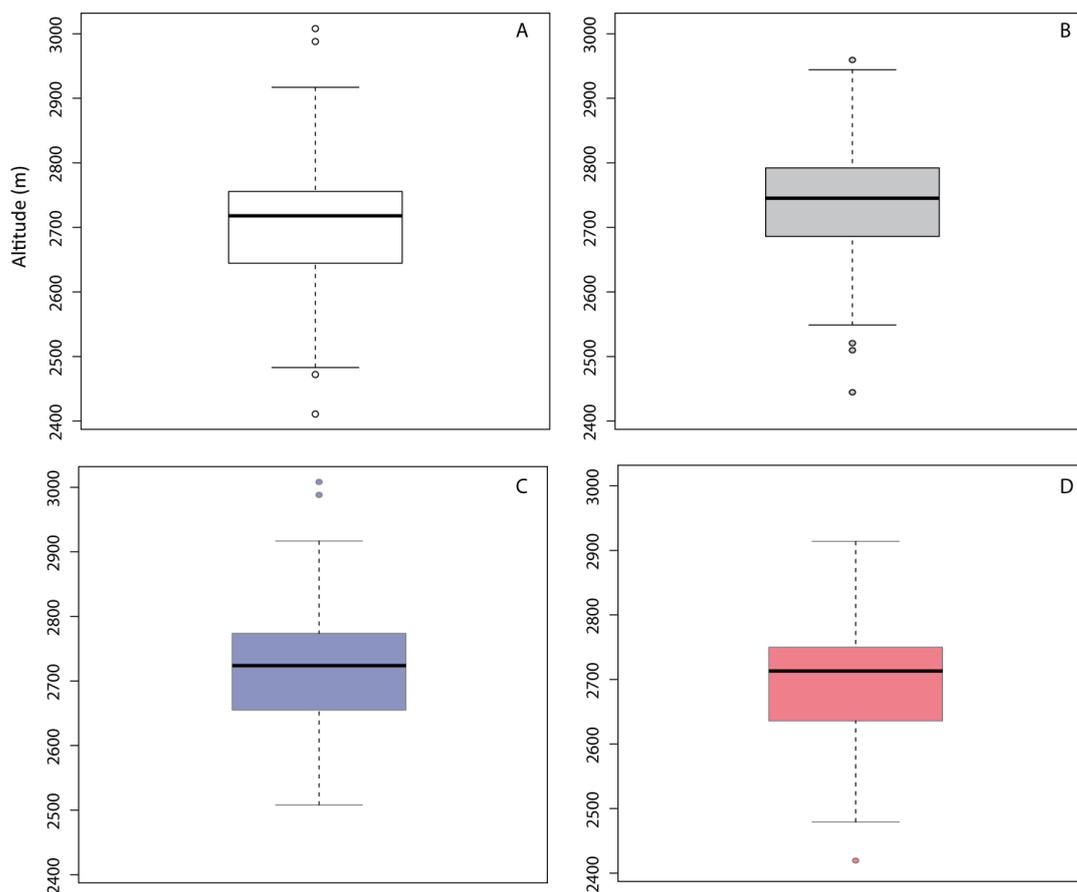


Figure 5-8. Valeurs statistiques (min, max., 1^{er} et 3^{ème} quartiles, médiane) de l'altitude des points de mesures de température d'eau de source dans les vallées de la Clarée et de l'Ubaye. A) Clarée B) Ubaye C) Températures inférieures à 1°C (Ubaye/Clarée) D) Températures supérieures à 1°C (Ubaye/Clarée)

5.2.2 L'hétérogénéité de la variabilité des températures d'eau de source à l'échelle du cirque glaciaire.

5.2.2.1 Un secteur à forte variabilité des températures: l'exemple du cirque des Muandes (Clarée)

Dans le cirque des Muandes, les températures d'eau de source sont comprises entre 0.7°C et 8°C et se répartissent entre 2480 et 2870 m. De manière générale, les mesures d'eau de source montrent une forte hétérogénéité des températures (Figure 5-9). Sur les 44 mesures effectuées, celles dont la température est inférieure à 1°C représentent 18 % du total, celles comprises entre 1 et 2°C représentent 56 % et celles supérieures à 2°C, 25 %.

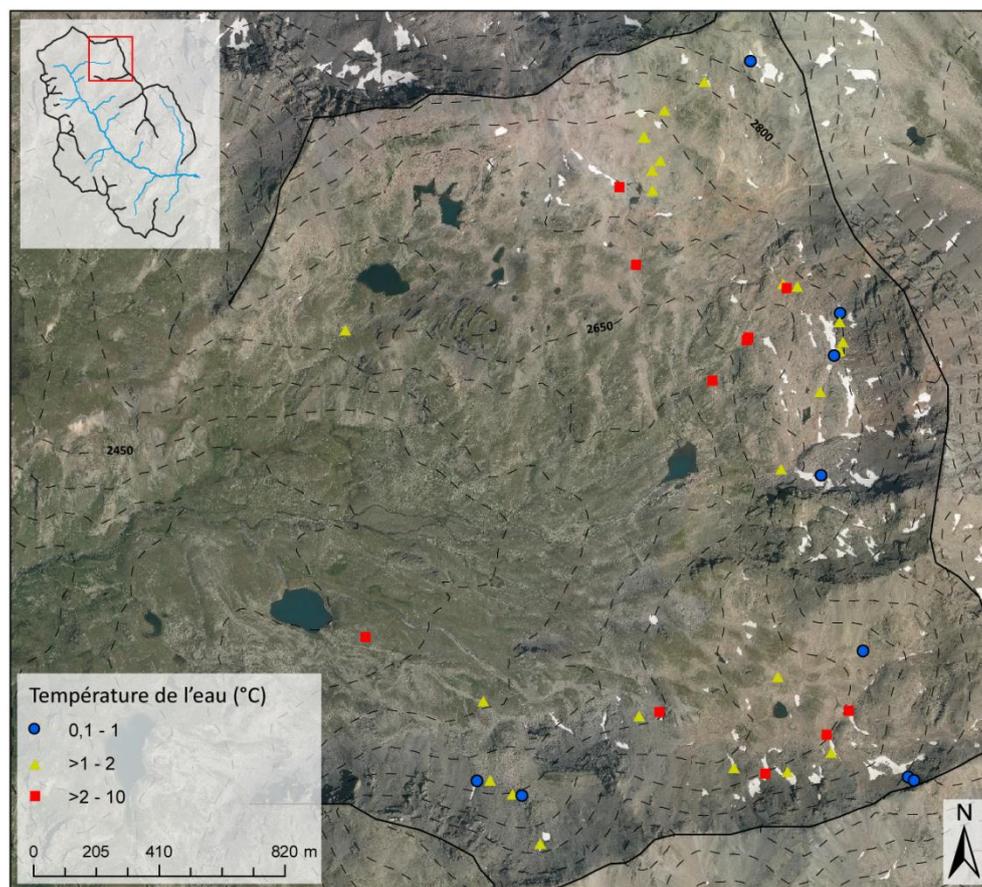


Figure 5-9. Distribution spatiale des températures d'eau de source dans le cirque des Muandes

Sur les versants les plus ombragés (radiation solaire <1.5 à $1.75 \cdot 10^6$ W.m²/an), notamment le versant de la crête des Muandes, la gamme de température s'échelonne entre 0.7 et 3.5°C (une seule mesure à 8°C) et les températures indicatrices d'un pergélisol probable apparaissent dès 2630 m (Figure 5-10). Des mesures effectuées sur le versant nord de la crête des Muandes, au front de glaciers rocheux embryonnaires, indiquent des températures de 1°C. Durant la campagne de mesures, d'autres indicateurs observés sur le

terrain sont venus corroborer les mesures de températures. De la glace de regel a été observée à proximité de deux sources. Dans d'autres cas, de l'air « froid » émanant d'entre les blocs de débris a été ressenti. Les températures inférieures à 1°C ont systématiquement été mesurées au pied de formes de fluage (glaciers rocheux et éboulis fluants). Sur les versants où la radiation solaire est comprise entre 1.75 et $2 \cdot 10^6$ W.m²/an, les températures indiquant la présence de pergélisol sont situées à des altitudes plus élevées que la classe précédente (1.25 à $1.5 \cdot 10^6$ W.m²/an). La limite inférieure du pergélisol possible se situe autour de 2650 m et celle du pergélisol probable autour de 2715 m (Figure 5-10).

Dans les secteurs où la radiation solaire incidente est considérée comme « moyenne » (1.75 - $2 \cdot 10^6$ W.m²/an), correspondant principalement aux versants exposés à l'ouest du cirque des Muandes, la gamme de température s'échelonne entre 0.7 et 4.5°C (et une seule mesure égale à 8°C). Entre 2600 et 2750 m, les températures mesurées sont hétérogènes : certaines indiquent un pergélisol possible et d'autres l'absence de pergélisol. On considère que le pergélisol peut être possible dans cette frange d'altitude. A partir de 2775 m, les températures mesurées sont toutes en-dessous de 1°C : nous considérons que le pergélisol est probable au-dessus de cette altitude.

Dans les secteurs les plus ensoleillés ($> 2 \cdot 10^6$ W.m²/an), notamment sur le versant sud de la crête de la Madeleine, les températures suggèrent une limite inférieure du pergélisol possible autour de 2700-2750 m et un pergélisol probable à partir de 2850 m (Figure 5-10).

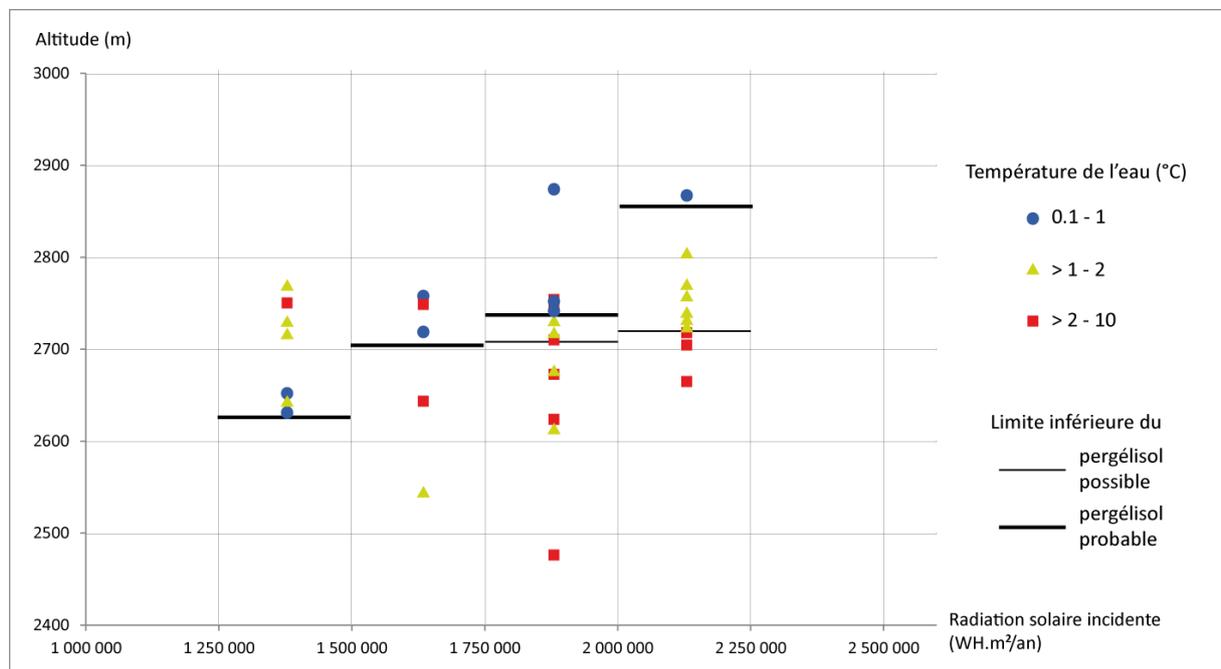


Figure 5-10. Distribution des températures d'eau de source en fonction de l'altitude et de la radiation solaire dans le cirque des Muandes

5.2.2.2 Un secteur à forte homogénéité des températures : l'exemple des Cerces (Clarée)

Dans le massif des Cerces, les mesures de températures sont globalement effectuées dans des conditions de radiation solaire et d'altitude plus faibles que dans le cirque des Muandes. Sur l'ensemble des mesures, 81 % d'entre elles montrent une température inférieure à 1°C, 26 % entre 1 et 2°C, et seules 4 % d'entre elles sont supérieures à 2°C. Elles sont donc globalement plus froides dans les Cerces qu'aux Muandes (Figure 5-11).

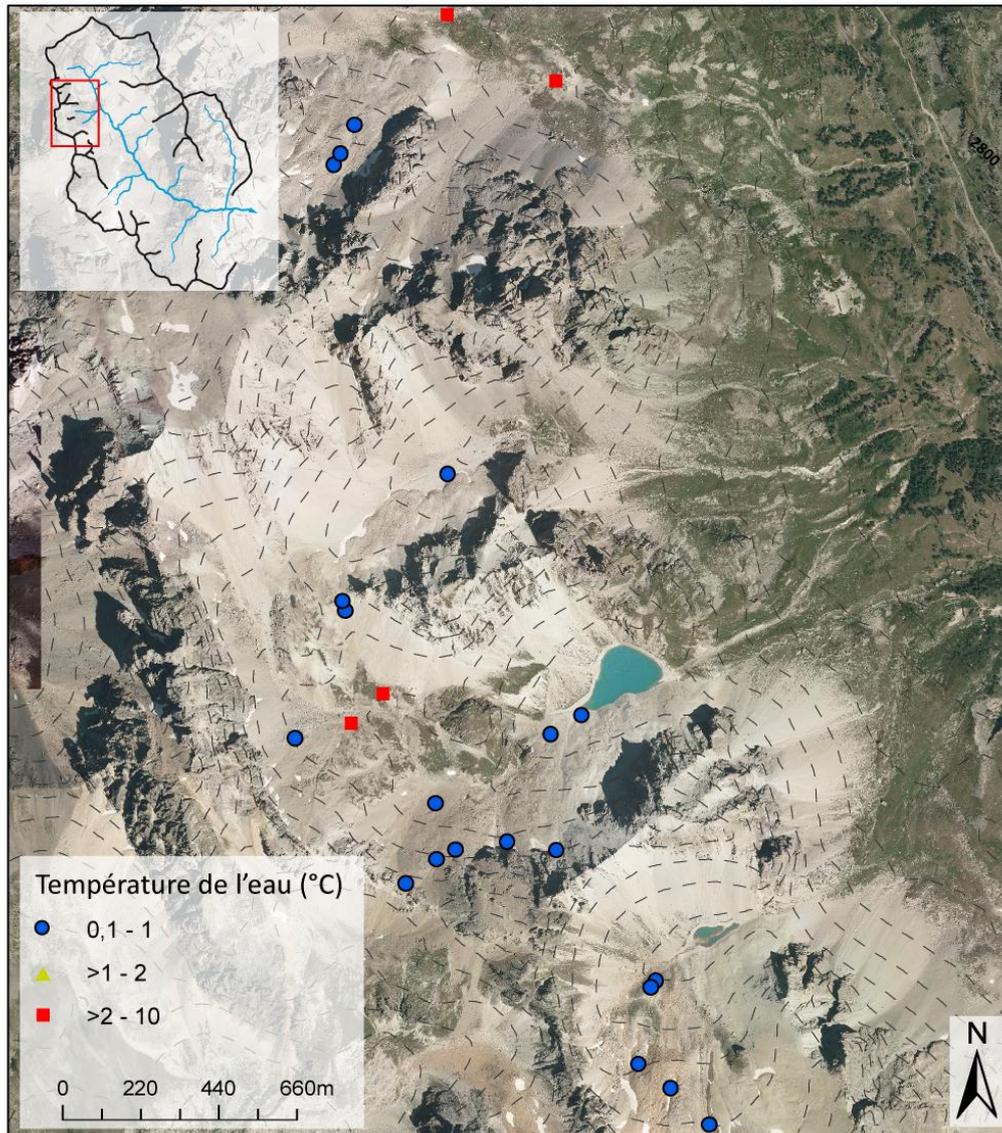


Figure 5-11. Distribution spatiale des températures d'eau de source dans le massif des Cerces

Dans les secteurs ombragés (radiation solaire $\leq 1.5 \cdot 10^6$ W.m²/an) les mesures sont comprises entre 0.1°C et 1.2°C. Entre 2500 et 2600 m, sur le versant nord du cirque des Béraudes, deux mesures effectuées au pied d'un glacier rocheux à 2518 m et 2511 m indiquent respectivement 0.9 et 1.2°C. Au-dessus de 2600 m, les mesures effectuées

indiquent toutes des températures inférieures à 1°C. C'est le cas du versant nord de Moutouze où une mesure effectuée au pied du glacier rocheux (2612 m) donne une température de 0.1°C, ainsi que dans la partie médiane du glacier rocheux du Riou Blanc où deux mesures effectuées indiquent 0.2°C. Dans le cirque des Béraudes, deux mesures réalisées au pied d'un éboulis à 2650 m indiquent 0.3 et 0.4°C. Ces résultats tendent ainsi à illustrer qu'au-delà de 2600 m, dans des contextes de faible radiation solaire incidente, l'occurrence du pergélisol est probable (Figure 5-12).

Les versants ouest et sud des Béraudes et de Moutouze ainsi que la partie centrale du cirque du Lac Rouge, occupée par un glacier rocheux, peuvent être considérés comme des secteurs où la radiation solaire est moyenne à élevée (entre 1.5 et $2 \cdot 10^6$ W.m²/an). Ici, les températures mesurées s'étendent entre 0.3 et 8.9°C. Entre 2400 et 2500 m, deux mesures effectuées en aval du glacier rocheux du Riou Blanc indiquent des températures de 4 et 4.4°C. Entre 2600 et 2700 m, des températures élevées (5.3 et 8.9°C) ont été mesurées sur le versant sud du cirque des Béraudes. A partir de 2700 m, toutes les mesures indiquent des températures inférieures à 1°C ce qui s'illustre sur et au pied du glacier rocheux du Lac Rouge, où ces dernières oscillent entre 0.3°C (à 2722 m) et 1°C (à 2764 m).

Dans le massif des Cerces, la distribution altitudinale des mesures de température illustre une présence possible du pergélisol dès 2500 m pour les versants exposés au nord et probable dès 2600 m pour les versants exposés à l'ouest, où les imposantes parois calcaires et quartzitiques favorisent des contextes topo-climatiques froids. Au-dessus de 2700 m, toutes les mesures indiquent la présence probable de pergélisol. Les cirques du massif des Cerces sont, de ce fait, tous concernés par l'occurrence du pergélisol, ce qui est corroboré par la présence de nombreux indicateurs géomorphologiques liés au pergélisol (glaciers rocheux, éboulis fluants, sols figurés).

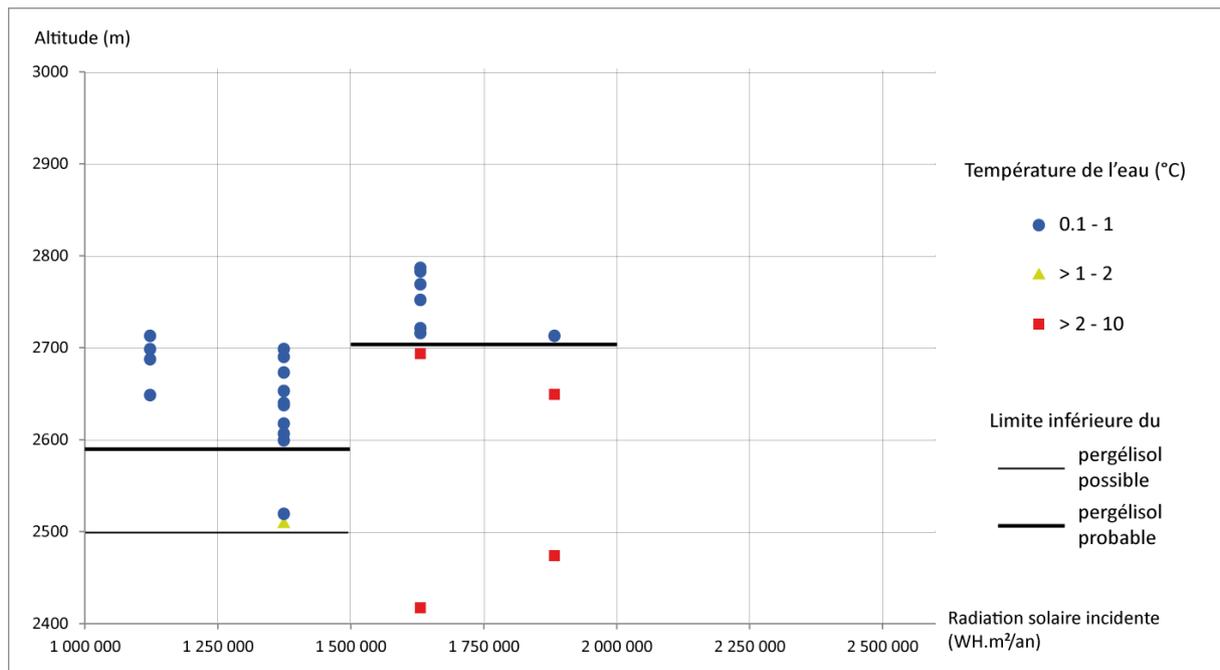


Figure 5-12. Distribution des températures d'eau de source en fonction de l'altitude et de la radiation solaire dans le massif des Cerces

5.2.3 Les températures d'eau de source à grande échelle

A l'échelle de la forme, les températures peuvent également varier sur de faibles distances et mettent en évidence la complexité de l'appréhension de la distribution du pergélisol. Deux cas d'étude sont ici étudiés : dans le premier cas, les températures sont analysées à l'amont et à l'aval d'un glacier rocheux. Dans le second cas, les températures sont analysées depuis l'amont (source) vers l'aval (cours d'eau).

5.2.3.1 La décroissance des températures en fonction de la distance à la source : l'exemple des Gardioles

- **Contexte géomorphologique**

Le cirque des Gardioles, localisé en rive gauche de la Clarée, est un amphithéâtre vaste et peu profond taillé dans les grès du Houiller de la zone briançonnaise. Sur son versant ouest, entre 2675 m et 2800 m, trois glaciers rocheux prolongent les éboulis de la crête des Gardioles dont le point culminant s'élève à 2917 m. Ces glaciers rocheux, de dimensions modestes (le plus grand mesure 225 m de long et 140 m de large), sont contraints topographiquement par le versant, à l'ouest, et par une série de verrous glaciaires, à l'est. Malgré l'imposante masse de débris qu'ils représentent, notamment pour le plus grand dont le front atteint 15 m de haut, ces glaciers rocheux se caractérisent par une physionomie altérée : les blocs en surface sont stables, marqués par la présence de

nombreux lichens, la matrice qui les soutient est parsemée de végétation, le front est peu pentu et facilement parcourable. La présomption du caractère relique de la forme est forte, au vu de son aspect dégradé. Cette présomption est pourtant infirmée par les mesures de température d'eau de source.

- ***Les mesures de température***

Dans ce secteur, cinq mesures ont été effectuées à intervalles réguliers depuis la source, située au pied du plus imposant glacier rocheux, vers le ruisseau des Gardioles. Les trois premières mesures sont effectuées dans un cours d'eau (chenal de quelques dizaines de cm de large) recouvert de blocs qu'il a fallu déplacer pour faire les relevés. Les deux dernières ont directement été relevées dans le ruisseau des Gardioles. Ces températures ont été relevées à des altitudes comprises entre 2678 m et 2506 m et dans des contextes de radiation solaire incidente du même ordre.

La première mesure, faite immédiatement au pied du glacier rocheux, indique 0.3°C degrés, la deuxième, 25 m à l'aval, indique 1°C et la troisième, 50 m plus bas indiquait 2.1°C (Figure 5-13). Si la première valeur est clairement en dessous du seuil considéré pour l'occurrence probable du pergélisol, à mesure que la distance augmente, la température augmente également pour atteindre, avec les 2^e et 3^e valeurs, les seuils respectifs du pergélisol probable et possible. Les deux mesures suivantes indiquent des températures de 4.8 et 5.6°C (Figure 5-13).

Cette croissance de la température en fonction de la distance à la source illustre l'importance du choix du site de mesure. Afin de caractériser au mieux la présence/absence potentielle de pergélisol, il convient, lorsque cela est possible d'effectuer la mesure immédiatement à la source. Ce cas d'étude illustre également le fait que les températures mesurées entre les seuils de 1 et 2°C ne doivent pas être considérées comme des indicateurs moins pertinents de la présence de pergélisol que les températures strictement inférieures à 1°C.

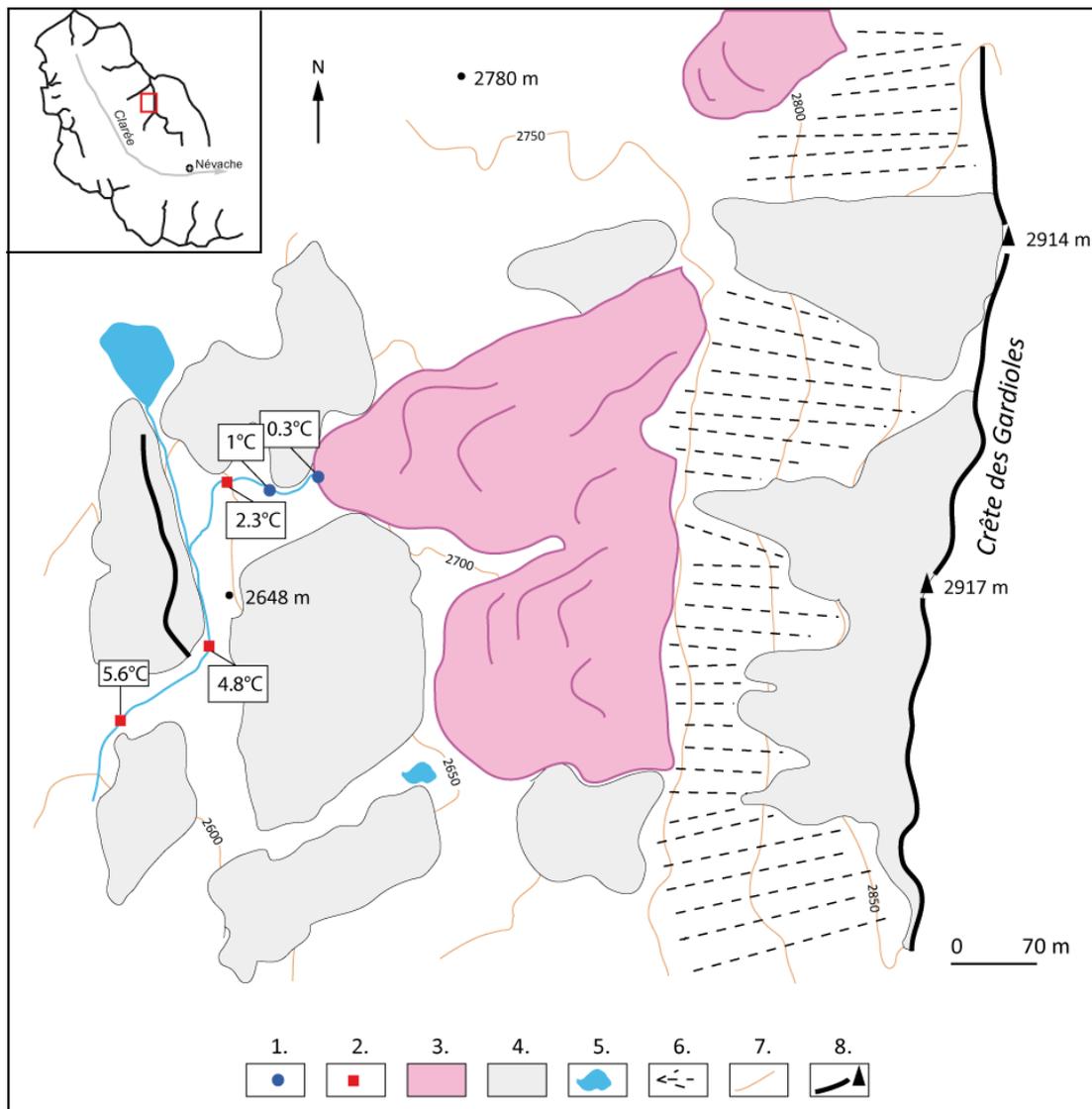


Figure 5-13. Cadre orographique et morphologique des glaciers rocheux des Gardioles et températures d'eau de source mesurées. 1. Température d'eau de source inférieure à 1°C, 2. Température d'eau de source supérieure à 1°C, 3. Glacier rocheux, 4. Roche en place, 5. Réseau hydrographique, 6. Eboulis, 7. Courbe hypsométrique, 8. Ligne de crête, sommet

5.2.3.2 Température de l'eau à l'amont et à l'aval d'un glacier rocheux : l'exemple de la Pointe Basse de Mary (Ubaye)

- **Présentation du glacier rocheux**

Le glacier rocheux de la Pointe Basse de Mary, localisé en rive gauche de l'Ubaye, est un des nombreux glaciers rocheux qui parsèment les versants de la crête de Marie. Ce glacier rocheux s'est développé dans les accumulations gravitaires d'un amphithéâtre étroit et peu profond taillé dans les unités carbonatées de la zone Briançonnaise et dominé par la Pointe Basse de Mary (3126 m). De dimensions moyennes (430 m de long et 150 m de large), le glacier rocheux se présente sous la forme d'une langue dont les contours, peu pentus,

sont marqués par un dénivelé de quelques de mètres et qui se développe en aval d'éboulis de taille modeste localement affectés par des formes de fluage.

En dehors des contours du glacier rocheux, les unités morphologiques du glacier rocheux sont difficiles à observer : la partie racinaire ne présente pas de continuité flagrante avec les éboulis qui la surmonte, ni de dépression caractéristique des glaciers rocheux occupés par un glacier mais plutôt une sorte de bourrelet transversal apparenté à une moraine de névé. La partie médiane est assez peu marquée par des changements topographiques, excepté sur le tiers inférieur où quelques bourrelets transversaux, hauts de 1.5-2 mètres illustrent les phénomènes de compression qui s'y produisent. La partie frontale, assez peu marquée, peu pentue, se caractérise par un front d'une dizaine de mètres de hauteur, et s'avance dans un torrent par lequel les matériaux sont évacués. La surface du glacier rocheux constituée de blocs décimétriques à pluri-métriques parfois enchâssés dans une matrice fine présente tous les aspects d'une forme active (absence de végétation, blocs instables).

- ***L'impact de la présence du glacier rocheux sur la décroissance des températures d'eau de source***

Dans le cirque, trois mesures de température d'eau de source ont été effectuées (Figure 5-14).

A l'amont du glacier rocheux, à 2910 m, la première mesure a été effectuée au pied des éboulis, dans un contexte de faible radiation solaire incidente, dans un cours d'eau s'engouffrant sous le glacier rocheux et où le thermomètre indiquait 8°C.

La deuxième mesure a été effectuée dans le seul et unique écoulement de surface issu du front glacier rocheux à 2760 m, dans un contexte de radiation solaire plus élevée que dans la mesure précédente. La température mesurée y était de 0.4°C.

La troisième mesure, effectuée à 2725 m, dans un écoulement issu du versant détritique et parallèle au précédent, indiquait une température de 9.6°C (Figure 5-14).

Cette soudaine décroissance de la température de l'eau entre l'amont et l'aval du glacier rocheux illustre bien le rôle du pergélisol sur cette dernière. Deux cents mètres en aval du front du glacier rocheux, la température indique une valeur largement positive suggérant l'absence de pergélisol. Bien que celle-ci ait été mesurée dans un torrent autre que celui issu du glacier rocheux, cette valeur illustre une nouvelle fois la forte variabilité des températures à l'échelle de la forme.

En dépit du fait que nous n'ayons pas d'autres indicateurs thermiques (forage), ni d'informations sur la structure du glacier rocheux (présence de glace souterraine ?), et que nous ne sachions pas si l'eau s'écoule sur, dans ou sous les matériaux gelés, ce cas d'étude illustre la pertinence des températures d'eau de source comme indicateurs de la présence ou non de pergélisol.

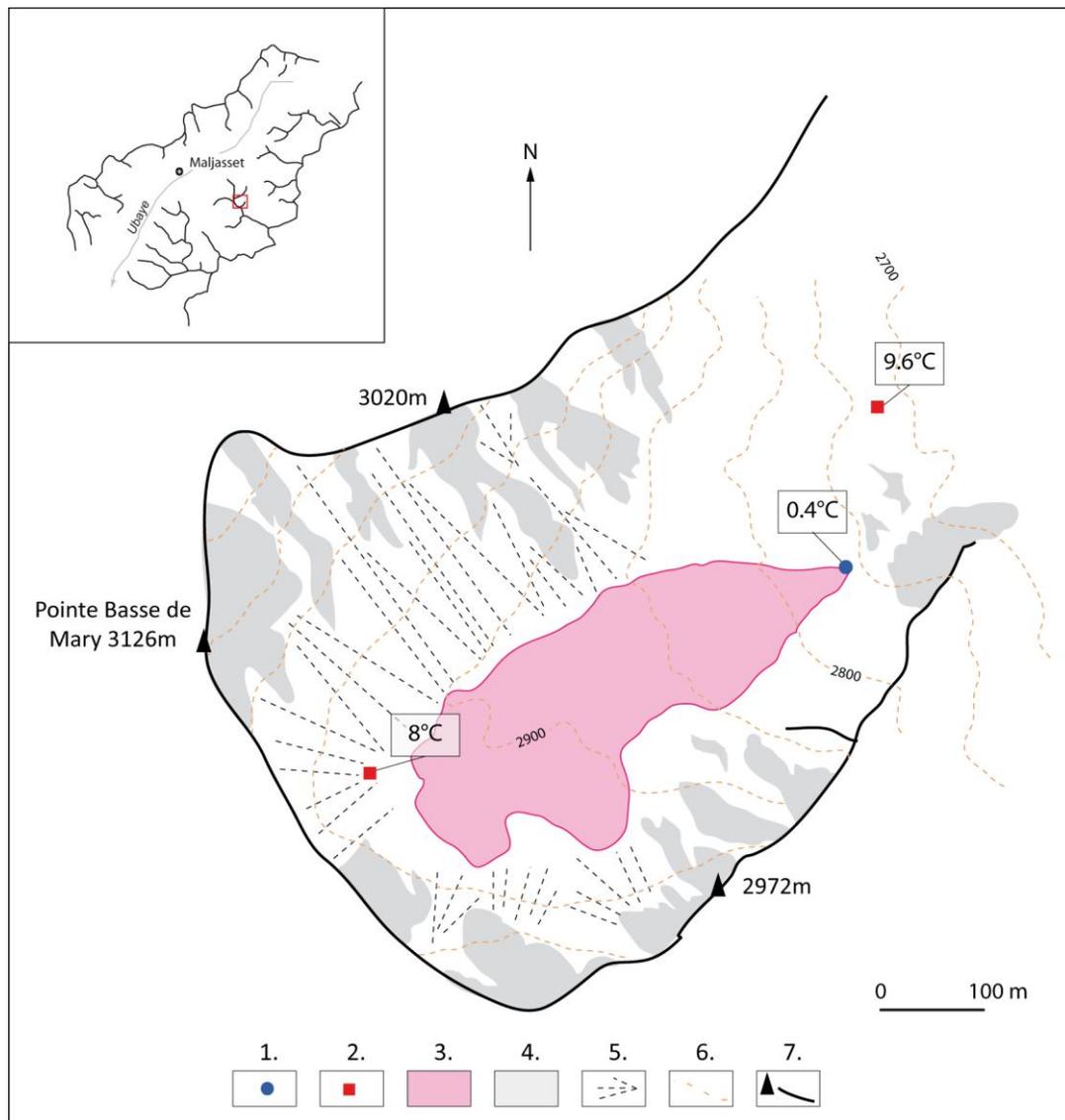


Figure 5-14. Cadre orographique et morphologique du glacier rocheux de la Pointe Basse de Mary et températures d'eau de source mesurées. 1. Température d'eau de source inférieure à 1°C, 2. Température d'eau de source supérieure à 1°C, 3. Glacier rocheux, 4. Roche en place, 5. Eboulis, 6 Courbe hypsométrique, 7. Ligne de crête, sommet

Les températures d'eau de source représentent de bons indicateurs de la présence de pergélisol et peuvent être utilisées pour compléter les informations fournies par la géomorphologie. Dans les vallées de la Clarée et de l'Ubaye, les températures d'eau de source sont présentes dans une gamme d'altitude plus étendue ainsi que dans des contextes topo-climatiques plus variés que ceux des glaciers rocheux.

5.2.4 Synthèse sur les températures d'eau de source

A l'échelle des cirques, ces températures d'eau de source montrent une forte variabilité, en partie conditionnée par l'altitude et la radiation solaire incidente. Ainsi dans les cirques étroits et profonds, protégés par de hautes parois, les températures basses (inf à 1°C) ont été mesurées dès 2500 m. A mesure que la radiation solaire augmente (cirque plus « ouvert », parois moins hautes), les températures tendent à augmenter. Il faut dans ces situations monter à des altitudes plus élevées pour à nouveau trouver des températures inférieures au seuil d'occurrence du pergélisol. A cette échelle, la limite inférieure du pergélisol et l'altitude/radiation solaire entretiennent une relation positive.

A l'échelle de la forme, la relation entre la température de l'eau, l'altitude et la radiation solaire est plus complexe. Ainsi, en dépit de conditions altitudinales et de radiation solaire incidente qui, à l'échelle régionale, sont considérées comme favorables à l'occurrence du pergélisol (altitude élevée et faible radiation solaire incidente), le pergélisol peut être absent. A l'inverse, il peut être présent dans des secteurs où les conditions topo-climatiques et altitudinales lui sont défavorables. Dans ce type de cas, la présence d'un glacier rocheux ou de toute autre forme de débris susceptible de contenir du pergélisol peut être à l'origine de la modification de la température.

Si l'altitude et la radiation solaire ont clairement un impact sur la distribution des températures d'eau de source et par conséquent sur la distribution du pergélisol, la relation entre valeur de températures et les facteurs explicatifs (altitude et radiation solaire incidente) reste complexe à appréhender. La modélisation de la distribution du pergélisol à partir d'un modèle topo-climatique peut donc être sujette à une représentation erronée de la réalité. Il convient de ce fait d'intégrer d'autres facteurs environnementaux dans la modélisation et de réaliser celle-ci à partir d'une méthode statistique robuste.

5.2.5 Variables prédictives retenues pour la modélisation

La présentation générale de la régression logistique ainsi que des différentes méthodes de modélisation spatiale a mis en évidence la sensibilité des méthodes empirico-statistiques au choix des variables introduites. Une sélection de ces dernières paraît donc être un prérequis. Sont ainsi présentés, dans les paragraphes suivants, les tests d'association permettant de sélectionner les variables prédictives les plus pertinentes à intégrer dans le modèle de régression.

5.2.5.1 Association avec la présence/absence de pergélisol

Dans le but de disposer d'un coefficient d'association pour l'ensemble des variables ainsi que pour chacune des classes de variables, les données quantitatives ont été discrétisées par intervalles égaux.

La réalisation des tests d'association du Khi^2 et le coefficient de Cramer ont permis d'identifier plusieurs variables caractérisées par une association significative avec la présence/absence de pergélisol. La Figure 5-15 présente sous forme de tableau synthétique les résultats d'association du coefficient de Cramer pour la présence/absence de pergélisol. Les boîtes à moustache obtenues montrent une variabilité limitée ne gênant pas la sélection des variables.

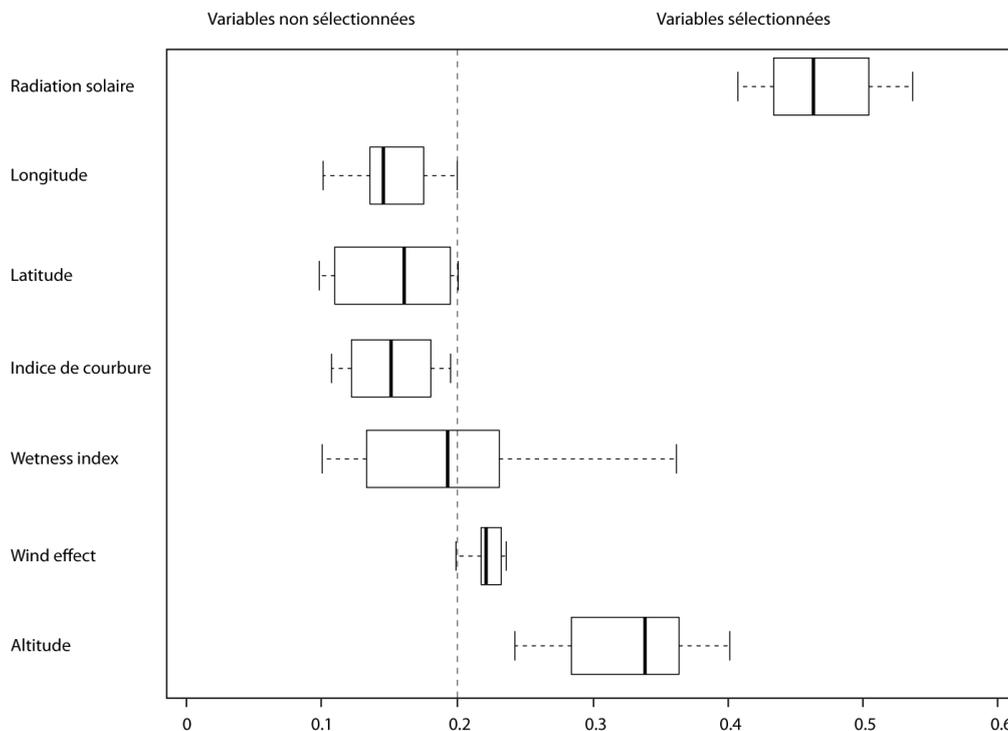


Figure 5-15. Diagramme en boîtes des résultats du calcul du coefficient de Cramer visant à tester l'association entre la localisation des indicateurs de présence/absence de pergélisol et les variables prédictives

De manière générale, les coefficients d'association sont faibles (inférieurs à 0.2) à moyens (inférieurs à 0.5) et ne montrent pas d'association puissante. Seule la variable « radiation solaire » ressort clairement sur le diagramme (coefficient supérieure à 0.4). D'autres variables, en particulier, « wind effect » et « altitude » montrent une association moins nette mais « acceptable » (Coefficient de Cramer supérieur à 0.2) avec la distribution des phénomènes.

Il est à préciser que ce test d'association ne permet pas d'évaluer la nature de la relation entre les indicateurs de présence du pergélisol et les variables mais permet simplement de marquer une corrélation entre les séries de données

5.2.5.2 Diagnostic de la multicollinéarité

La deuxième étape de sélection des données de la modélisation est constituée par des tests de colinéarité dans lesquels seules les variables conservées par les tests

d'association sont évaluées. Les valeurs prises par chacune des variables sont supérieures au seuil de multicollinéarité. En d'autres termes, il n'existe pas de colinéarité significative entre les variables, et elles ont donc toutes été utilisées (Figure 5-16).

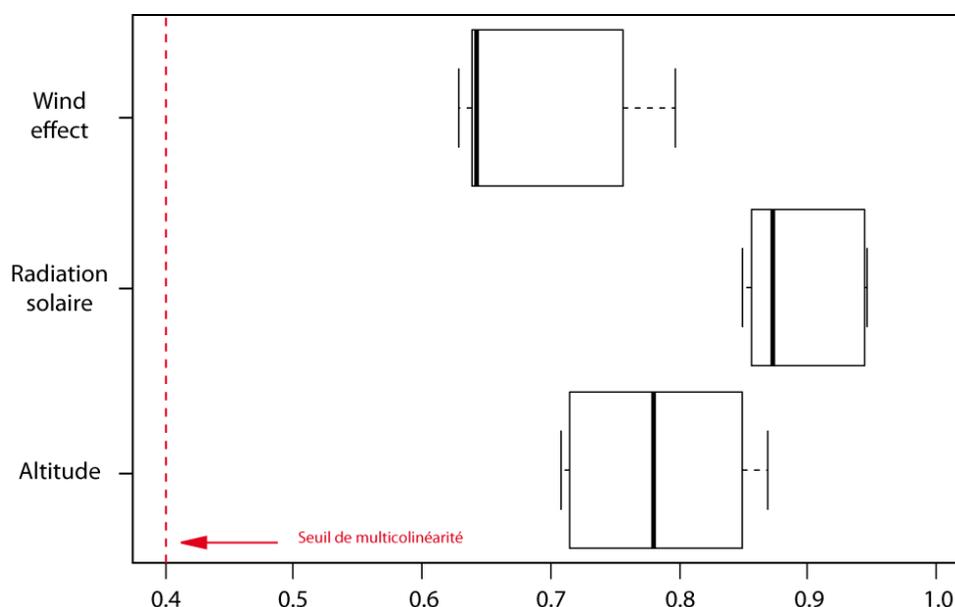


Figure 5-16. Statistique de multicollinéarité (Tolérance) pour les variables sélectionnées pour les indicateurs de présence/absence de pergélisol

5.3 Le modèle régional de distribution du pergélisol

5.3.1 Analyse des coefficients

Pour pouvoir comparer les coefficients entre eux, nous utilisons la valeur MPI (Maximum Parameter Importance) en multipliant les coefficients modélisés par la valeur maximale de la variable (MPV) (Vanwalleghem *et al.*, 2008) sans quoi les coefficients bruts sont difficiles à comparer entre eux car dépendants des valeurs prises par chacune des variables. Les coefficients sont ainsi replacés dans un référentiel commun permettant leur comparaison et l'évaluation de leur importance relative. Dans le modèle, la valeur de MPI la plus élevée concerne la variable « altitude » ce qui en fait à l'échelle régionale la principale variable de contrôle de la probabilité d'occurrence du pergélisol (Tableau 5-1). Un coefficient positif est attribué à cette variable, montrant une relation directe entre l'altitude et l'occurrence du pergélisol.

Les variables « radiation solaire incidente » et « wind effect » sont caractérisées par des coefficients relatifs négatifs. Ainsi plus la radiation solaire incidente et les effets de déflation sont élevés, plus la relation est faible. Le facteur « radiation solaire incidente » permet de limiter la probabilité d'occurrence du pergélisol dans les secteurs à forte radiation solaire incidente. Ainsi, les versants exposés au sud ainsi que les secteurs où les effets

d'ombrage sont faibles (distance « importante » des parois rocheuses) ont une probabilité d'occurrence du pergélisol plus faible. Le facteur « wind effect » reste plus difficile à interpréter. D'après le coefficient, plus la déflation éolienne est importante, plus la relation est faible. En d'autres termes, les secteurs où la déflation est faible et où le manteau neigeux est plus épais et se maintient plus longtemps dans l'année ont une probabilité d'occurrence du pergélisol plus importante. D'un point de vue « expert », cette relation est discutable. En effet, les secteurs où le manteau neigeux est épais voient ce dernier se maintenir plus longtemps pendant la saison estivale. Ces secteurs sont donc « protégés » de la température de l'air positive et ont donc plus de chance d'être concernés par l'occurrence du pergélisol. A l'inverse, ces mêmes secteurs subissent de manière moins importante les effets des températures de l'air négatives en début de saison hivernale. Or c'est la pénétration « du froid » dans le sol en début de saison hivernale qui contribue au maintien et au développement du pergélisol.

Tableau 5-1. Coefficients obtenus après le calcul du modèle de régression logistique

	Coefficient	Coefficient σ	MPV	MPI
Constante	-21.06	7.035		
Altitude	0.01	0.003	2872	28.7
Radiation solaire	-0.000003	0.000001	1721929	-5.16
Wind effect	-2.39	3.505	1.29	-3.08

5.3.2 Cartes de distribution du pergélisol à l'échelle des hautes vallées de la Clarée et de l'Ubaye

Le modèle de régression logistique de la distribution du pergélisol, appliquée aux hautes vallées de Clarée et de l'Ubaye (Figure 5-17), montre que ce dernier se développe entre 2600 m et 3400 m (altitude maximale des hauts sommets ubayens). La limite inférieure du pergélisol n'est néanmoins pas la même selon les contextes topo-climatiques et tend à s'élever en fonction de l'orientation des versants :

- sur les versants nord, là où la radiation solaire incidente est faible, la limite inférieure du pergélisol discontinu pour un seuil de probabilité supérieur à 0.5 se situe autour de 2600 m. Pour cette même orientation mais pour un seuil supérieur à 0.75, la limite inférieure du pergélisol discontinu se situe entre 2700 m et 2750 m.
- sur les versants sud, les limites du pergélisol sont 150 m à 200 m plus élevées que sur le versant nord et ce pour le deux seuils de probabilités considérés.

- Entre, ces deux orientations « extrêmes », les limites inférieures du pergélisol varient principalement en fonction de l'intensité de la radiation solaire incidente.

La superficie occupée par le pergélisol discontinu représente, dans la vallée de la Clarée, 6.3 % (6.3 km²) (pour $p \geq 0.5$) et 1.6 % (1.6 km²) ($p \geq 0.75$) de l'ensemble de superficie de la haute vallée. En Ubaye, les superficies concernées par ces mêmes seuils représentent 12.3 % (19.7 km²) et 4.4 % (7 km²) soit des valeurs deux fois plus importantes qu'en Clarée et qui s'expliquent par des altitudes moyennes plus élevées donc plus de terrain potentiellement concerné. De manière absolue, le pergélisol discontinu est assez peu présent dans ces deux vallées alpines mais représente néanmoins 15 % (Clarée) à 28 % (Ubaye) de la superficie pour les terrains dont l'altitude est supérieure à 2500 m. En Ubaye, la mise en parallèle entre la superficie des glaciers à la fin années 90, de l'ordre de 0.7km² (Assier, 1993) et celle du pergélisol actuel représente un rapport de 1 à 28 et permet de saisir sa relative importance.

Par ailleurs, et conformément à ce qu'indiquent les coefficients du modèle de régression, les secteurs où l'occurrence est la plus probable correspondent à ceux où les valeurs d'altitude et de radiation solaire sont respectivement les plus élevées et les plus faibles.

En Clarée, le secteur du massif des Cerces (rive droite) est davantage concerné par l'occurrence du pergélisol que les grands cirques de la rive droite, plus bas et soumis à une radiation solaire plus importante.

En Ubaye, les massifs du Chambeyron et de Rubren (rive gauche) sont également ceux qui compte tenu de leur spécificités topographique et morphostructurale (cf. 2.3.1) sont les plus concernés par l'occurrence du pergélisol.

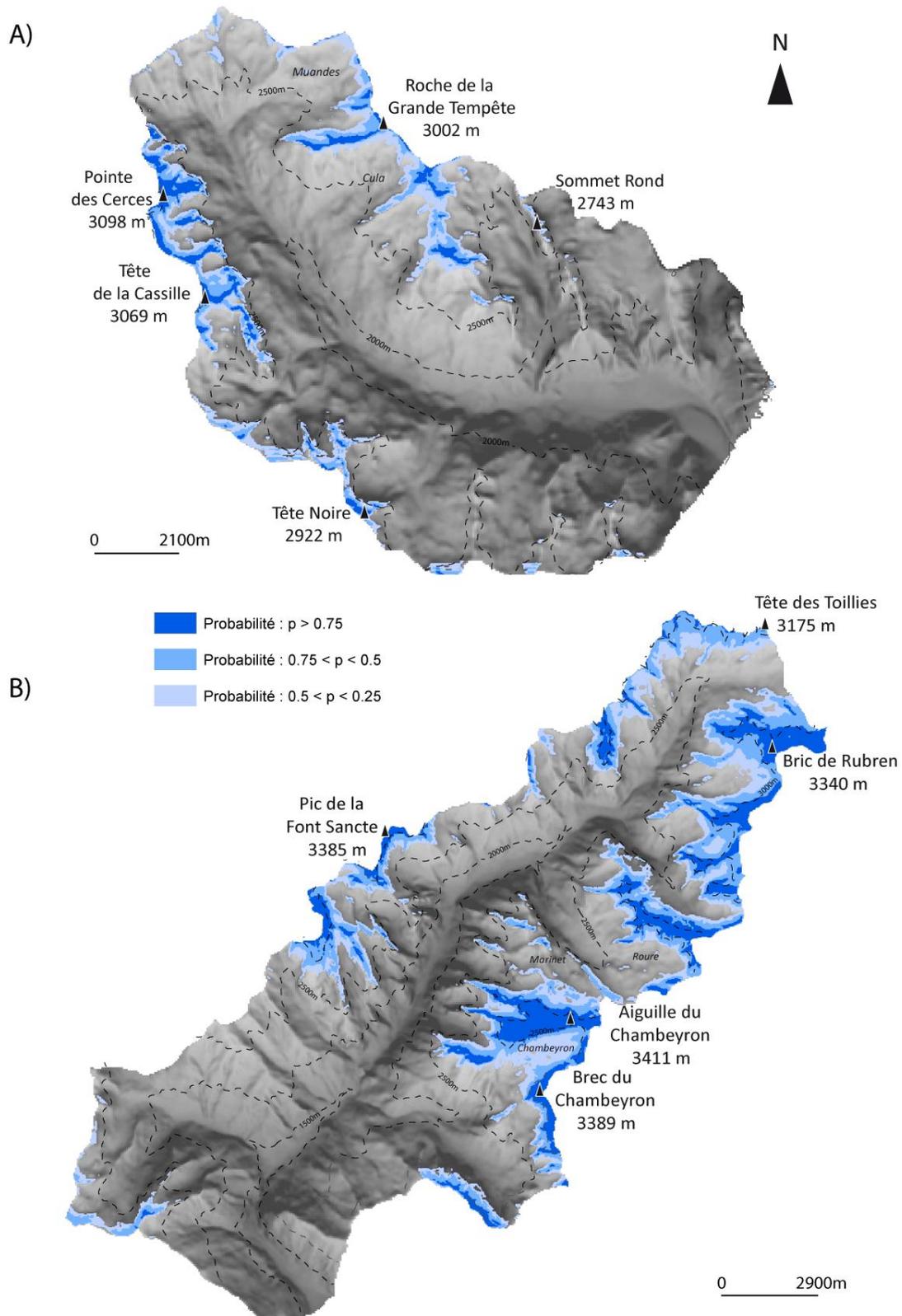


Figure 5-17. Distribution du pergélisol dans les hautes vallées de la Clarée et de l'Ubaye d'après le modèle de régression logistique

5.3.3 Analyse visuelle qualitative des cartes

La carte de répartition du pergélisol apparait d'un point de vue « expert » comme sous estimant la probabilité d'occurrence du pergélisol, notamment pour des seuils de probabilité (p) compris entre 0.5 et 0.75. En d'autres termes, la plupart des températures de source de températures indiquant la présence de pergélisol qui ont été mesurées au pied des glaciers rocheux ou au pied des versants tendent, à se trouver en aval de la limite inférieure d'occurrence du pergélisol prédit par le modèle (Figure 5-18). Les mesures effectuées dans la partie médiane ou à la racine des glaciers rocheux sont mieux voire bien représentées par le modèle.

Cette sous-estimation de la distribution du pergélisol s'observe notamment sur les versants sud du fait de l'importance attribuée par le modèle à la variable « radiation solaire incidente » puisque celle-ci tend à réduire la probabilité lorsque la radiation solaire est forte.

Pour les secteurs où la probabilité d'occurrence du pergélisol est forte ($p \geq 0.75$), il reste difficile d'évaluer les résultats obtenus dans la mesure où la grande majorité des surfaces concernées le sont par de la roche en place et que notre modèle n'a été conçu qu'à partir d'observations effectuées dans les formations meubles. Notons tout de même que la probabilité d'occurrence du pergélisol tend à s'élever à mesure que l'altitude croit.

Là où la probabilité est faible mais que les températures mesurées vont dans le sens de la présence de pergélisol, des facteurs autres que l'altitude et la radiation solaire incidente peuvent expliquer cette présence. Il s'agit notamment de la nature des matériaux de surface qui à l'échelle locale influence le régime thermique de surface. Ainsi, une surface dont la couverture détritique est composée de gros blocs favorise les effets de circulation d'air entre ces blocs qui peuvent sensiblement abaisser la température du sol (Harris and Pedersen, 1998; Delaloye and Lambiel, 2005; Gubler *et al.*, 2011). Le rôle de la couverture neigeuse est également mal considéré. Les effets d'accumulation et de déflation sont intégrés au modèle mais la résolution du MNT utilisé (cf. 25 m) ne suffit pas à prendre en compte l'hétérogénéité de la topographie de terrain à l'intérieur de cette maille.

Ces deux facteurs, en partie responsable du *surface offset* (cf. 1.2.2), peuvent localement être à l'origine d'une importante variabilité de la température moyenne annuelle de surface, de l'ordre de 6°C sur quelques dizaines de mètres. (Gubler *et al.*, 2011).

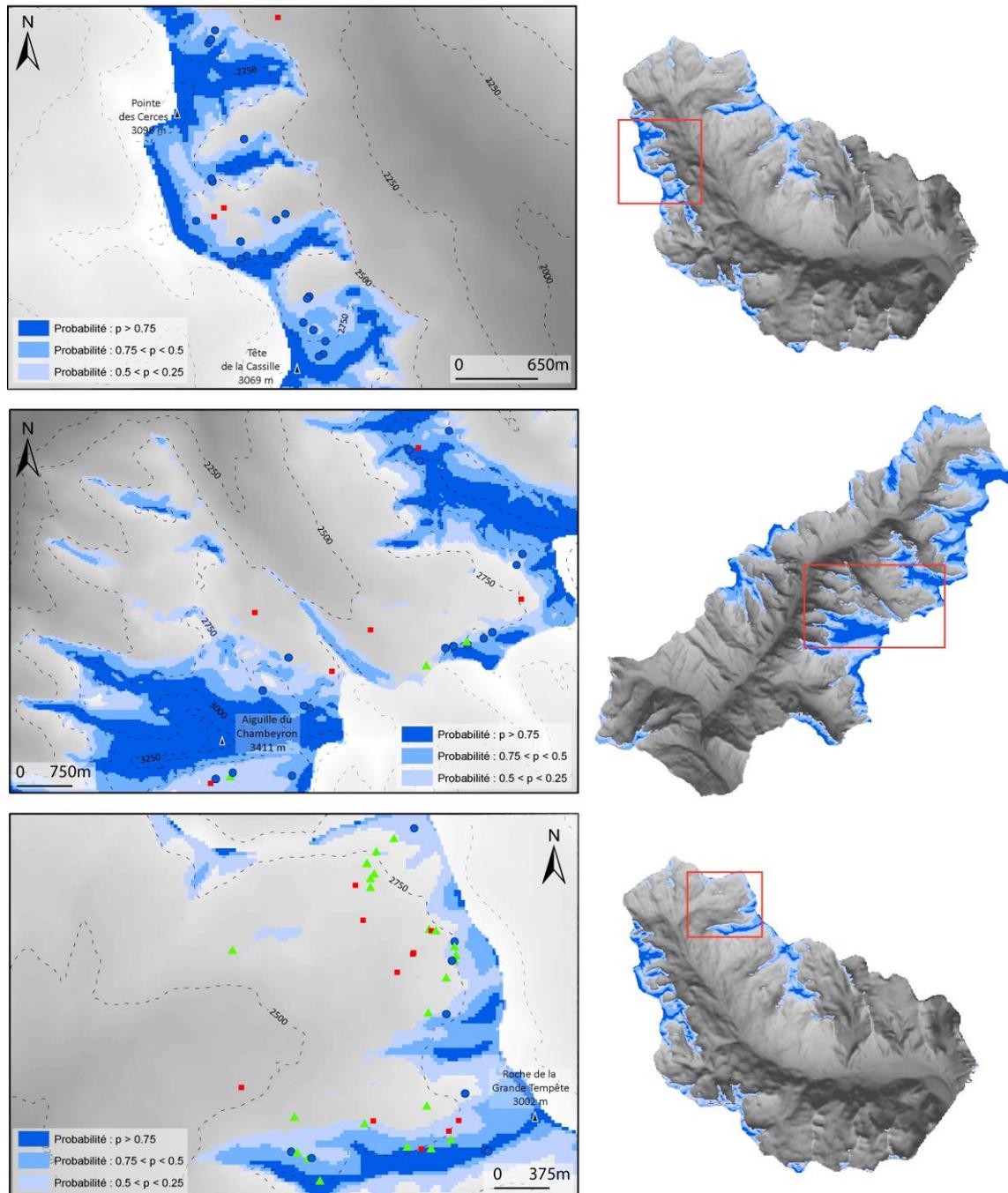


Figure 5-18. Extrait de carte de la distribution du pergélisol et température d'eau de source

5.3.4 Modélisation spatiale du pergélisol et distribution des glaciers rocheux.

La comparaison entre les résultats du modèle de distribution du pergélisol et de la distribution des glaciers rocheux (Figure 5-19) appelle à un certain nombre de remarques :

- De manière générale, la localisation des glaciers rocheux concorde bien avec les secteurs que le modèle considère comme favorables à l'occurrence un pergélisol et ce indépendamment du seuil de probabilité considéré. Aucun des glaciers rocheux de

notre étude ne se trouve totalement dans un secteur dont la probabilité du modèle est inférieure à 0.25.

- Les zones racinaires et médianes des glaciers rocheux se situent globalement dans l'emprise des limites inférieures du modèle pour un seuil de probabilité compris entre 0.5 et 0.75. Seul l'extrême amont de quelques-unes de ces formes, notamment celle dont l'altitude est élevée (supérieure à 2800 m), se situe dans l'emprise altitudinale du pergélisol dont le seuil dépasse 0.75. A l'inverse, la grande majorité des glaciers rocheux « s'étale » hors des limites du modèle. En d'autres termes, les parties frontales des glaciers rocheux se trouvent souvent hors de l'emprise du modèle (pour $p \leq 0.25$). Cet écart entre limite inférieure du pergélisol et limite inférieure des glaciers rocheux est d'autant plus importante que la longueur du glacier rocheux est grande. Ainsi, si sur les glaciers rocheux de « petite longueur » les écarts sont faibles (quelques dizaines de mètres), ces écarts peuvent, lorsque la longueur du glacier rocheux excède plusieurs centaines de mètres, devenir importants. C'est le cas des glaciers rocheux du Riou Blanc et du Marinnet où l'écart atteint 200 à 300 m. Cet écart observé conduit à s'interroger sur la réelle significativité du front du glacier rocheux comme indicateur de la limite inférieure du pergélisol. Cette différence entre les prédictions du modèle et la réalité de terrain pourrait également trouver en partie son origine dans la quantité réduite de données indiquant la présence de pergélisol entre 2500 et 2600 m et introduites dans le modèle.
- Les glaciers rocheux sélectionnés pour le suivi local sont tous considérés comme présentant une probabilité d'occurrence du pergélisol au moins supérieure à $p = 0.25$. Seules les parties aval de certains d'entre eux, en particulier lorsqu'elles s'étendent dans des secteurs à forte radiation (cf. cirques « ouverts » de la haute Ubaye) sont moins bien pris en compte par le modèle. Néanmoins et dans l'objectif d'utiliser des indicateurs locaux de la dégradation du pergélisol à partir de ces glaciers rocheux pour en restituer une synthèse cartographique régionale de la dégradation du pergélisol, leur utilisation semble *a priori* parfaitement cohérente.

Ces observations corroborent l'idée selon laquelle notre modèle de distribution du pergélisol montre un certain nombre de limites lorsqu'il est confronté à la variété de conditions topoclimatiques telles celles que l'on trouve dans les hautes vallées de la Clarée et de l'Ubaye. La différence entre le modèle et la réalité, en tout cas telle qu'elle est exprimée par les glaciers rocheux, serait encore plus grande si on affinait l'échelle à laquelle on travaille. A l'échelle fine, il conviendrait de prendre en compte d'autres facteurs que ceux considérés à l'échelle régionale pour parfaire la modélisation. Pour autant, la limite inférieure des glaciers rocheux n'est pas nécessairement représentative des conditions de pergélisol à altitude égale.

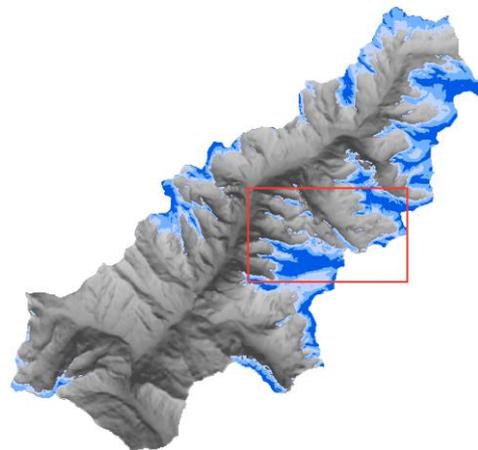
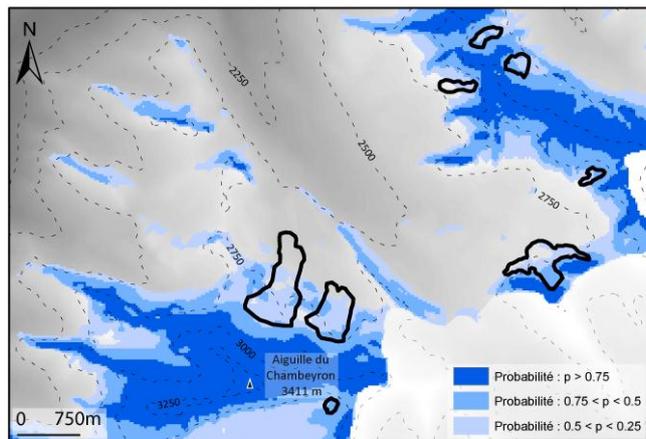
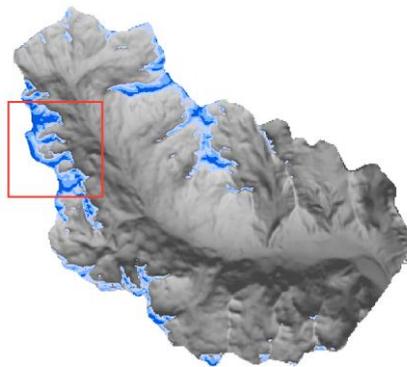
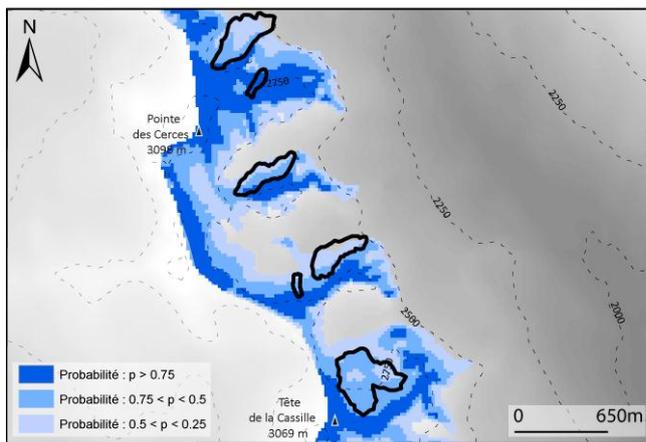


Figure 5-19. Extrait de carte de la distribution du pergélisol et distribution des glaciers rocheux

5.4 Conclusion du chapitre

Le présent chapitre présente un modèle de la répartition du pergélisol dans les vallées de la Clarée et de l'Ubaye. L'utilisation combinée des températures d'eau de source et des facteurs topoclimatiques divers dans un modèle de régression logistique s'est révélée bien adaptée à l'étude de la distribution du pergélisol à l'échelle des hautes vallées. Ainsi, les résultats du modèle montrent que des facteurs tels que la radiation solaire incidente et l'altitude sont ceux qui à l'échelle régionale sont les mieux à même de prédire la répartition du pergélisol. La distribution du pergélisol, globalement distribuée entre 2600 et plus de 3000 m dans les Alpes du sud, tend à présenter une probabilité d'occurrence accrue à mesure que l'altitude s'élève et/ou que la radiation solaire diminue. Certains contextes topo-climatiques (pied de paroi, cirque étroit), situés 50 à 100 m en dessous de la limite inférieure régionale présentent ainsi une probabilité d'occurrence du pergélisol significative. La correspondance entre les résultats du modèle et la distribution des glaciers rocheux est globalement satisfaisante, elle fait néanmoins apparaître certaines limites du modèle. Certains écarts au modèle entre la distribution des glaciers rocheux et celle de la probabilité d'occurrence du pergélisol montrent que cette dernière est également conditionnée par des facteurs locaux (nature des matériaux de surface, couvert neigeux) qui interagissent avec les facteurs régionaux. Ce travail souligne par ailleurs les limites du travail à l'échelle régionale dans l'appréhension des spécificités locales du pergélisol. Il marque la nécessité d'un suivi détaillé des glaciers rocheux pour comprendre l'impact des facteurs locaux sur le fonctionnement, la distribution et l'évolution récente du pergélisol.

Chapitre 6. Du topo-climat au contexte local : interprétations géomorphologiques et mesures de résistivité électrique

Le chapitre précédent a permis de reconstituer l'extension spatiale du pergélisol à l'échelle régionale, en prenant en compte quelques facteurs locaux, topoclimatiques notamment. Cependant l'influence des facteurs locaux sur la répartition et la nature de la glace souterraine doit être davantage explorée, tant la cryosphère paraît enregistrer la forte variabilité spatiale des conditions physiques offertes par le milieu montagnard. A une échelle fine, le contexte géomorphologique paraît ainsi essentiel, aussi allons-nous mesurer son influence dans ce chapitre. Nous portons pour cela notre attention sur les glaciers rocheux, qui sont des objets à l'interface entre le pergélisol et le contexte géomorphologique. La large gamme de glaciers rocheux des Alpes du sud et les contextes variés de leur occurrence sont susceptibles d'offrir à nos investigations des individus aux comportements variés, parmi lesquels nous en avons sélectionné quelques-uns représentatifs. A travers cet échantillon de glaciers rocheux, et dans le contexte de changements environnementaux, notre objectif est de caractériser le type et la distribution de la glace de pergélisol. En effet, nous essayons ici d'ouvrir la « boîte noire » qu'est le pergélisol tel que nous en avons reconstitué l'extension précédemment. Quels sont les types de glace observés ? Où sont-ils observés ? Partant, peut-on identifier différentes modalités de développement et/ou de maintien du pergélisol, en fonction de conditions locales ?

Notre démarche se fonde sur l'examen des glaciers rocheux, en particulier leur morphologie de surface, que nous cherchons à mettre en regard avec la distribution et l'état du pergélisol. Cette étape passe nécessairement par la description géomorphologique des glaciers rocheux, couplée à l'analyse de leur structure interne à grande échelle, par le biais de sondages géoélectriques.

Dans un premier temps, nous caractérisons les différentes unités morphologiques constitutives de chacun des glaciers rocheux. Cette approche géomorphologique doit permettre de mieux cerner le rôle des facteurs locaux (englacement, dynamique de versant/transfert de matériaux), difficilement décelables à une échelle régionale, sur la présence et la nature de la glace souterraine. Dès lors, nous procéderons à la sélection des emplacements les mieux à même de révéler la structure interne des glaciers rocheux. Cette structure sera reconstituée par la réalisation des sondages géoélectriques qui documenteront notamment la présence et le type de glace souterraine.

Le choix des glaciers rocheux sur lesquels les sondages géoélectriques sont réalisés se fonde : i) sur les critères établis d'après l'inventaire régional, en particulier le fait que les glaciers rocheux aient ou non été englacés ; ii) la préexistence de données liées à leur

composition interne ; iii) l'accessibilité au glacier rocheux et sa praticabilité pour des raisons techniques et logistiques. Nous avons donc au total sélectionné 4 glaciers rocheux, deux dans chaque vallée. Il s'agit des glaciers rocheux du Lac Rouge et des Béraudes dans la vallée de la Clarée et des glaciers rocheux du Marinnet et du Roure dans la vallée de l'Ubaye.

Après avoir présenté les méthodes d'étude ayant servi à la description géomorphologique et à l'acquisition des données de la structure interne, nous proposons d'aborder l'analyse détaillée de chacun des glaciers rocheux en commençant par ceux englacés au PAG (Lac Rouge et Marinnet). Enfin, nous proposons un résumé sous forme de typologie des distributions et des types de glace rencontrés dans les deux vallées.

6.1 Méthodes d'étude des glaciers rocheux à grande échelle

Nous présentons dans les paragraphes suivants les méthodes utilisées pour caractériser la nature et la distribution de la glace souterraine dans les glaciers rocheux. L'approche géomorphologique, ici utilisée sous forme d'une description exhaustive et d'une cartographie détaillée des glaciers rocheux, a servi de point de départ dans le choix des emplacements des mesures géophysiques. Ensuite, l'utilisation de la méthode géoélectrique a permis de caractériser la structure interne des glaciers rocheux et en particulier la présence/absence et le type de glace souterraine.

6.1.1 Cartographie et légende géomorphologique

Les investigations de terrain, accompagnées d'une cartographie géomorphologique, constituent une étape indispensable à la compréhension de la complexité du terrain et en particulier des glaciers rocheux. Elles permettent de déterminer les caractéristiques principales des glaciers rocheux, notamment l'inclinaison du front, la granulométrie de surface, la présence ou non de végétation, la présence de bourrelets et de sillons, la présence de glace. Elles représentent aussi l'occasion de replacer ces glaciers rocheux dans un contexte géomorphologique plus large.

L'objectif de la cartographie géomorphologique est « la représentation qualitative, quantitative et explicative des formes du terrain » (Joly, 1962) Il s'agit ainsi d'analyser les formes de relief, en particulier des éléments de relief à la surface des glaciers rocheux en y intégrant des éléments tels que la topographie ou la structure, puis de caractériser les interactions et les processus à l'origine du façonnement de ces formes. Les relais de processus existent entre les différentes composantes du glacier rocheux et entre le glacier rocheux et son environnement géomorphologique. Ils peuvent être formalisés afin de replacer les différentes formes dans l'ordre chronologique de leur mise en place et ce dans le but de comprendre la genèse et la dynamique de chaque glacier rocheux. Différentes méthodes de cartographie géomorphologique et morpho-dynamique sont proposées dans la littérature (Tricart, 1971; Schoeneich, 1993; Joly, 1997; Gustavsson *et al.*, 2006). Pour des raisons de sémiologie graphique et d'échelle de travail, nous avons décidé de travailler à partir de la légende de la carte géomorphologique détaillée (échelle 1/6000) des glaciers rocheux de Lanserlia réalisée par Kaiser (1975) (Annexe C :), dont la sémiologie graphique est inspirée par le travail de Fernand Joly (Coutard, 1997).

6.1.2 Structure interne des glaciers rocheux par tomographie de la résistivité électrique

La difficulté d'accès aux informations relatives au sous-sol dans les milieux à pergélisol de haute montagne et le coût important des forages ont conduit bon nombre de

chercheurs à utiliser des méthodes géophysiques non invasives pour acquérir des informations sur l'état du sous-sol (Chapellier, 2000; Schrott et Sass, 2008; Reynolds, 2011). Sur les glaciers rocheux, la difficulté d'établir des relations entre la morphologie de surface et la nature du sous-sol a également conduit à utiliser ces méthodes. La prospection géophysique a donc ici pour objectif d'identifier la structure interne des glaciers rocheux (Figure 6-1) et de cartographier l'étendue spatiale bi- et tri-dimensionnelle de corps gelés à partir de mesures de surface (Hauck, 2001; Mühl et al., 2002; Hilbich et al., 2008, 2009).

Le principe des mesures géophysiques repose sur la mesure des variations des propriétés physiques du sous-sol pour en révéler la structure. Quel que soit le type d'information ou de structure recherchée, il s'agit de mettre en évidence des structures anormales, c'est à dire différent du milieu environnant par l'une ou l'autre de leurs caractéristiques physiques. Une anomalie ne peut être définie que par rapport à une norme. Dans les travaux sur le pergélisol, il s'agit de mettre en évidence la présence de glace (qui constitue ici la structure anormale) en contraste des matériaux sédimentaires (qui constituent la norme).

Depuis quelques dizaines d'années, plusieurs méthodes parmi lesquelles la résistivité électrique (Fisch et Haerberli, 1977; Evin et Fabre, 1990; Kneisel et al., 2000a; Delaloye, 2004; Ikeda, 2006; Hilbich et al., 2009), la sismique-réfraction (Weise, 1972; Ikeda, 2006; Sass, 2006; Hauck et al., 2011), le géoradar (Berthling et al., 2000; Degenhardt, 2003; Monnier et al., 2008, 2009, 2013) ou la gravimétrie (Vonder Mühl et Klingelé, 1994; Hausmann et al., 2007, 2012) ont ainsi été utilisées, parfois de manière complémentaire pour connaître les propriétés physiques du sous-sol.

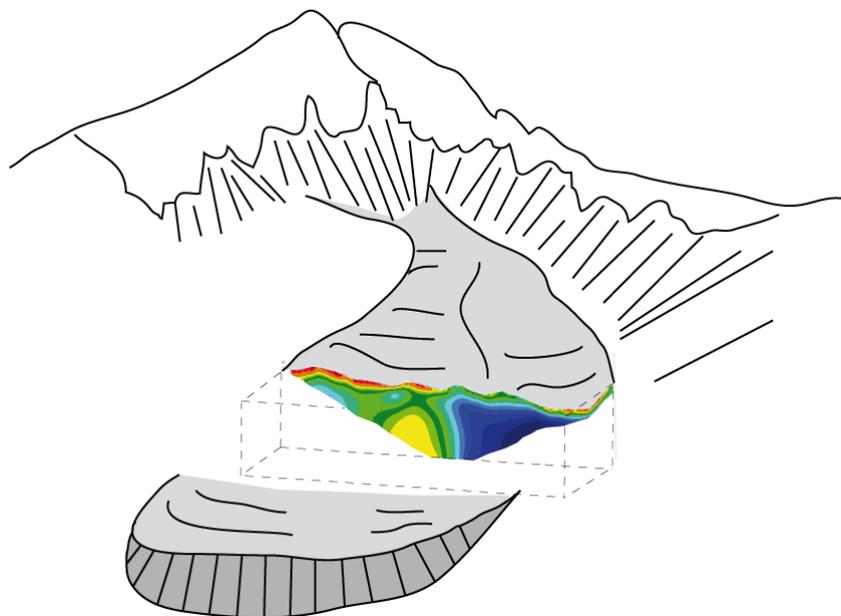


Figure 6-1. Bloc diagramme illustrant l'intérêt des mesures géophysiques (ici de la résistivité électrique) dans le cadre d'étude de la subsurface d'un glacier rocheux

6.1.2.1 Tomographie de la résistivité électrique : principes et choix de terrain

Le sondage électrique est une méthode d'exploration du sous-sol qui repose sur la mesure de la résistivité électrique ρ (en Ohm.m ou $\Omega.m$). Celle-ci caractérise la capacité du courant électrique à circuler dans le milieu naturel et dépend de la nature de la roche, de la porosité, de la quantité d'eau sous forme liquide, de la présence et de la nature de la glace : connaître la résistivité d'un sous-sol permet ainsi d'appréhender sa structure et dans le cas de notre travail, la présence de corps de glace dans le sous-sol. L'injection d'un courant d'intensité connue et la mesure de la distribution du potentiel électrique, nous donnent une estimation de la résistivité apparente (ρ_a) du sous-sol.

Dans ce travail, le choix de la tomographie électrique comme méthode géophysique se fonde sur deux raisons :

- L'application de la géophysique repose, nous le rappelons, sur le contraste entre des valeurs anormales et une norme (Chapellier, 2000). Or, dans le tableau ci-dessous (Figure 6-2), il apparaît clairement que la glace interstitielle de pergélisol et la glace massive ont des valeurs de résistivité très différentes des matériaux sédimentaires dans lesquels elles sont susceptibles de se trouver. Seul le granite a des valeurs proches mais notre terrain en est totalement dépourvu. La résistivité de la glace au courant électrique montre donc des valeurs extrêmement différentes du milieu environnant. Gamme de valeurs entre 10 et 100 $\Omega.m$ pour l'eau, et quelques centaines à quelques milliers pour la roche, la glace à des valeurs d'un ou deux ordres supérieurs à celle de la roche.

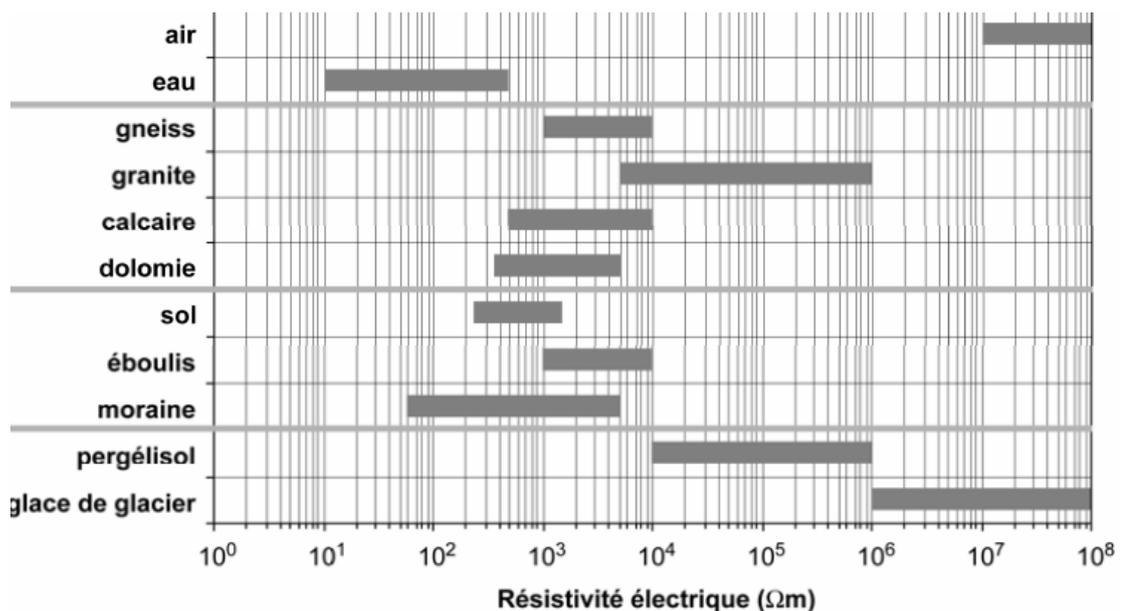


Figure 6-2. Intervalle des valeurs de résistivité. Tiré de Scapozza, 2013

- la seconde raison est le fait que, dans les Alpes du sud, de nombreuses mesures de résistivité ont été effectuées dans les années 80 par Evin (Evin, 1984b; Evin et Fabre, 1990; Evin *et al.*, 1990), et plus récemment par Bodin (2007) ou Krysiecki (2008). Le recours à cette méthode permet ainsi d'effectuer des comparaisons et dans une moindre mesure, de contribuer à l'alimentation en données du réseau français de travail sur le pergélisol PermaFrance.

6.1.2.2 Résistivimètre, protocole de mesure et types de configuration.

Dans le cadre de ce travail, toutes les mesures de résistivité électrique ont été réalisées avec l'aide de C. Virmoux, ingénieur géophysicien au laboratoire de géographie physique (UMR-CNRS 8591) et de M. Chenet, Maître de conférences en géographie à l'Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne. Le résistivimètre utilisé est un ABEM terrameter LS. L'installation des câbles et des électrodes le long d'un profil se fait après l'observation géomorphologique du terrain pour couvrir au mieux les informations de subsurface que l'on souhaite acquérir. Il faut ensuite connecter tous les câbles à l'entrée du résistivimètre, lui-même relié à la centrale d'acquisition qui enregistre les résistivités apparentes mesurées. Grâce à une batterie de 12V, cet appareil injecte le courant électrique (I) entre un quadripôle composée de différentes électrodes de cuivre alignées : les électrodes A (pôle +) et B (pôle -) permettent d'injecter le courant (I) et les électrodes M et N mesurent la différence de potentiel (ΔV) entre deux électrodes. La résistivité est alors calculée à l'aide de la formule :

$$\rho = k * \Delta V / I$$

où k est un coefficient géométrique qui dépend de la configuration du quadripôle. La résistivité obtenue n'est pas la résistivité "vraie" ou "spécifique" du terrain, mais la résistivité dite "apparente", car elle intègre la résistivité de toutes les couches traversées par le courant électrique.

En fonction du terrain et de la nature des résultats souhaités, notamment la sensibilité aux structures verticales ou horizontales du matériau, de la profondeur d'investigation et de la résolution adéquate à l'étude, différents dispositifs ou configurations existent dont les plus courantes sont les configurations Schlumberger, Wenner ou Dipôle-dipôle. Lorsque la configuration est choisie, l'appareil reconstitue une pseudo-section, sorte de carte en deux dimensions, qui présente les valeurs des résistivités apparentes des quadripôles calculés à partir de la différence de potentiel mesurée aux bornes de deux électrodes de mesure (M et N) ainsi que la valeur du courant injecté entre les deux électrodes d'injection (A et B) (Figure 6-3, A). Sur une carte de pseudo-section (Figure 6-3, B), la couleur représente donc la valeur de résistivité apparente mesurée en ce point.

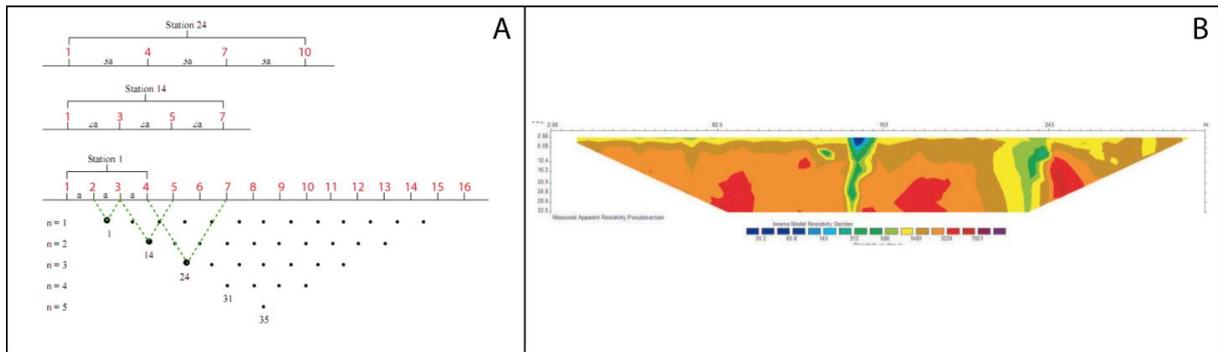


Figure 6-3. Principe de construction d'une pseudo-section (A) (ici pour la configuration de Wenner) et carte de pseudo section (B)

La dernière étape pour l'acquisition des informations de subsurface consiste en la transformation des résistivités apparentes (carte de la pseudo-section) en un modèle de subsurface qui se rapproche au mieux de la réalité des mesures. Ce modèle, nommé modèle d'inversion, cherche à supprimer les « mauvaises » mesures (dues à un problème de câble, de contact entre les électrodes et le sol) par le biais d'applications mathématiques. Le passage de la pseudo-section au modèle d'inversion se fait par l'utilisation de logiciel (ici *res2dinv*).

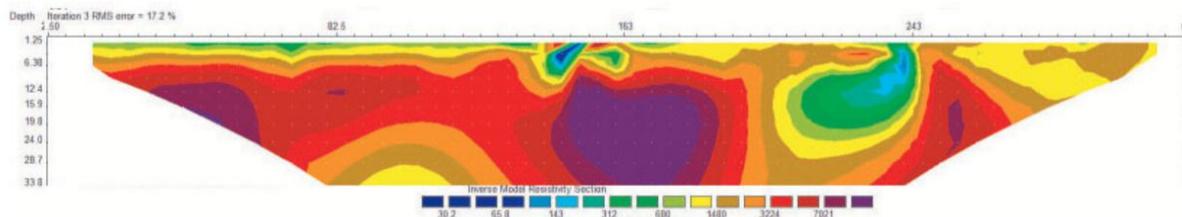


Figure 6-4. Modèle d'inversion (qui représente le même profil que la pseudo-section présentée dans la figure Figure 6-3)

6.2 Les glaciers rocheux englacés au PAG : le poids de l'héritage glaciaire dans la répartition et le type de glace souterraine

6.2.1 Les glaciers rocheux du Lac Rouge

6.2.1.1 Contexte et description géomorphologique des glaciers rocheux

Dans la Combe du Lac Rouge (partie centrale du massif des Cerces), deux glaciers rocheux à l'aspect contrasté, développés côte à côte entre 2650 et 2850 m, mesurant près de 450 m de long et 400 m de large, occupent près des $\frac{3}{4}$ du cirque glaciaire (Figure 6-5). Développés au sein de l'anticlinal des Cerces, ces deux glaciers rocheux se différencient du fait des lithologies contrastées qui caractérisent les versants de la combe. A l'ouest, les

imposants versants quartzitiques et gréseux alimentent en matériaux macro-gélifs le fond du cirque et sont en partie à l'origine du glacier rocheux occidental (*bouldery rockglacier*). A l'est, les versants moins escarpés, composés de calcschistes micro-gélifs, sont à l'origine du glacier rocheux oriental (*pebbly rockglacier*). La combe du Lac Rouge présente ainsi deux glaciers rocheux aux altitudes et à l'exposition quasi similaires, mais dont l'aspect de surface est radicalement différent. Ces objets offrent ainsi l'opportunité de comprendre comment le contexte géomorphologique module le comportement de glaciers rocheux situés le même contexte topoclimatique.

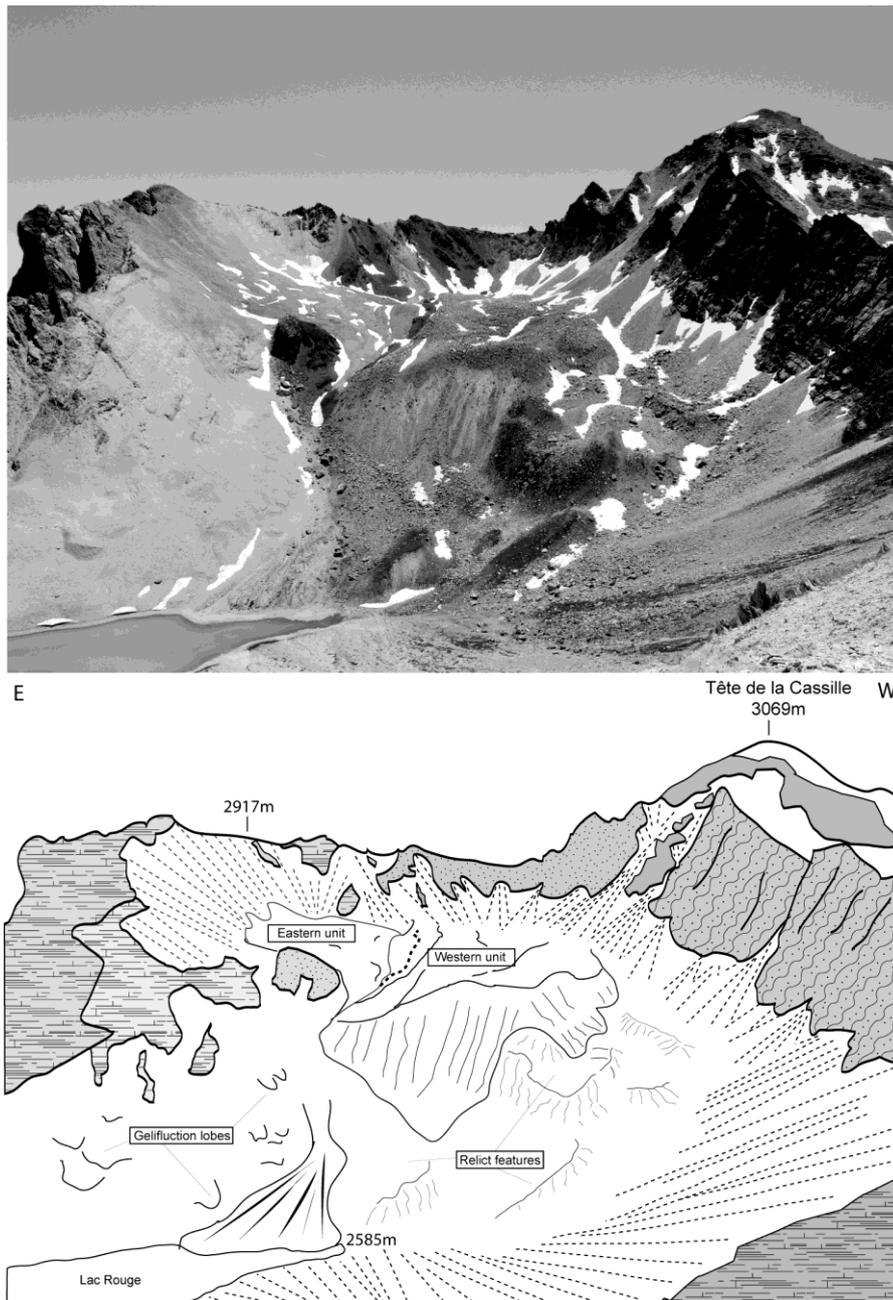


Figure 6-5. Aperçu des glaciers rocheux dans la combe du lac Rouge

- ***La spécificité morphométrique et lithologique des versants à l'origine des deux glaciers rocheux***

La nature lithologique et morphométrique très différente des parois qui ceignent les deux glaciers rocheux explique en partie leur différence morphologique.

En rive gauche, à l'amont du *western bouldery rockglacier* se trouvent les imposants versants quartzitiques et gréseux de la face nord de la Tête de la Cassille (3069 m). Hauts de 100 à 150 m (intervalle altitudinal 2800/2850-3000 m), composés de matériaux macro-gélifs, ces versants sont à l'origine des grands éboulis qui alimentent en matériaux le fond du cirque. Cette relation éboulis/glacier rocheux se singularise par l'aspect de surface du glacier rocheux qui, suivant les nuances lithologiques des éboulis, se compose de « bandes » longitudinales aux couleurs variées, juxtaposées et non mélangées et qui permettent de retracer précisément l'origine des matériaux.

En rive droite, à l'amont du glacier rocheux oriental, les versants, moins imposants (80-100 m de dénivellation, intervalle altitudinal 2800-2900 m) et composés de calcschistes, sont à l'origine d'un imposant tablier d'éboulis quasi régularisé (pente 30-34°), qui tapisse toute la partie orientale du cirque (Figure 6-5). Accumulés à la base de ce dernier, des matériaux fins issus de l'altération mécanique des calcschistes ont flué pour donner naissance au glacier rocheux.

Ces contrastes topographiques, lithologiques et morphométriques sont également à l'origine de dynamiques avalanches contrastées, essentielles pour comprendre l'évolution récente du cirque. A l'ouest, les hauts versants raides et amples favorisent les avalanches et l'accumulation neigeuse en pied de paroi. Ainsi durant les périodes « plus froides » (PAG) la glace a pu s'y accumuler et former un glacier. A l'est, le versant est nettement moins favorable aux avalanches (réservoir de neige limité sur les versants, pente plus faible, notamment), à l'accumulation neigeuse et donc à la présence de glacier.

- ***A l'ouest, une racine marquée par l'empreinte glaciaire***

Le glacier rocheux occidental présente dans sa partie racinaire un ensemble d'indices témoignant de la présence passée d'un glacier. Ainsi, entre 2760 et 2800 m, une dépression profonde de 10 à 15 mètres, délimitée à l'ouest par un éboulis tronqué, de pente raide (25°) et rectiligne, et à l'est par une moraine latérale au profil convexe et haute de 1 à 2 mètres, marque la zone d'accumulation d'un glacier du PAG (Figure 6-6)

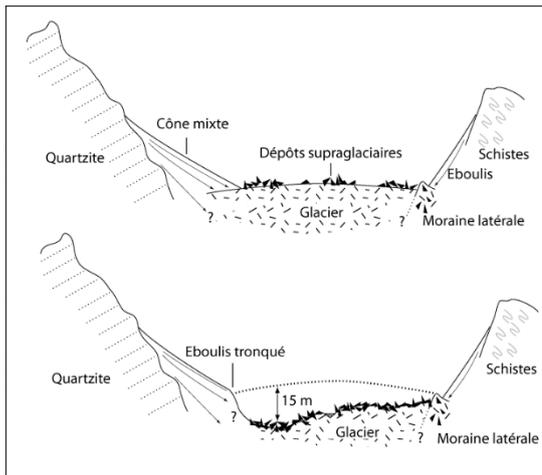


Figure 6-6. Reconstitution de l'épaisseur du glacier à partir d'indices géomorphologiques

Cette dépression est marquée par la présence de *hummocky* moraines parfois s'apparentant à des bourrelets longitudinaux, hauts de deux à quatre mètres, et qui ont révélé, au cours des différentes missions de terrain, la présence de glace massive. C'est notamment le cas de deux d'entre elles, qui « entaillées » transversalement, ont laissé apparaître, à 2775 m des culots de glace massive sur 2 à 3 mètre d'épaisseur (Figure 6-7). L'empreinte glaciaire se caractérise également par la présence de deux lacs thermokarstiques d'une vingtaine de m² chacun, localisés au pied des culots de glace (Figure 6-12).



Figure 6-7. Partie amont du glacier rocheux du Lac Rouge. Voir texte pour la correspondance entre les lettres et les bourrelets identifiés

- **La surface des glaciers rocheux : entre fortes discontinuités et relative homogénéité**

La surface « propre » au glacier rocheux ouest, en aval de la dépression racinaire anciennement occupée par un glacier au PAG, commence vers 2780 m. Cette surface se

caractérise par une succession de 4 bourrelets longitudinaux, constituant à eux seuls des unités distinctes et qui occupent plus des $\frac{3}{4}$ de l'ensemble de la surface du glacier rocheux (Figure 6-7 et Figure 6-10). Larges de 10 à 100 m, longs de 250 à 350 m, séparés les uns des autres par de profonds sillons (5 à 10 mètres), ces bourrelets composent les différentes unités du glacier rocheux. A l'ouest, un bourrelet large de 90 m et long de 250 m (A sur la fig. 6-7), haut d'une dizaine de mètres et alimenté par les quartzites conglomératiques de la Cassille, présente dans sa partie aval une succession de bourrelets transversaux, hauts de 2 mètres. Au centre, issu des quartzites triasiques de la Cassille, le bourrelet médian (B), large de 95 m et long de 325 m, occupe toute la partie centrale du glacier rocheux. Son tiers amont, incisé, présente un sillon méandreux issu de la dépression racinaire, large de 1.5 à 1 m, apparenté à une cicatrice d'érosion thermique provoquée par le déstockage d'eau de fonte. Sur le tiers aval, un réseau lâche et irrégulier de bourrelets transversaux, hauts de 1 à 1.5 mètres, marque les effets de compression dans cette zone. A l'est, deux bourrelets de forme convexe (C et D), bien plus étroits (10 à 20 m de large), séparent les glaciers rocheux occidental et oriental.

Entre 2715 m et 2680 m, en aval des bourrelets longitudinaux, se trouve la dernière unité du glacier rocheux occidental. Séparée du reste de la surface du glacier rocheux par un gradin, matérialisée par un talus haut de 4 à 5 mètres, cette partie du glacier rocheux est marquée par une très faible pente qui s'achève par le front du glacier rocheux (2680 m). Ce front, d'un seul et unique tenant, est impressionnant par ses dimensions. Haut de 20 mètres, pentu à près de 35°, il constitue une véritable « muraille » difficile à franchir. La partie occidentale de ce front, marquée par la succession de deux fronts en gradin hauts d'une dizaine de mètres chacun, chevauche des moraines héritées et constitue une brèche dans cette muraille.



Figure 6-8. Front du glacier rocheux du Lac Rouge

A l'est, l'autre glacier rocheux se caractérise par une surface anarchique, peu organisée, où alternent des secteurs déprimés d'ampleur métrique et d'autres secteurs « en

relief », de forme convexe. Toute la surface, entre 2815 et 2690 m, est marquée par l'absence de discontinuités illustrant à la fois la provenance unique des matériaux mais aussi le lent et progressif fluage de l'ensemble du glacier rocheux. Ces processus de gélifluxion/solifluxion sont illustrés par les nombreuses langues et loupes de gélifluxion (Figure 6-10) qui marquent la partie amont du glacier rocheux et qui tendent à disparaître à mesure que la pente se réduit. La présence quasi exclusive de matériaux fins est à l'origine de ces formes dominantes qui, par rétention d'eau et en combinaison avec l'action du gel, sont probablement à l'origine de la formation de glace de ségrégation. L'expansion de volume en hiver, suivie lors du dégel par la décohé sion des matériaux sursaturés en eau, crée ces lobes et ces loupes. A l'aval, vers 2715 m, la limite du glacier rocheux est marquée par un front peu prononcé (<2 m) coincé entre un verrou glaciaire à l'est et le bourrelet le plus oriental du glacier rocheux occidental.



Figure 6-9. Surface du glacier rocheux oriental. Noter l'absence de discontinuités topographiques significatives

- **Des formes héritées recouvertes.**

Le système, en particulier le glacier rocheux occidental, s'achève avec le recouvrement d'une moraine frontale végétalisée haute d'une dizaine de mètres, composée de matériaux hétérométriques et localisée dans la partie occidentale du cirque, entre 2630 m et 2600 m (Figure 6-5). Non datée, cette moraine a toutefois une position comparable aux moraines datant du Préboréal, stade de Kartell, identifiées dans la vallée (Cossart *et al.*, 2012).



Figure 6-10. Carte géomorphologique du glacier rocheux du Lac Rouge

6.2.1.2 Choix des emplacements de mesure

A partir des observations géomorphologiques réalisées, deux questions sont posées : De la glace est-elle présente à l'intérieur des glaciers rocheux ? Les différentes unités présentent-elles différents types de glace ?

Pour répondre à nos interrogations, quatre tomographies électriques (Figure 6-11), réalisées en collaboration avec C. Virmoux et M. Chenet durant l'été 2011, ont été effectuées de manière à recouper i) la zone racinaire et déprimée du glacier rocheux occidental, ii) les grands bourrelets longitudinaux de la partie médiane et iii) la partie frontale. Le dernier a été effectué longitudinalement sur le glacier rocheux oriental afin de voir si l'ensemble du glacier rocheux présente une structure homogène.

- Les trois premiers, notés respectivement de l'amont vers l'aval, LR_Pr3, LR_Pr2 et LR_Pr4 sont des profils transversaux réalisés sur le glacier rocheux occidental. Le premier d'entre eux recoupe la zone racinaire, le second la partie médiane et le troisième la zone frontale.
- Le dernier, noté LR_Pr1 est un profil longitudinal de 315 m réalisé entre 2830 et 2730 m sur le glacier rocheux occidental de la combe du Lac Rouge. Le profil débute dans la zone racinaire et se termine en aval du front

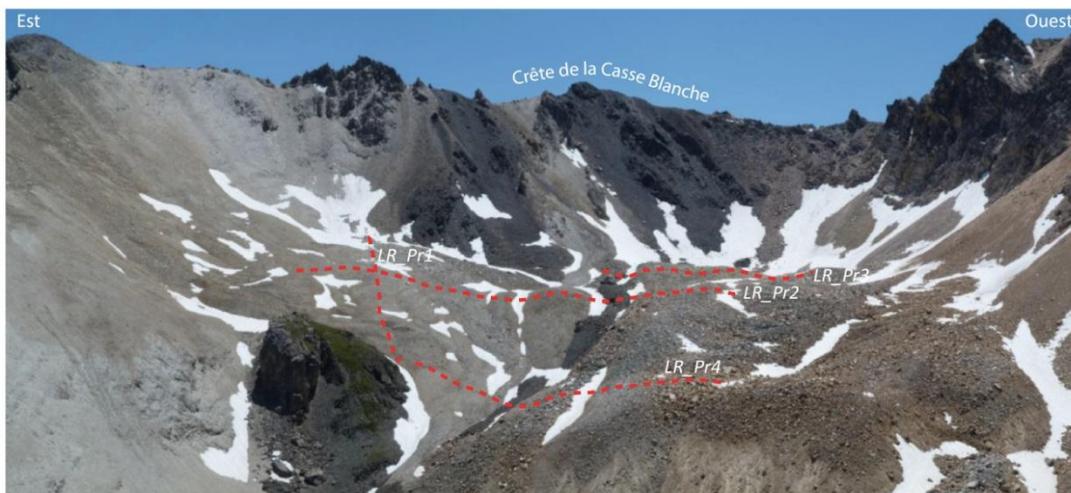


Figure 6-11. Localisation des profils électriques réalisés sur le glacier rocheux du Lac Rouge

6.2.1.3 Les 4 tomographies électriques des glaciers rocheux du Lac Rouge

Le résultat le plus saisissant révélé par la tomographie électrique est l'extrême amplitude des valeurs de résistivité mesurées dans la combe du Lac Rouge. Celles-ci

s'échelonnent entre quelques milliers de $\Omega.m$ et plusieurs millions de $\Omega.m$, révélant au passage la nature contrastée des composantes du sous-sol.

- ***De forts contrastes de résistivité entre les glaciers rocheux oriental et occidental***

En premier lieu, les profils *LR_Pr3* et *LR_Pr2* illustrent les variations latérales de résistivité entre le glacier rocheux oriental, où les résistivités atteignent au maximum 400 k $\Omega.m$, et le glacier rocheux occidental, où les résistivités peuvent atteindre plusieurs millions de $\Omega.m$.

Le profil *LR_Pr3*, réalisé dans la partie racinaire du glacier rocheux occidental vient, tout en les nuanciant, confirmer la variation latérale des résistivités observées sur *LR_Pr2*. Le tomographe montre des valeurs comprises entre quelques milliers d' $\Omega.m$ à presque 10 M $\Omega.m$ (Figure 6-13).

A l'est du profil, sous une couche active de quelques mètres (résistivités de 10 K $\Omega.m$), se trouvent deux noyaux affichant des valeurs de résistivité supérieures à 500 K $\Omega.m$; ces noyaux sont *a priori* composés de pergélisol très riche en glace (froide ?). A l'ouest du profil, également sous une couche marquée par des résistivités de quelques milliers d' $\Omega.m$, on trouve des résistivités de plusieurs millions d' $\Omega.m$ très homogènes latéralement. De telles valeurs de résistivités sont couramment associées à un corps de glace massive (Hauck, 2001; Delaloye, 2004). Cette glace massive a d'ailleurs pu être observée à différentes reprises lors des campagnes de terrain à la faveur de phénomènes de thermokarst, laissant apercevoir un corps de glace de plusieurs mètres d'épaisseur, recouvert de 20 à 30 cm de débris (Figure 6-12). Ce profil *LR_Pr3* confirme la présence de très hautes valeurs de résistivité sur le glacier rocheux occidental et illustre à la fois la présence de noyaux de *ice/rock mixture* à très haute teneur en glace jouxtant des corps de glace massive apparentés à de la glace de glacier.



Figure 6-12. Thermokarst, culot de glace massive et localisation du profil *LR_Pr3*

Le profil *LR_Pr2* montre qu'à l'intérieur du glacier rocheux oriental (0 à 200 m sur l'échelle des distances), les valeurs de résistivité oscillent entre 3000 Ω .m et 350 k Ω .m (Figure 6-13). Les plus fortes d'entre elles se matérialisent sous la forme de deux noyaux (à 70 et 150 m sur l'échelle des distances) dont les valeurs (60 à 350 k Ω .m), indiquent *a priori* la présence d'un béton à moyenne/forte teneur en glace. Ces noyaux, larges de plusieurs dizaines de mètres, sont enfouis sous environ 5 m de débris, eux-mêmes marqués par de faibles résistivités (typiquement autour de 5 k Ω .m) et dont les valeurs tendent à décroître vers la surface. Latéralement, ces noyaux sont cernés par des matériaux aux valeurs de résistivité du même ordre que ceux qui composent la couche supérieure et qui se caractérisent par des matériaux fins *a priori* non gelés.

Le passage du glacier rocheux oriental au glacier rocheux occidental est marqué par une brutale augmentation des valeurs de résistivité. Ces dernières passent ainsi de quelques dizaines de Ω .m à plus de un million d' Ω .m. Le glacier rocheux ouest est marqué, dans sa partie médiane, par des valeurs de résistivité illustrant une structure en deux couches. En surface, des valeurs de l'ordre de 50 k Ω .m sur une épaisseur de 1 à 3 mètres recouvrent des valeurs supérieures à 1 M Ω .m épaisses de plusieurs dizaines de mètres. Ces très hautes résistivités sont typiques de la présence d'un corps de glace massif. Cette « brutale » transition entre les deux glaciers rocheux s'observe également sur *LR_Pr4*.

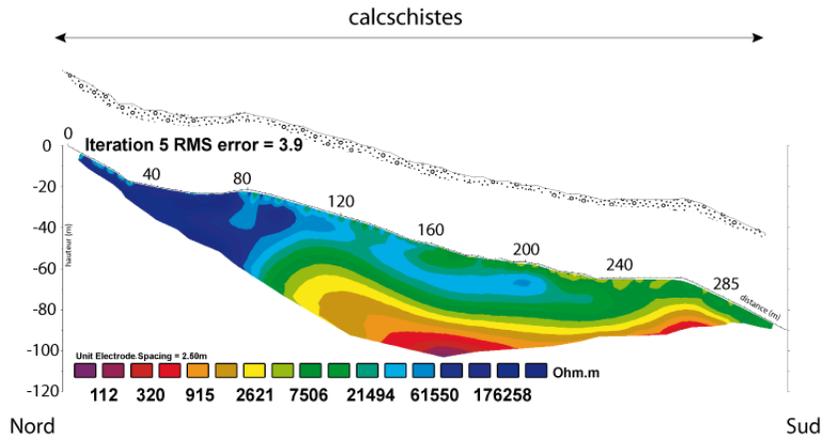
- ***Décroissance générale des valeurs de résistivité vers l'aval***

Les profils *LR_Pr1*, *LR_Pr2*, *LR_Pr3* et *LR_Pr4* illustrent également la décroissance des valeurs de résistivité de la partie racinaire des glaciers rocheux vers la partie frontale.

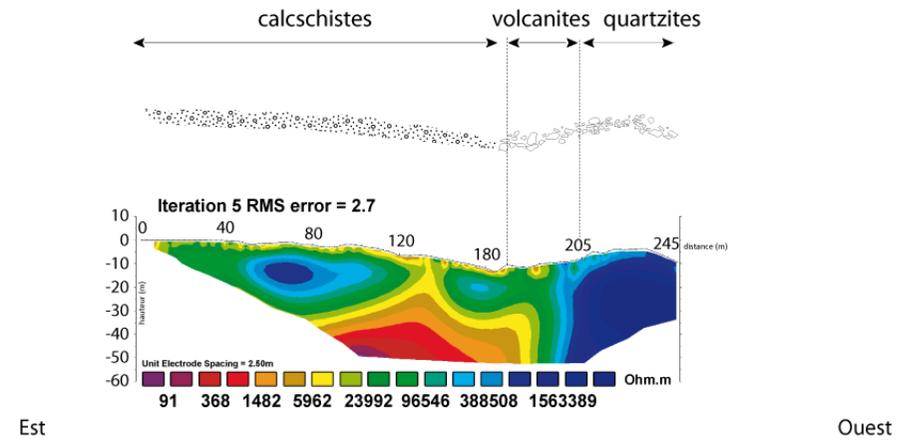
LR_Pr1, réalisé longitudinalement sur le glacier rocheux, montre globalement une décroissance des valeurs de résistivité à mesure que l'on se dirige vers l'aval. Dans la partie racinaire (0-100 m sur *LR_Pr1*), le tomographe indique des valeurs de résistivité 350-400 k Ω .m, associé à la présence d'un pergélisol en partie recouvert par une couche supérieure, composée de matériaux fins, dont les valeurs de résistivité sont proches de 10 k Ω .m. La partie médiane (120 à 230 m sur l'échelle des distances) du glacier rocheux est caractérisée par une structure en deux couches. En surface, la couche active, épaisse de quelques mètres, indique des valeurs de quelques milliers de Ω .m typiques de débris calcaires fins (Lambiel, 2006). En profondeur, le tomographe indique des valeurs de résistivité comprises entre 40 et 100 K Ω .m, interprétées comme celles d'un noyau à pergélisol moyennement riche en glace (glace tempérée ?). Ces valeurs de résistivité légèrement inférieures à 100 K Ω .m sont confirmées sur le tomographe *LR_Pr2* (distance = 25 m) qui croise *Pr1*. A l'aval (de 240 m jusqu'à la fin du profil), les valeurs de résistivité continuent de diminuer et ne dépassent pas 20 K Ω .m, indiquant soit l'absence de glace, soit une présence de glace à teneur faible et/ou à une température proche du point de fusion.

Les profils LR_Pr3, LR_Pr2 et LR_Pr4 effectués sur le glacier rocheux ouest montrent également une décroissance des valeurs de résistivité vers l'aval. Les profils LR_Pr3 et LR_Pr2 sont marqués, non sans nuances, par des valeurs respectivement comprises entre 10 et 1 M.Ω.m. A l'aval, sur la partie frontale, LR_Pr4 montre que les valeurs de résistivité sont nettement plus faibles et ne dépassent pas 350 K.Ωm. Ces valeurs restent toutefois relativement élevées et indiquent la présence probable de sédiments gelés à haute teneur en glace.

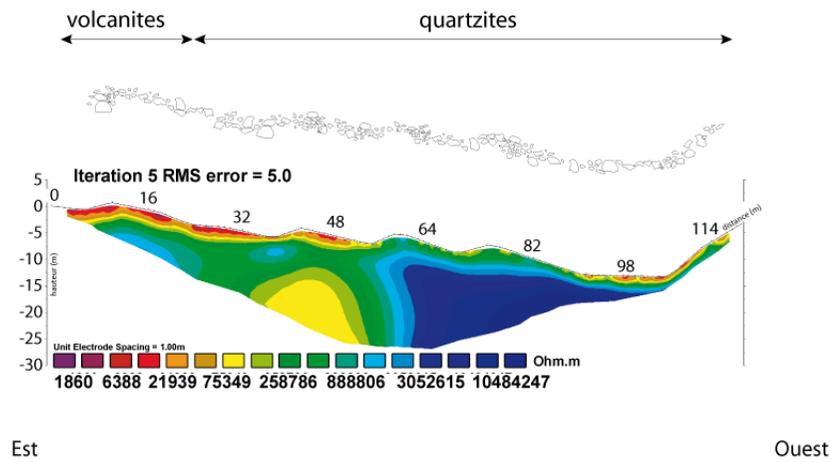
LR_Pr1



LR_Pr2



LR_Pr3



LR_Pr4

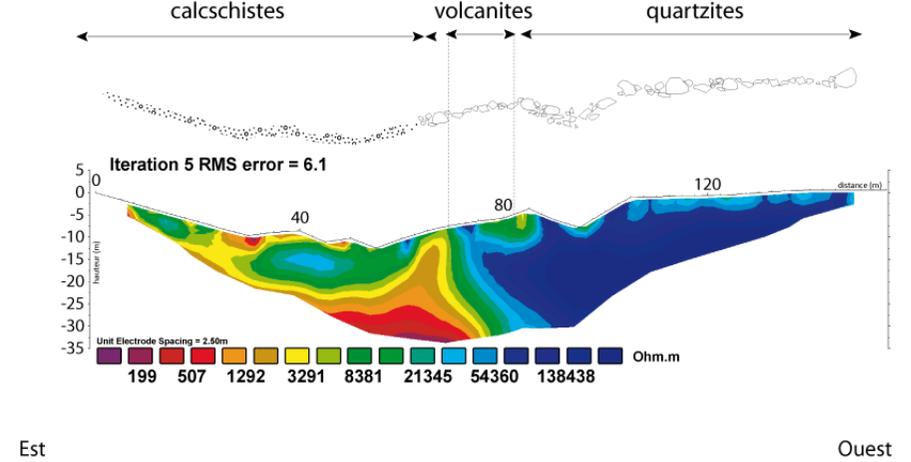


Figure 6-13. Tomographies électriques effectuées sur le glacier rocheux du Lac Rouge

De ces sondages électriques, il ressort que les deux glaciers rocheux analysés sont constitués, vers 2850-2800 m, d'une racine où la glace est présente en grande quantité et de façon homogène, mais qui, vers l'aval, tend à diminuer et à se présenter comme un mélange de débris et de glace (*ice/rock mixture*) à teneur variable. Les résultats obtenus montrent par ailleurs un contenu en glace très différent entre le glacier rocheux oriental et occidental.

A l'ouest, les parties racinaire et médiane indiquent clairement la présence de glace massive *a priori* semblable à de la glace de glacier, alors qu'à l'est, les valeurs de résistivité sont typiques de celle d'un pergélisol présentant un béton de glace. Cette dissymétrie, trouve son origine dans la dynamique de versants (matériaux et neige) contrastée entre les versants nord/ouest et le versant est ayant notamment abouti à un englacement du PAG quasi unique sur le côté ouest.

L'analyse de l'évolution sub-actuelle de l'englacement dans la combe permet de mieux comprendre la distribution actuelle de la glace souterraine.

6.2.1.4 Evolution de l'englacement depuis le PAG, distribution et type de glace souterraine.

De la fin du XIXe siècle à 1971, les différents documents consultés (documents anciens, photographies aériennes) confirment d'une part que de la glace massive occupait une partie de la surface du glacier rocheux actuel (cf 3.5.3.1), d'autre part que ces surfaces englacées n'ont cessé de diminuer tout au long de cette période (Figure 6-14).

Au début de la séquence (charnière XIXe/XXe siècle), les documents cartographiques matérialisent un véritable glacier de cirque dans la partie ouest, et dans la partie orientale ce qui semble être un glacio-nevé (de par ses faibles dimensions). Les deux objets, coalescents, représentent une superficie de plus de 10 ha. En 1939, l'observation de la photographie aérienne (mission C3535-0041-1939-F3535-0122) montre que les surfaces englacées n'occupent plus qu'environ 9 ha du cirque.

En 1952 (mission C3535-0031-1952-F3435-3535-013), les surfaces englacées ont encore diminué et n'occupent plus que 5 ha. A cette date, le glacier du Lac Rouge s'est séparé en deux parties distinctes et la glace ne subsiste plus que dans les secteurs dépressionnaires correspondant à la zone d'accumulation du PAG.

En 1971 (mission C3535-0011_1971_FR2116), les surfaces englacées se sont encore réduites et n'occupent plus que les secteurs situés entre la pente des éboulis et la surface du glacier rocheux actuel sur une surface d'environ 2 ha.

Entre 2008 et 2012, la prospection de terrain montre que les secteurs anciennement occupés par le glacier présentent un assemblage de formes de type *hummocky moraine* ainsi qu'une large dépression cernée par une moraine latérale (rive droite) et un éboulis tronqué (rive gauche).

L'extension continue de la couverture de débris et la fonte de la glace du glacier tout au long du XXe siècle marque sans doute une période de transition entre la décrépitude d'un glacier et sa modification en un glacier rocheux. Par ailleurs, la mise en relation entre les valeurs de résistivité mesurées et la répartition de l'englacement depuis la fin du XIXe siècle montre à la fois que les surfaces qui n'ont jamais été englacées (cf. zone frontale) correspondent actuellement à celles où l'on trouve un pergélisol riche en glace et que celles qui étaient encore englacées dans le premier quart du XXe siècle sont celles qui aujourd'hui présentent de la glace massive souterraine.

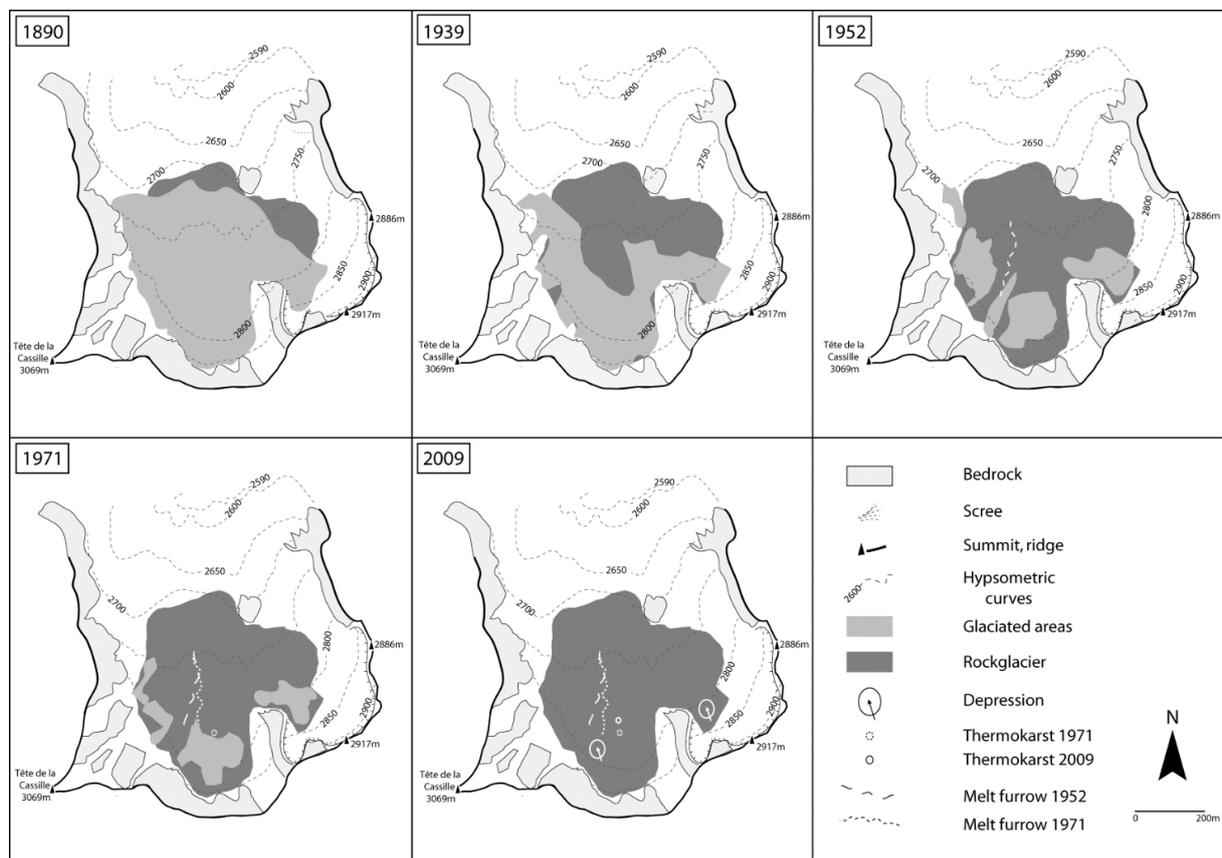


Figure 6-14. Evolution des surfaces englacées et de la morphologie de surface du glacier rocheux dans la Combe du Lac rouge entre 1890 et 2009

6.2.1.5 Synthèse sur la distribution de la glace souterraine dans le glacier rocheux du Lac Rouge

Au final, l'examen à grande échelle des glaciers rocheux du Lac Rouge confirme la présence de glace, aujourd'hui encore, à des altitudes de l'ordre de 2700 mètres. Au-delà de la confirmation de la prévision du modèle de répartition régionale, calibré au chapitre précédent, nous insistons sur le contraste entre les deux objets : le fonctionnement géomorphologique, l'évolution glaciologique récente, créent deux comportements différents, imprimés dans les modelés actuels. Nous poserons cependant la question de la sensibilité de ces deux objets voisins, mais si différents, aux forçages climatiques récents.

6.2.2 Le glacier rocheux du Marinnet

Dans la partie amont du vallon de Mary (rive gauche de la haute Ubaye), suspendu et encadré par deux cirques glaciaires façonnés au pied de la paroi dressée entre l'Aiguille de Chillol (3303 m) à l'ouest et le col du Marinnet (2787 m) à l'est, se trouve le secteur du Marinnet. Sur le versant Nord, au pied des hautes parois (200 à 400 m) carbonatées (Trias), dominées à l'est par le Brec de l'Homme (3211 m) et à l'ouest par l'Aiguille de Chambeyron (3412 m), se trouvent deux systèmes glacier-glacier rocheux parmi les plus imposants des Alpes du sud : les glaciers rocheux du Marinnet oriental et occidental. Dans le cadre de ce travail, notre analyse ne porte que sur le glacier rocheux occidental. Il se présente comme une langue spatulée de près de 1200 m de long. Ce glacier rocheux a fait l'objet d'études, en particulier de mesures géophysiques, dans les années 1980-1990 (Evin, 1987 ; Evin *et al.*, 1990 ; Assier, 1993) et également plus récemment (Ribolini *et al.*, 2010). Ces mesures, expérimentales pour celles menées durant la décennie 1980, puis visant à reconstituer une possible évolution du pergélisol pour les plus récentes, n'ont toutefois pas été couplées à une approche géomorphologique. Les résultats des mesures de résistivité électrique sont ici, et remis dans un contexte géomorphologique, avec pour principal objectif d'effectuer une comparaison avec ce qui a été observé au Lac Rouge. Cette comparaison porte sur la répartition de la glace, et le type de glace, ainsi que sur les modalités de fonctionnement du système glacier/glacier rocheux.

6.2.2.1 Caractéristiques géomorphologiques du complexe glacier/glacier rocheux du Marinnet occidental

- ***La partie amont du système marquée par l'empreinte glaciaire***

A l'extrême amont (3000-2800 m) du complexe glacier/glacier rocheux du Marinnet occidental se trouvent les restes de ce qui fut le plus grand glacier méridional des Alpes françaises au PAG : le glacier du Marinnet. Niché au fond du cirque, au pied du versant nord de l'Aiguille de Chambeyron, long de 300 m, large de 500 m, le glacier se présente

aujourd'hui comme un glacier de pied de paroi, marqué par un front raide (40°) et haut (35 mètres), en grande partie recouvert de débris (Figure 6-15).

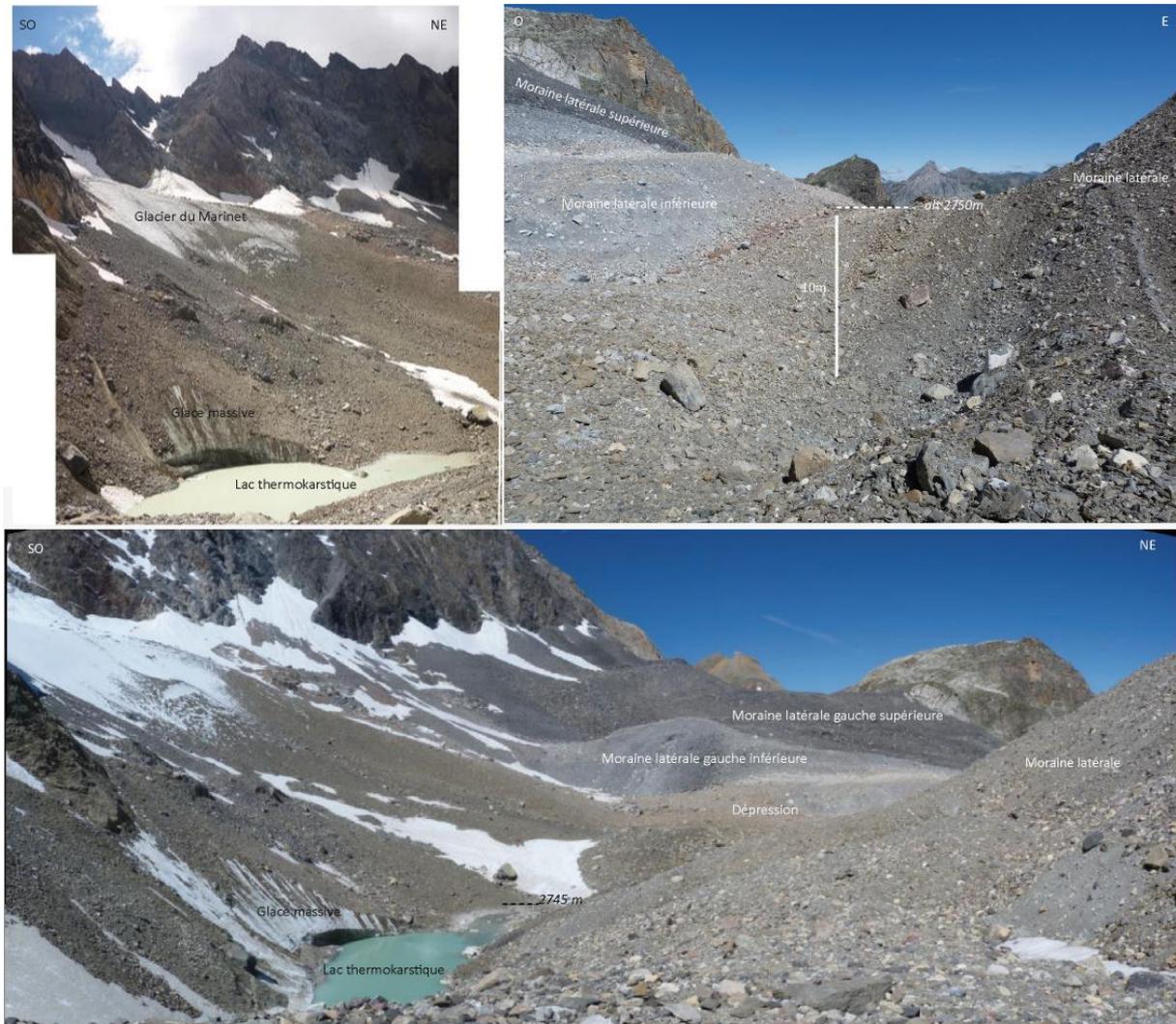


Figure 6-15. Partie supérieure du complexe glacier/glacier rocheux du Marinet. Noter la forte empreinte glaciaire du secteur

Entre 2750 et 2690 m, à l'aval du front du glacier actuel, s'étend un vaste secteur en partie déprimé (Figure 6-18), long de 500 m et ceinturé par des moraines latérales émoussées. Dans ce secteur, les formes et les matériaux d'origine glaciaire prédominent. Au pied du front glaciaire actuel, une dépression, profonde d'une dizaine de mètres, présente tous les indicateurs d'un secteur anciennement occupé par le glacier. La topographie y est confuse et présente une alternance de buttes et dépressions pluri-métriques, semblables à des *hummocky moraines* (Figure 6-15). Ponctuellement, certaines dépressions sont encombrées par des lacs thermokarstiques et laissent apparaître des culots de glace morte. Plus en aval, sur la contrepente de la dépression, rectiligne, longue de 250 m, peu inclinée (18°), des moraines flutées parsèment la couche de débris sur plusieurs dizaines de mètres.

A l'est de la dépression, sur la rive droite de l'ancien glacier, une imposante moraine latéro-frontale recouvre en partie l'imposant verrou quartzitique séparant les systèmes orientaux et occidentaux (Figure 6-18). Haute d'une vingtaine de mètres cette moraine témoigne de l'épaisseur atteinte par le glacier qui s'écoulait de part et d'autre du verrou. A l'ouest du verrou, dans l'axe de l'écoulement principal du glacier, le long de la dépression, cette moraine prend la forme d'une crête d'une dizaine de mètres de hauteur, présentant un sommet effilé, des versants raides (25°) et relativement rectilignes. Entre 2685 et 2665 m, sur une section linéaire de 120 m, la moraine a flué vers l'est et est à l'origine d'un diverticule en langue spatulé (Figure 6-17), long de 350 m et parallèle à la langue principale. A l'est du verrou, la moraine a également flué vers l'est et est à l'origine d'un second diverticule, long de 350 m, développé entre 2775 et 2610 m sur le glacier rocheux oriental (Figure 6-18).

A l'ouest, deux moraines latérales, parallèles et disposées en gradin, bordent la dépression centrale (Figure 6-15 et Figure 6-18). La première, interne, haute de quelques mètres et longue d'environ 400 m, présente une pente interne raide (30°) et rectiligne. Cette moraine tend à se confondre et à rejoindre le rebord de la dépression vers 2700 m. La seconde, externe, longue de presque 800 m, s'étire entre 2900 et 2650 m, depuis le versant, où elle prolonge les éboulis dolomitiques. Plus élevée et également plus haute (20 m) que la première, elle présente un flanc interne raide (35°) et rectiligne dont la base est en partie recouverte par la première moraine. Dans son tiers aval, le flanc interne présente une série de bourrelets concentriques dans le sens de la pente qui témoignent des mouvements de fluage. Sur son flanc externe, vers 2695 m, la moraine vient recouvrir en partie le flanc est d'un verrou quartzitique.

- ***La surface du glacier rocheux (s.s.)***

Vers 2650 m, deux crêtes longitudinales prolongent les moraines latérales du secteur amont (Figure 6-16) ; elles constituent les flancs du glacier rocheux. Ces deux crêtes, à l'aspect émoussé, hautes de 1 à 3 m, se suivent en termes d'altitude et présentent toutes les deux un important cortège pétrographique et granulométrique, illustrant la diversité lithologique des versants surplombant le système. Entre ces deux crêtes, la surface du glacier rocheux se matérialise par de faibles discontinuités et par un relief peu marqué, avec des sillons peu profonds difficilement perceptibles sur le terrain (Figure 6-16). Cette absence de forme notable traduit le caractère extensif (à l'inverse des bourrelets transversaux qui marquent une compression) du mouvement affectant la forme. L'origine de ce régime extensif s'explique par la pente topographique plus marquée sur ce secteur.

Enfin, à partir de 2600 m et sur près de 300 m de longueur, la surface du glacier rocheux présente alors une succession de bourrelets et de sillons transversaux (Figure 6-17), hauts de 1 à 3 mètres, dont la concentration augmente à mesure que la pente se réduit. On

notera par ailleurs l'organisation spatiale symétrique de ces bourrelets, en lien étroit avec l'absence de contraintes latérales dans cette partie du glacier rocheux. Nous noterons également le profil dissymétrique des bourrelets transversaux, avec un front convexe séparé d'une contre-pente rectiligne par un sommet plat. La langue du glacier rocheux s'achève vers 2535 m par un front raide, haut de 10 mètres (Figure 6-17).



Figure 6-16. Zone médiane du glacier rocheux. Noter les faibles discontinuités topographiques qui la caractérisent



Figure 6-17. Parties médiane et aval du glacier rocheux du Marinnet

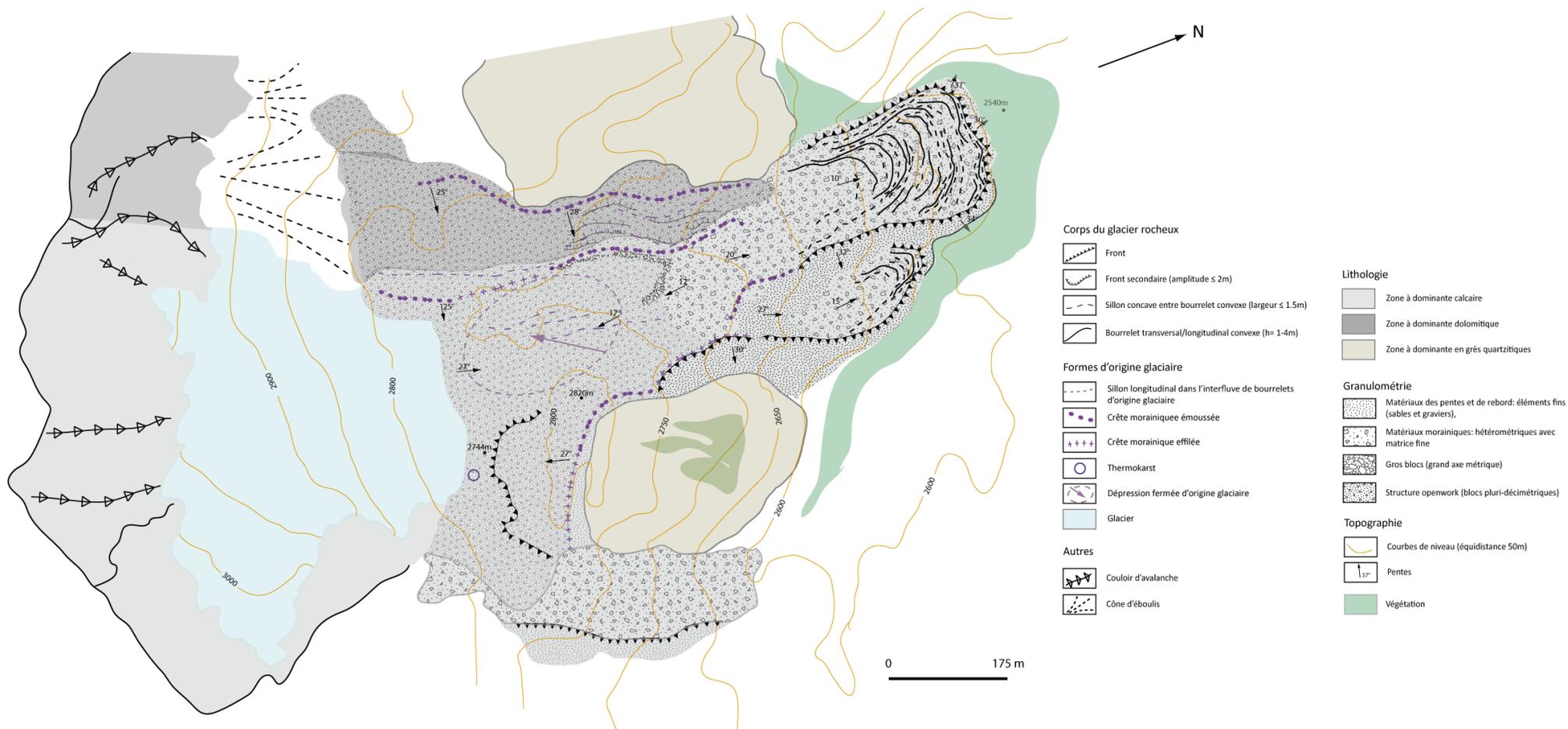


Figure 6-18. Carte géomorphologique du glacier rocheux du Marinet

6.2.2.2 L'apport des mesures de résistivité électrique et choix des secteurs de mesure

Les mesures de résistivité électrique effectuées sur le glacier rocheux du Marinet (Figure 6-19) (Evin, 1987b; Evin *et al.*, 1990; Ribolini *et al.*, 2010) avaient pour objectifs, au-delà de caractériser la nature et la répartition de la glace souterraine, de déterminer la structure interne d'un glacier rocheux récemment désenglacé, afin de mieux comprendre les relations entre glacier rocheux et glacier. Pour répondre à ces interrogations, les sondages ont été effectués :

- dans la zone racinaire, où deux questions sont posées : cette zone, en partie recouverte de glace au début du XXe, présente-elle des lambeaux de glace morte ayant appartenu au glacier du PAG ? de quelle façon le pergélisol et la glace souterraine associée sont-ils répartis entre dans l'ancienne moraine de fond et les moraines latérales ?
- La zone médiane, en partie recouverte par l'avancée du glacier du PAG, présente-elle à l'image du glacier rocheux du Lac Rouge, de la glace (massive) souterraine ?
- dans la zone frontale, non englacée au PAG donc soumise durant cette période à un bilan d'énergie bien différent des secteurs recouverts par les glaces, présente-elle de la glace typique de celle d'un pergélisol ?

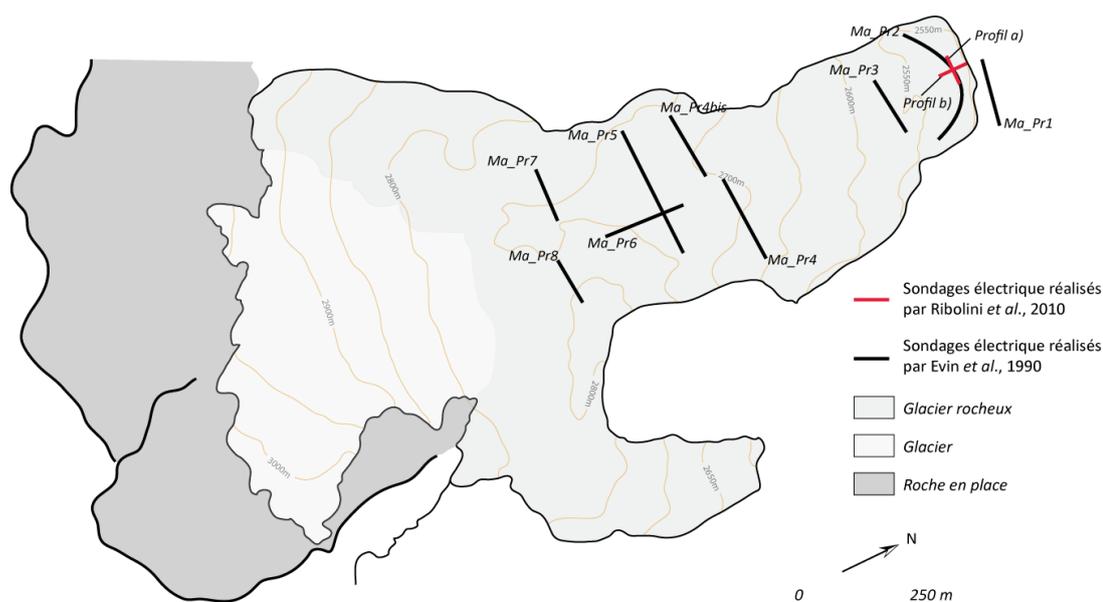


Figure 6-19. Localisation des sondages électriques réalisés à la surface du glacier rocheux du Marinet. D'après Evin *et al.* (1990) et Ribolini *et al.* (2010)

6.2.2.3 Résultats : le pergélisol à l'échelle des unités morphologiques de surface

- **Une zone racinaire partiellement gelée**

Les sondages réalisés dans la partie amont du glacier rocheux (occupée par le glacier du PAG) montrent des valeurs de résistivité très différentes, qui tendent néanmoins à augmenter vers l'amont. Les sondages 5 et 6 (Ma_Pr5 et 6) ont été réalisés sur la moraine de fond, sur la contre-pente de la grande dépression et les sondages 7 et 8 (Ma_Pr7 et 8), immédiatement à l'aval de la position du front du glacier de 1993, soit 150 à 200 m du front actuel.

Le sondage 5 montre une première couche de 3 à 4 m d'épaisseur où les valeurs de résistivité sont comprises entre 4 et 7 K Ω .m et associée à une couche de blocs *openwork*. En dessous, on trouve des valeurs plus élevées, de l'ordre de 50 K Ω .m, et qui *a priori* correspondent à un pergélisol moyennement riche en glace.

Le sondage 6 présente de nouveau une couche supérieure de 2.5 m associée à des résistivités de 6 K Ω .m. En dessous, une autre couche de 15-20 m d'épaisseur présente des valeurs de résistivité sont de 15 K Ω .m qui ne permettent pas de dire si cette couche contient de la glace de pergélisol.

Les sondages 7 et 8 se présentent sous la forme de trois couches. Les valeurs de la première couche sont respectivement de 4 et 14 K Ω .m (3 et 2 m d'épaisseur depuis la surface), celles de la seconde de 30 et 60 K Ω .m ce qui indique a priori la présence d'un béton moyennement riche en glace (épaisseur 12 m) et une troisième couche, la plus en profondeur, dont la valeur de 8 K Ω .m laisse supposer qu'il s'agit du substrat.

Les différents sondages réalisés dans le secteur amont laissent donc supposer que sous une couche supérieure à gros blocs *openwork* dépourvue de glace se trouve une couche gelée dont la teneur en glace varie de manière importante. Il reste néanmoins difficile de déterminer si cette glace de pergélisol s'est constituée avant la mise en place du glacier ou si elle résulte du contact avec le glacier (dans le cas d'un glacier à base froide)

- **Une zone médiane dépourvue de glace.**

Les sondages 4 et 4 bis (Ma_Pr4 et 4bis) effectués dans la partie médiane montrent des valeurs de résistivité très hétérogènes dont l'amplitude entre les deux sondages atteint plus de 600 000 Ω .m.

A l'emplacement du sondage 4, sur la partie orientale de la zone médiane, on trouve de nouveau une structure tri-couches. La couche supérieure présente des valeurs de 2 K Ω .m sur environ 1 m. Une deuxième couche de près de 50 m d'épaisseur présente des valeurs de

résistivité autour de 4.5 K Ω .m et se situe au contact avec le substrat, matérialisé par la dernière couche dont les valeurs se situent autour de 5 K Ω .m. Ce premier sondage indique clairement l'absence de glace souterraine.

Le sondage 4bis présente des valeurs nettement plus élevées que le sondage précédent. Réalisé 50 m à l'amont du précédent, à cheval sur la partie occidentale de la zone médiane ainsi que la partie aval de la moraine latérale de rive droite, les résultats obtenus montrent deux couches ; la première présente des valeurs de l'ordre de 2 K Ω .m sur près de 1 m d'épaisseur, qui pourraient être associées à une couche active partiellement gelée, dans laquelle le contenu en glace serait soit très faible soit lié à une température proche de 0°C. Une seconde couche, épaisse de 15 m, où les valeurs de résistivité comprises entre 700 et 900 K Ω .m, et sont associées à un béton extrêmement riche en glace.

Ces deux cas de figure laissent donc suggérer que le centre de la zone médiane est dépourvu de glace mais que les moraines latérales, qui encadrent également la partie amont, sont-elles constituées d'un béton riche en glace, ce que semble d'ailleurs confirmer les nombreux bourrelets de compression présents sur la moraine latérale à l'emplacement de Ma_4bis.

- ***Un reliquat de glace de glacier dans la zone frontale***

Les sondages effectués dans l'unité frontale (Ma_Pr2) par Evin *et al.* (1990) montrent une structure en 3 couches aux valeurs de résistivité très différentes. i) Une couche supérieure, épaisse de 1.2 à 2 m, ayant des résistivités de 15-25 K Ω .m et qui s'apparente à une couche en partie constituée de gros blocs à structure *openwork*. ii) Une deuxième couche, épaisse d'une vingtaine de mètres et où les résistivités, très élevées (1-1.5 M Ω .m) indiquent la présence de glace massive. iii) Enfin une dernière couche, la plus profonde, où les valeurs de résistivité sont de l'ordre de 3-5 K Ω .m et sont interprétées comme celle du substrat. En 2010, Ribolini *et al.*, effectuent une nouvelle campagne de mesures dans la partie frontale du glacier rocheux et corroborent les résultats obtenus 20 ans plus tôt : une couche de surface, épaisse d'environ 3 m, montre des valeurs de 10-30 K Ω .m, interprétées comme étant celles d'une couche active composée de gros blocs à structure *openwork*. A une profondeur de 6-8 m, un corps dont les valeurs atteignent 4-6 M Ω .m et qui est interprété comme un noyau de glace massive (Figure 6-20). Plus en amont (Ma_Pr3), les valeurs de résistivité diminuent mais restent toute de même très élevées. On y retrouve la structure en 3 couches où la couche supérieure présente des valeurs de 15 K Ω .m sur environ 2 mètres d'épaisseur, la couche intermédiaire 700 K Ω .m sur une dizaine de mètres, associée à un pergélisol extrêmement riche en glace, et enfin 3 K Ω .m dans la couche inférieure dont on suppose qu'il s'agit le substrat.

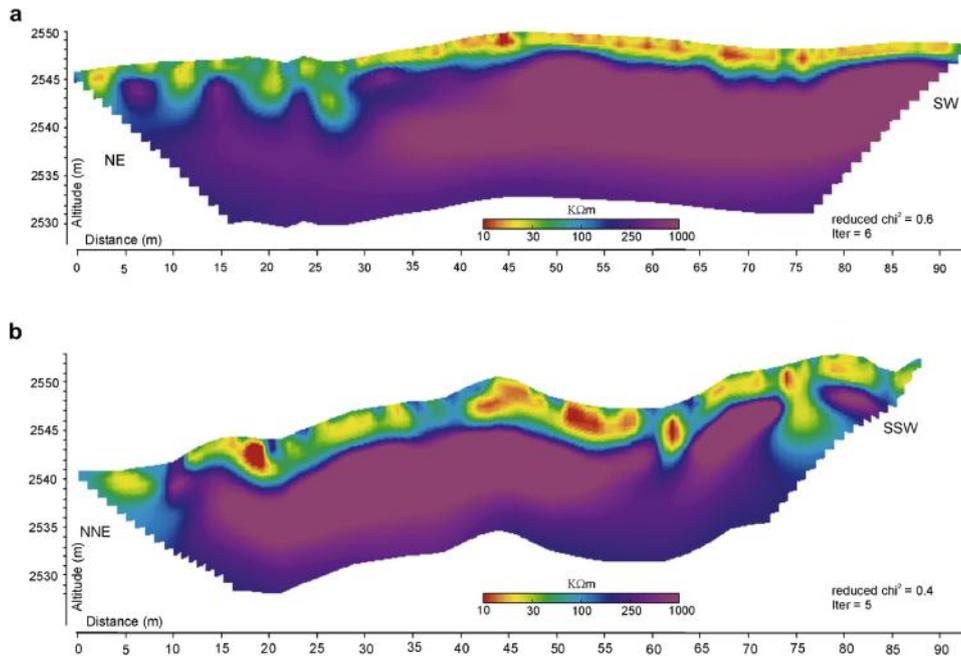


Figure 6-20. Tomographies électriques effectuées par Ribolini et al. (2010) dans la partie aval du glacier rocheux du Marinet. La localisation des profils est présentée dans Figure 6-19

6.2.2.4 Du glacier au glacier rocheux : éléments d'explication de la distribution actuelle de la glace de pergélisol

- **Evolution centennale du plus grand glacier méridional du PAG**

Le suivi des glaciers du Marinet remonte à la fin du XIXe siècle lorsque la surveillance des glaciers alpins s'intensifie à l'échelle nationale. Leur position marginale dans la chaîne alpine et leur situation excentrée par rapport aux grands glaciers des massifs englacés alpins suscitent alors un fort engouement (Assier, 1993). De ce fait, différentes campagnes de suivi ayant été menées depuis la fin du XIXe ont permis l'acquisition de données diverses, en particulier de photographies de terrain, ayant permis de retracer l'évolution des contours de ces glaciers depuis la fin du PAG (Assier, 1993).

Ainsi les documents d'archives et plus récemment les travaux d'Assier (1993) montrent que le front du glacier occidental du Marinet devait atteindre une altitude d'environ 2650 m au cours du PAG pour une longueur de plus d'un kilomètre.

En 1895, la carte d'Etat-Major, bien que comportant des déformations, atteste de la présence d'un glacier dans le cirque occidental, reposant sur le glacier rocheux actuel et où la langue glaciaire atteint environ l'altitude de 2700 m. Des clichés de l'époque, consultés par Assier (1993) – cliché de Cessole du 9 septembre 1898 (musée Masséna, Nice) – Photo Kilian, août 1901, (Annuaire du C.A.F), corroborent les délimitations du glacier établies par le Service Géographique de l'Armée.

Entre la fin du XIXe siècle et 1950, les données (notamment des photographies) sont assez peu précises, et ne permettent qu'une évaluation partielle de l'évolution altitudinale de la ligne de front des glaciers du Marinet. Assier (1993) parvient néanmoins à déterminer l'évolution des surfaces englacées et les variations dont nous reprenons ici les principales conclusions sous forme cartographique (Figure 6-21).

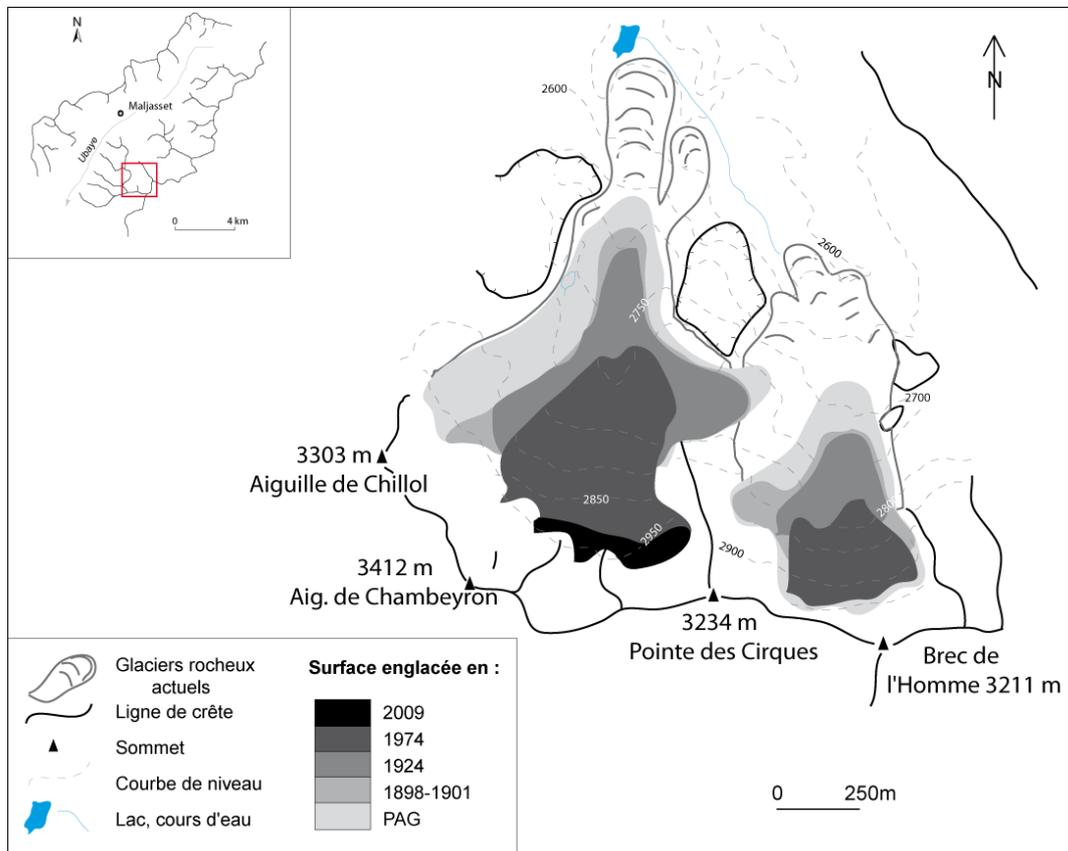


Figure 6-21. Evolution des surfaces englacées (non recouvertes de débris) depuis le PAG dans les cirques orientaux et occidentaux du Marinet (modifié d'après Assier, 1993)

6.2.2.5 Hypothèses de mise en place et clés d'interprétation de la structure actuelle du glacier rocheux

Sans prétendre retracer la chronologie absolue de l'évolution morphologique du cirque du Marinet depuis le Tardiglaciaire, nous essayons, à partir des travaux d'Assier, d'Evin et de Ribolini de proposer des hypothèses de fonctionnement du système glacier/glacier rocheux selon une chronologie relative. Elles doivent aider à saisir le rôle de la présence du sur la distribution et le type de glace actuellement rencontrés dans le glacier rocheux occidental du Marinet.

- Dans une première période, la disparition du glacier, enregistrée par le développement de la dépression racinaire, s'amorce. Cette disparition du glacier (fin du Préboréal ?),

associée à son recouvrement continu de débris permet la mise en place progressive d'un glacier rocheux entre 2715 ? et 2650 m ? (actuelle zone amont). Durant cette phase, il est possible que le système soit semblable à celui du Lac Rouge actuel, c'est-à-dire un glacier rocheux à forte teneur en glace massive mais qui présente également à l'aval un pergélisol riche en glace.

- Dans une deuxième étape, favorable régionalement à une avancée glaciaire, le glacier du Marinnet se développe et vient « pousser » le glacier rocheux. La mise en route du glacier rocheux et son déplacement progressif lui permet alors de parvenir sur l'actuelle partie médiane où la pente est plus importante favorisant alors son avancée. Une partie de la glace massive incorporée au glacier rocheux durant l'étape 1 se déplace sous forme d'un « noyau » en même temps que le glacier rocheux. Durant cette étape, la zone amont est encore englacée et la partie médiane *a priori* simplement recouverte de débris sans glace souterraine
- Dans une troisième étape moins propice au glacier (peut être Boréal-Atlantique), deux dynamiques, l'une glaciaire, l'autre périglaciaire, coexistent. D'une part le glacier tend à reculer et ce jusqu'à la ré-avancée du PAG. Durant cette phase, la zone amont est partiellement englacée alors que la moraine de fond (MA_5 et 6) et les moraines latérales (Ma_4bis) sont peut-être sujettes au pergélisol. D'autre part, le glacier rocheux poursuit progressivement sa course avec son « noyau » de glace jusqu'à atteindre sa position actuelle vers le Subboréal, ce dont attestent les relevés polliniques effectués à l'aval du front du glacier rocheux (Evin et Beaulieu, 1985). La partie médiane, toujours en extension, n'abrite probablement pas de glace. La partie aval, sujette à la compression, présente un culot de glace massive à l'extrême aval et une gangue de pergélisol riche en glace (Ma_3), peut-être formée au contact du culot.
- Entre la fin du Subboréal et le début du PAG, l'absence d'information, limite les hypothèses sur l'activité du glacier rocheux. Il est probable que les parties médianes et aval ne soient sujettes qu'à de minimes déplacements. La glace souterraine de la zone frontale se maintient. L'essentiel de l'activité du système se concentre dans la partie amont.

6.2.2.6 Synthèse sur la distribution de la glace dans le glacier rocheux du Marinnet

Les investigations à grande échelle menées sur des secteurs préalablement englacés au PAG montrent que de la glace se maintient encore actuellement dès une altitude de 2700 mètres, confirmant les résultats du modèle régional. Dans le détail, cette glace peut être massive, d'origine glaciaire, ou correspondre davantage à un béton de glace. Dans le premier cas, sa répartition sous forme de culots, notamment à des altitudes inférieures à 2800

mètres, suggère une tendance à la fusion, enregistrée par des modelés de surface complexes (hummocks, lacs, etc.). Dans le second cas, les modelés semblent nettement moins contrastés, et caractérisés par le maintien de formes convexes typiques des glaciers rocheux actifs. Cet état des lieux, actuel, des glaciers rocheux préalablement englacés, doit toutefois être remis en perspective sur le plan temporel. La répartition de la glace, à grande échelle, est-elle à l'équilibre avec les conditions actuelles du climat ? Matérialise-t-elle une première étape de dégradation du pergélisol depuis le PAG ? Si oui, les secteurs à glace massive ont-ils la même réponse que ceux à béton de glace ? Pour cette dernière question, nous devons toutefois au préalable examiner plus précisément des glaciers rocheux n'ayant pas interagi avec un glacier au PAG.

6.3 Les glaciers rocheux non englacés au PAG : le poids de la géodynamique locale dans la répartition et le type de glace souterraine

Nous avons montré dans les paragraphes précédents les conséquences de la présence passée d'un glacier sur la distribution et le type de glace actuellement observée dans un glacier rocheux. Les paragraphes suivants ont pour objectif, au travers de deux cas d'étude, de caractériser l'état et la distribution de la glace souterraine des glaciers rocheux non affectés par la présence de glace de glacier en surface lors du PAG.

6.3.1 Le secteur des Béraudes.

Situé en rive droite de la haute Clarée, le cirque des Béraudes est un des nombreux cirques présents dans le grand synclinal qu'est le massif des Cerces. Ceinturé par de hautes parois calcaires triasiques (> 300 m) de près de 3000 m (2835 m au Pic des Béraudes à l'est, 3073 m au Pic de la Moulinière à l'ouest), en partie occupé par un lac d'ombilic autour de 2500 m, la morphologie du cirque est à la fois marquée par les héritages glaciaires mais aussi par des indicateurs de la dynamique périglaciaire actuelle. Verrous glaciaires, lac d'ombilic, auges glaciaires et roches moutonnées sont autant d'indices qui attestent de la présence passée d'un glacier au moins jusqu'au début de l'Holocène (Cossart, 2005; Cossart *et al.*, 2012). Actuellement, le versant nord de la Crête des Béraudes est entièrement occupé par une forme apparentée à un glacier rocheux mais dont la morphologie est peu marquée et sur laquelle un ensemble de formes de fluage se sont développées. L'ensemble de ces formes se situe à des altitudes comprises entre 2500 et 2680 m (Figure 6-22).

6.3.1.1 Le glacier rocheux de Béraudes : présentation géomorphologique

Le glacier rocheux occupe tout le versant nord de la crête des Béraudes, entre 2500 m et 2620 m. Développé à partir de débris calcschisteux, ce glacier rocheux multi-lobé, large

de 500 m, long de 130 m (est) à 200 m (ouest) voit son front s'avancer dans le lac des Béraudes dont il constitue la rive droite.

- ***Le rôle majeur des éboulis dans la genèse des formes de fluage***

Les éboulis, bien qu'assez peu développés (60-70 m de haut), jouent un rôle majeur dans le développement du glacier rocheux des Béraudes (Figure 6-23). Accumulés au pied de chacun des couloirs entaillant le versant nord de la crête des Béraudes, constitués de matériaux hétérométriques (allant des fines aux blocs de 30-50 cm de grand axe), ces éboulis frangent, entre 2550 et 2630 m, toute la partie amont du système (Figure 6-22). Stockés à la base du versant, ces éboulis ont nourri le glacier rocheux principal. Son développement a été facilité par le caractère micro-gélif des matériaux qui alimentent de manière permanente le glacier rocheux.

- ***La surface du glacier rocheux peu marquée par les discontinuités morphologiques.***

La surface du glacier rocheux (hors secteur racinaire), majoritairement composée de matériaux fins, débute entre 2550 et 2600 m et présente, sur une faible pente, une série de glaciers rocheux embryonnaires, hauts de 3 à 5 m, qui marquent la partie distale des cônes d'éboulis (Figure 6-23 et Figure 6-22). Ainsi, sur une largeur de près de 300 m, toute la zone racinaire du glacier rocheux est ponctuée par ces fronts localisés dans l'axe des éboulis et entrecoupés par des dépressions longitudinales qui marquent les points de jonction d'un couple de cônes. Plus en aval, entre 2630 et 2520 m, la surface du glacier rocheux présente peu de discontinuités topographiques. Seuls quelques gradins, hauts de 50 à 80 cm, marqués en leur sommet par quelques blocs et ayant progressivement flués voire glissés en surface depuis la partie distale des cônes, viennent perturber la monotonie de surface du glacier rocheux. Cette surface s'achève autour de 2530 m par le rebord supérieur du front du glacier rocheux.

Le front du glacier rocheux, relativement abrupt (la pente avoisine 35°), haut d'une quinzaine de mètres, plonge sur toute la largeur du glacier rocheux dans le lac des Béraudes (Figure 6-23).

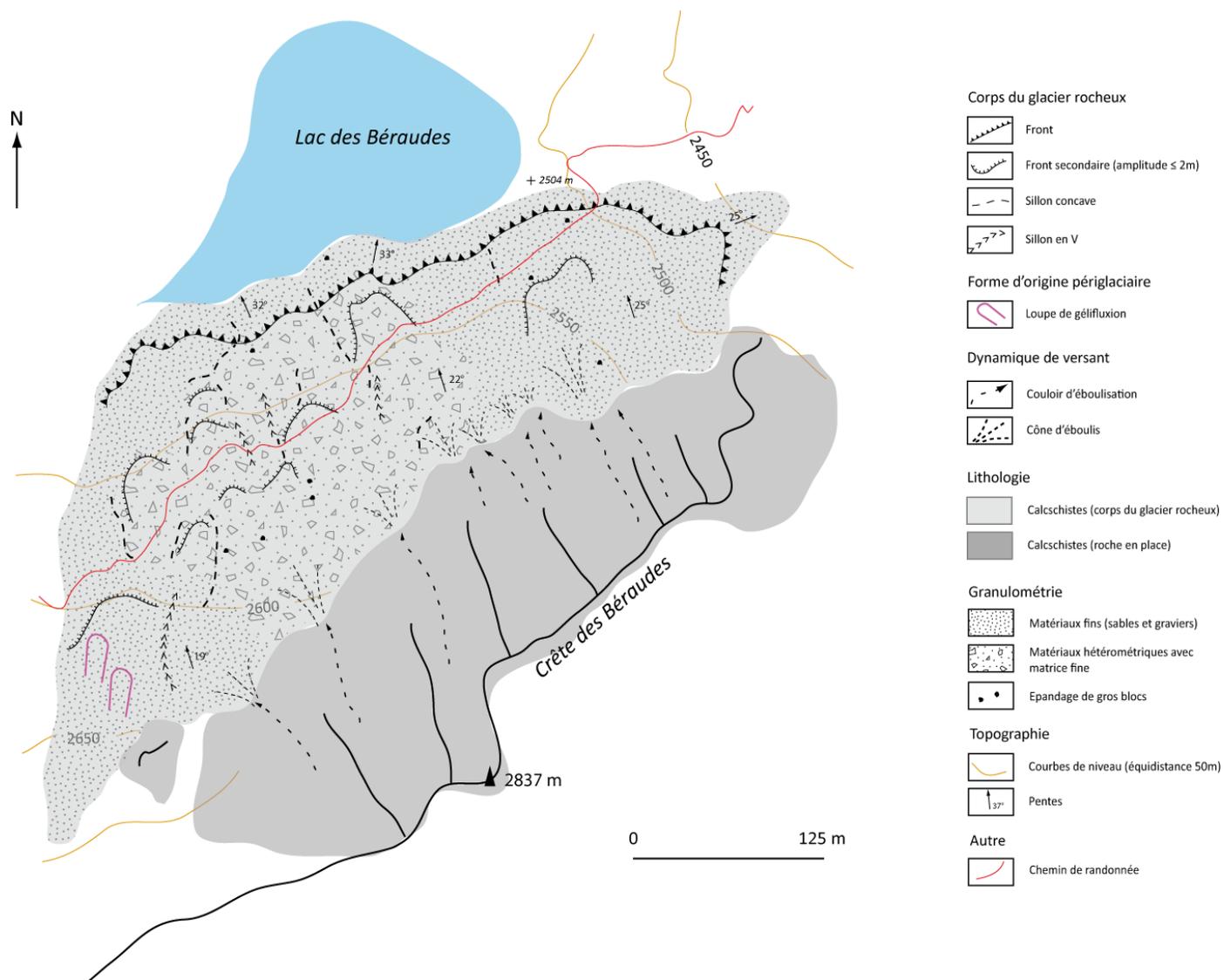


Figure 6-22. Carte géomorphologique du glacier rocheux des Béraudes

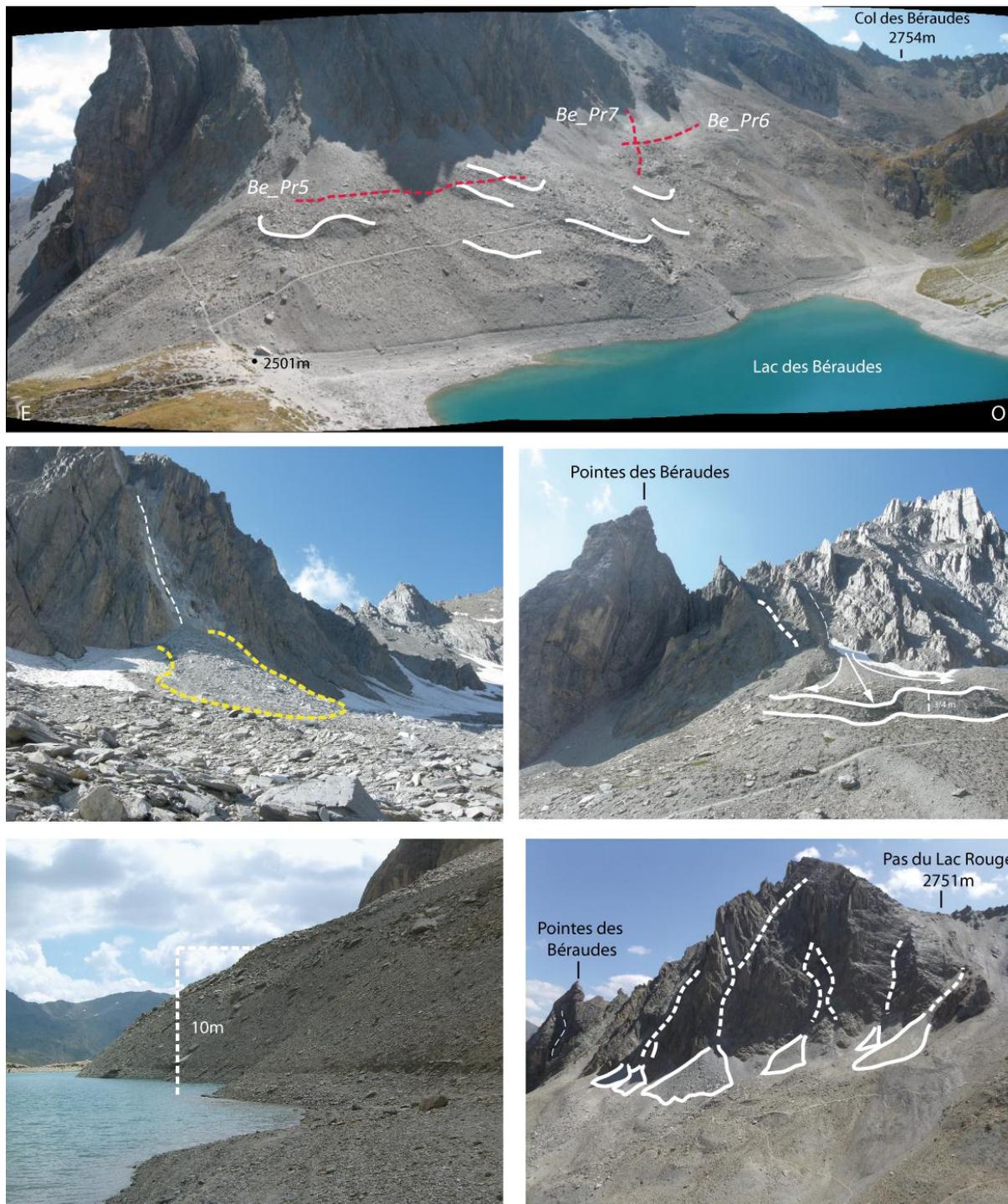


Figure 6-23. Caractéristiques géomorphologiques du glacier rocheux des Béraudes. Noter la localisation des profils électriques représentés par un trait pointillé rouge sur la première photographie

6.3.1.2 Apport des mesures géoélectriques et choix des profils.

De multiples facteurs nous ont conduits à effectuer des mesures géoélectriques sur le glacier rocheux de Béraudes.

- l'altitude basse du glacier rocheux, proche de la limite régionale du pergélisol discontinu (2500 m), nous a incité à nous interroger sur la présence possible de glace souterraine.
- la proximité, à la fois géographique mais aussi en termes de contextes topoclimatiques avec les glaciers rocheux du Lac Rouge et du Riou Blanc nous conduit à nous interroger sur les points communs et les différences de la distribution et du type de glace dans le glacier rocheux.
- Enfin, au même titre que ce qui a été observé sur les glaciers rocheux englacés au PAG, il s'agit de voir si les différentes unités du glacier rocheux présentent des types de glace différents.

Pour répondre à nos interrogations, 3 profils ont été réalisés sur le glacier rocheux toujours en collaboration avec C. Virmoux et M. Chenet.

- Le premier (Be_Pr5) couvre transversalement près des 2/3 de la surface du glacier rocheux et ce à une distance médiane entre la racine et le rebord frontal (environ 2540 m d'altitude). Le choix de cet emplacement s'est fait de façon à obtenir des informations à la fois sur le glacier rocheux lui-même mais aussi sur les glaciers rocheux embryonnaires qui surmontent la forme principale.
- les second (Be_Pr6) et troisième (Be_Pr7) profils, respectivement transversal et longitudinal, se croisent dans la partie racinaire (vers 2600 m) du glacier rocheux. Le profil Br_Pr6 couvre les 2/3 d'un glacier rocheux embryonnaire et Be_Pr7 recoupe longitudinalement tout le glacier rocheux embryonnaire ainsi que la base de l'éboulis. L'objectif est de voir si comme dans le cas de glacier rocheux d'origine glaciaire, ce glacier rocheux présente un type de glace différent dans sa partie racinaire de celle du « corps » du glacier rocheux.

6.3.1.3 Structure interne du glacier rocheux des Béraudes

- ***L'absence de glace dans le corps du glacier rocheux ?***

Le tomographe de la partie médiane du glacier rocheux (Be_Pr5) affiche des résistivités globalement basses, comprises entre 1000 et 30000 Ω .m et présente une

structure monocouche de faible résistivité (globalement inférieure à $< 7 \text{ K}\Omega\cdot\text{m}$) avec ponctuellement des noyaux de « forte » résistivité ($15\text{-}20 \text{ K}\Omega\cdot\text{m}$) (Figure 6-24).

Globalement les valeurs sont trop basses pour être associées à la présence de glace souterraine à l'exception de quelques secteurs, répartis de façon hétérogène, qui présentent des résistivités supérieures à $20 \text{ K}\Omega\cdot\text{m}$ et qui pourraient correspondre à un pergélisol très pauvre en glace et/ou proche de la température de fusion. Ces « hautes » résistivités ne peuvent être associées à des « vides d'air » entre les blocs dans la mesure où la structure est fermée. La mise en relation des noyaux à haute résistivité et de la morphologie de surface permet d'affirmer ces derniers sont systématiquement répartis dans les dépressions/interfluves séparant les glaciers rocheux embryonnaires.

- ***Contribution de l'éboulis à la présence de glace souterraine***

La partie racinaire du glacier rocheux présente des valeurs de résistivité supérieures à celle de la partie médiane où elles oscillent entre quelques centaines et près de $110 \text{ K}\Omega\cdot\text{m}$ (Figure 6-24, Be_Pr7).

Sur le profil Be_Pr6, les variations latérales de résistivité entre les moitiés est et ouest sont fortes. À l'ouest, les résistivités, quasi homogènes sur l'ensemble du profil, indiquent des valeurs très faibles, inférieures à $2 \text{ K}\Omega\cdot\text{m}$, qui reflètent la proximité de la roche en place (Virmoux, com. orale), à peine recouverte par quelques dizaines de cm de matériaux fins. À l'est, les valeurs de résistivité plus élevées oscillent entre 5 et $65 \text{ K}\Omega\cdot\text{m}$. En surface, sur une épaisseur de 3-4 mètres, la première couche montre des valeurs de résistivité ne dépassant pas $10 \text{ K}\Omega\cdot\text{m}$, ce qui atteste de l'absence de glace. Au-delà de 4 mètres, les valeurs plus élevées qu'en surface (entre 15 et $65 \text{ K}\Omega\cdot\text{m}$) indiquent la présence de glace de pergélisol en quantité faible et/ou proche du point de fusion.

Sur le profil Be_Pr7, la couche supérieure, épaisse d'environ 5 mètres, montre des résistivités comprises entre 2 et $12 \text{ K}\Omega\cdot\text{m}$ (du même ordre que la couche supérieure de Be_Pr6) suggérant l'absence de glace. Cette couche est interprétée comme étant la couche active. À mesure que la profondeur augmente, les valeurs de résistivité tendent également à augmenter pour atteindre près de $110 \text{ K}\Omega\cdot\text{m}$: elles sont interprétées comme révélatrices d'un niveau présentant un pergélisol moyennement riche en glace. Ce secteur à « haute résistivité » se présente sous la forme d'un noyau de près de 50 m de longueur qui pourrait correspondre à de la glace de névé ; par apport continu de débris issus de l'éboulis, ce névé a été progressivement recouvert.

Des trois sondages effectués sur le glacier rocheux, il ressort donc que le corps du glacier rocheux est, malgré la morphologie de surface très bombée, dépourvu de glace de pergélisol autour de 2550 m. Par ailleurs, les tomographes montrent que de la glace est présente dans la partie racinaire, probablement par accumulation de neige à la base des éboulis, qui progressivement est mélangée aux débris issus de ce même éboulis. Ces

observations confirment ce qu’Haeberli (1985) avait précédemment illustré, qu’en contexte périglaciaire, le pergélisol se crée dans la partie racinaire du glacier rocheux, au contact de l’éboulis et que le mouvement de fluage tend par la suite à déplacer ce corps de glace vers l’aval.

Dans le secteur des Béraudes, la glace de pergélisol est donc présente dès 2600 m, dans des contextes de pied de parois, là où les éboulis concentrent et stockent la neige et les débris.

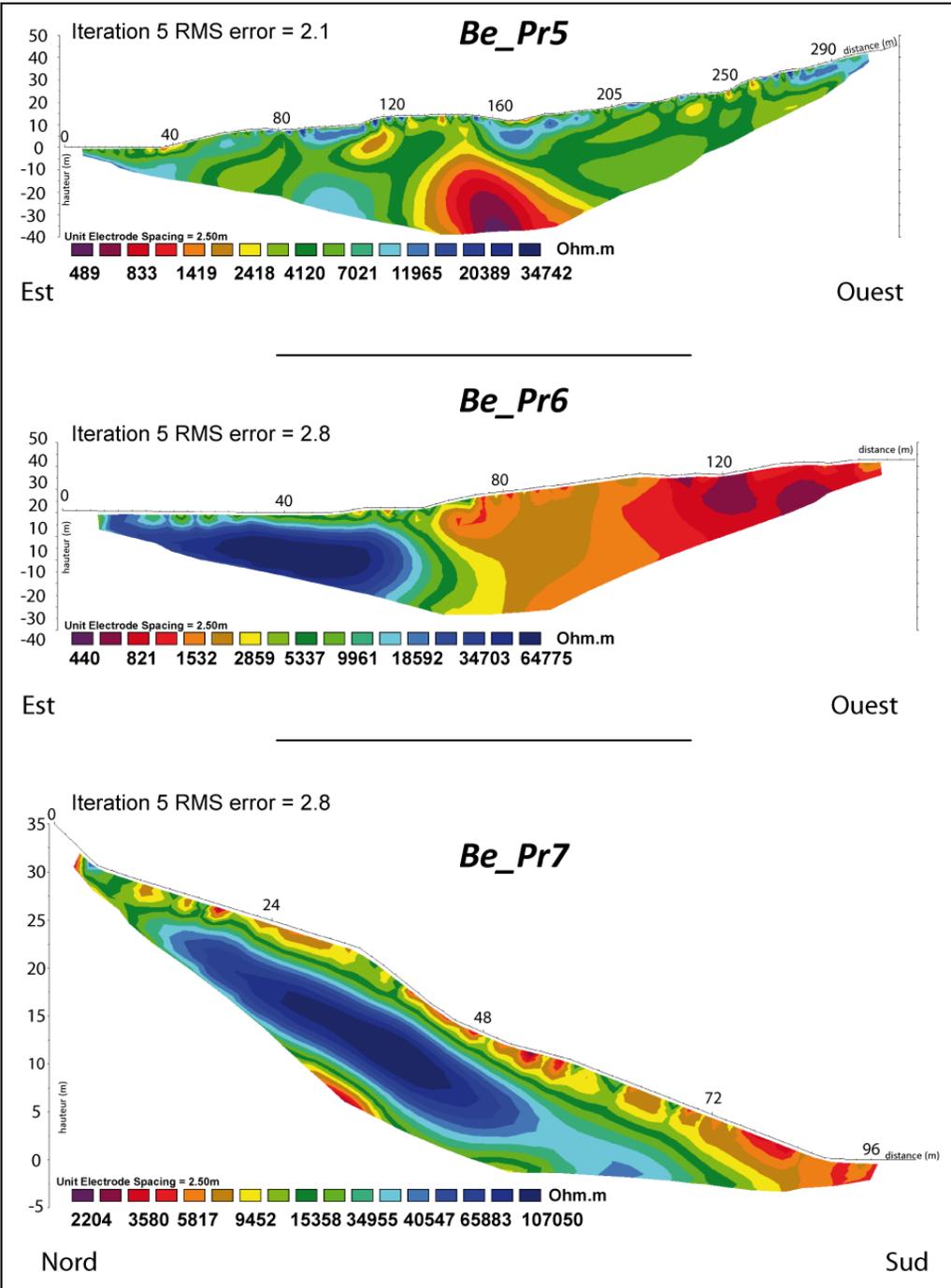


Figure 6-24. Tomographies électriques effectuées sur le glacier rocheux des Béraudes

6.3.1.4 Synthèse sur la distribution de la glace dans le glacier rocheux des Béraudes

Les investigations menées sur le glacier rocheux du lac des Béraudes font ressortir deux résultats. Le premier est que le secteur se situe en conditions limites du maintien du pergélisol : seuls quelques secteurs présentent de la glace souterraine, paraissant le plus souvent à proximité du point de fusion. Cette présence très localisée de la glace contraste avec la forme très bombée, au front raide, du glacier rocheux, *a priori* typique d'un glacier rocheux actif. Nous voyons dès lors le problème de convergences de forme : la texture fermée de la formation constituant le glacier rocheux, avec une matrice issue du délitement de calcaires très schisteux, peut retenir l'eau (issue de la fusion nivale par exemple) et donner lieu à un fluage même sans glace interne.

6.3.2 Le secteur du Roure

Situé à 2.5 km à l'est du Marinnet, cerné entre la Pointe Haute de Mary (3206 m), le Mont de Maniglia (3183 m), la Tête de Cialancioun (3016 m) et le col de Mary (2641 m), le cirque du Roure se présente comme un amphithéâtre suspendu au-dessus du vallon de Mary, par un gradin d'une centaine de mètres marqué par une succession de verrous. Modelé par l'érosion glaciaire, ce dont témoignent les nombreuses roches moutonnées et les lacs d'ombilics, le plancher de l'amphithéâtre du Roure se développe entre 2550 et 2750 m dans le soubassement siliceux de la zone briançonnaise. Les parois qui le ceignent, composées de quartzites du Trias et, pour les plus orientales, de calcaires du Jurassique/Crétacé, avoisinent fréquemment les 3000 m. Au-dessus des lacs du Roure se trouve un ensemble de glaciers rocheux développés entre 2730 et 2850 m au pied du versant nord de la Tête de Cialancioun (350-400 m de hauteur). De dimensions importantes, l'ensemble des glaciers rocheux forme une masse de débris continue de près d'un kilomètre de large et de 450 m de long qui, par fluage, affectent l'ensemble de la base des éboulis du versant nord de la Cialancioun. Comparable à une série de spatules, les glaciers rocheux se marquent dans le paysage par une morphologie aux lignes courbes et émoussées contrastant avec les arrêtes affutées des parois rocheuses.

6.3.2.1 Un ensemble complexe de formes actives et dégradées

- ***Des éboulis marqués et contigus aux glaciers rocheux***

Le versant nord de la crête de Cialancioun, entrecoupé de nombreux couloirs d'éboulisation, est marqué par la présence de grands cônes d'éboulis, hauts de 60 à 70 m, développés entre 2835 et 2750 m et à l'origine des lobes occidentaux et orientaux du glacier rocheux du Roure. La crête de Cialancioun se décompose d'un point de vue lithologique en deux parties dont chacune alimente un glacier rocheux : à l'ouest, le versant nord de la Spera (3004 m), haut de 300 m, composé de quartzites conglomératiques et, à l'est, le versant

nord de de la Tête de Roure (2973 m) composé de grès quartzitiques. Le pied de ces deux parois, tapissé d'éboulis, est la source d'un cortège de glaciers rocheux, aux allures variées, où s'observent des formes actives et dégradées, dans lesquelles on distingue quatre grands ensembles : le glacier rocheux ou lobe actif oriental, le glacier rocheux actif occidental, le glacier rocheux dégradé occidental et le glacier rocheux dégradé central.

- ***La succession des formes actives et dégradées sur le versant occidental***

Au pied de la partie ouest de la Crête du Cialancioun (versant de la Spera) se trouve, un glacier rocheux, large de près de 800 et long d'environ 250 m (Figure 6-25, photo 1). Ce glacier rocheux, de forme multi-lobée, est typique d'un *talus-derived rockglacier*, en ce sens qu'il ourle les multiples éboulis actifs qui frangent la base du versant. La surface propre au glacier rocheux débute vers 2740 m et se caractérise par une quasi-absence de discontinuités topographiques et morphologiques. Quelques sillons entre les lobes rappellent qu'avant de ne former qu'un seul et unique glacier rocheux, il existait des cônes d'éboulis qui ont fini par coalescer. La surface bosselée et bombée, ainsi que l'absence de végétation, suggère que glacier rocheux est actif. La partie frontale, située vers 2710-2715 m, haute de 15 à 20 m, est caractérisée par un front raide (32-33°) et très instable. D'un point de vue granulométrique, le glacier rocheux se compose d'une structure *openwork*, dont la taille varie entre 20 et 50 cm.

A l'aval, le glacier rocheux dégradé occidental, en partie recouvert par le glacier rocheux actif occidental, se présente sous la forme d'une série de lobes développés entre 2715 m et 2650 m. Contraints topographiquement au nord par l'imposant verrou quartzitique du Roure, les lobes fossiles du Roure ne dépassent guère les 250 m de longueur. Développé sur les $\frac{3}{4}$ du versant nord du Cialancioun, l'ensemble des lobes présentent toutefois une largeur considérable de près de 1000 m.

- ***Le lobe oriental, marqué par les nombreux bourrelets transversaux***

Du côté oriental de la Tête de Cialancioun, entre la Tête de Roure et le col de Roure, à une altitude similaire à celle du lobe occidental, se situe le lobe oriental du glacier rocheux du Roure. Large de 350 m, long de 220 m, ce glacier rocheux, également de type *talus-derived rockglacier*, s'est développé à partir des matériaux quartzitiques issus des éboulis du versant. Autour de 2750 m, la racine du glacier rocheux se signale par une dépression transversale (Figure 6-25, photo 3), parfois occupée par un névé et encadrée par un bourrelet au sommet arrondi et haut d'une dizaine de mètres. En aval de ce bourrelet, entre 2740 et 2725 m, la surface du glacier rocheux présente une série de bourrelets arqués et concentriques, hauts de 3 à 4 m et séparés par des sillons plus ou moins bien marqués. Ce corps de bourrelets se termine vers 2725-2720 m par un rebord frontal peu raide (20°) et haut de 7 -8 mètres. Dans l'ensemble, la granulométrie du glacier rocheux est marquée par des blocs de 20 à 50 cm de grand axe qui, ponctuellement, laissent apparaître des matériaux

fins. A la seule vue de la physionomie de surface, l'activité du glacier rocheux demeure difficile à déterminer : l'aspect vif des bourrelets et des sillons, l'absence de végétation en surface, suggèrent que la forme est active mais, à l'inverse, le front affaissé et la présence de très nombreux lichens sur les blocs suggèrent l'inactivité.

- ***Au centre, dépôt de mouvement de masse ou glacier rocheux fossile ?***

Parmi l'ensemble des formes observées, une d'entre elles se distingue dans le paysage par sa forme en spatule, quasi circulaire. Développé à partir du versant nord de la Cialancioun, localisé entre le glacier rocheux oriental et la partie fossile du glacier rocheux occidental, ce lobe présente *a priori* tous les indicateurs d'un glacier rocheux fossile. Son front est peu incliné (20-22°), les blocs de surface sont patinés, recouverts de lichens et enchâssés dans une matrice fine partiellement recouverte de végétation, sont autant d'indices de la stabilité de la forme. En outre, la présence d'un imposant verrou glaciaire au pied du front du lobe suggère que ce dernier ne s'est *a priori* pas déplacé à l'échelle historique. L'origine de ce lobe reste par ailleurs incertaine. Deux hypothèses sont possibles : un glacier rocheux « classique » ou un dépôt de mouvement masse issu du versant de la Cialancioun. La forme quasi sphérique du lobe et la présence de blocs individualisés pluri-métriques suggèrent que celui-ci s'est mis en place en une seule étape lors d'un événement de forte magnitude, résultant du démantèlement du versant. Celui-ci présente entre la Tête du Roure et La Spera une grande niche d'arrachement d'environ 6.5 ha, qui coupe littéralement en 2 le versant alors que la surface du lobe est du même ordre soit environ 7 ha.

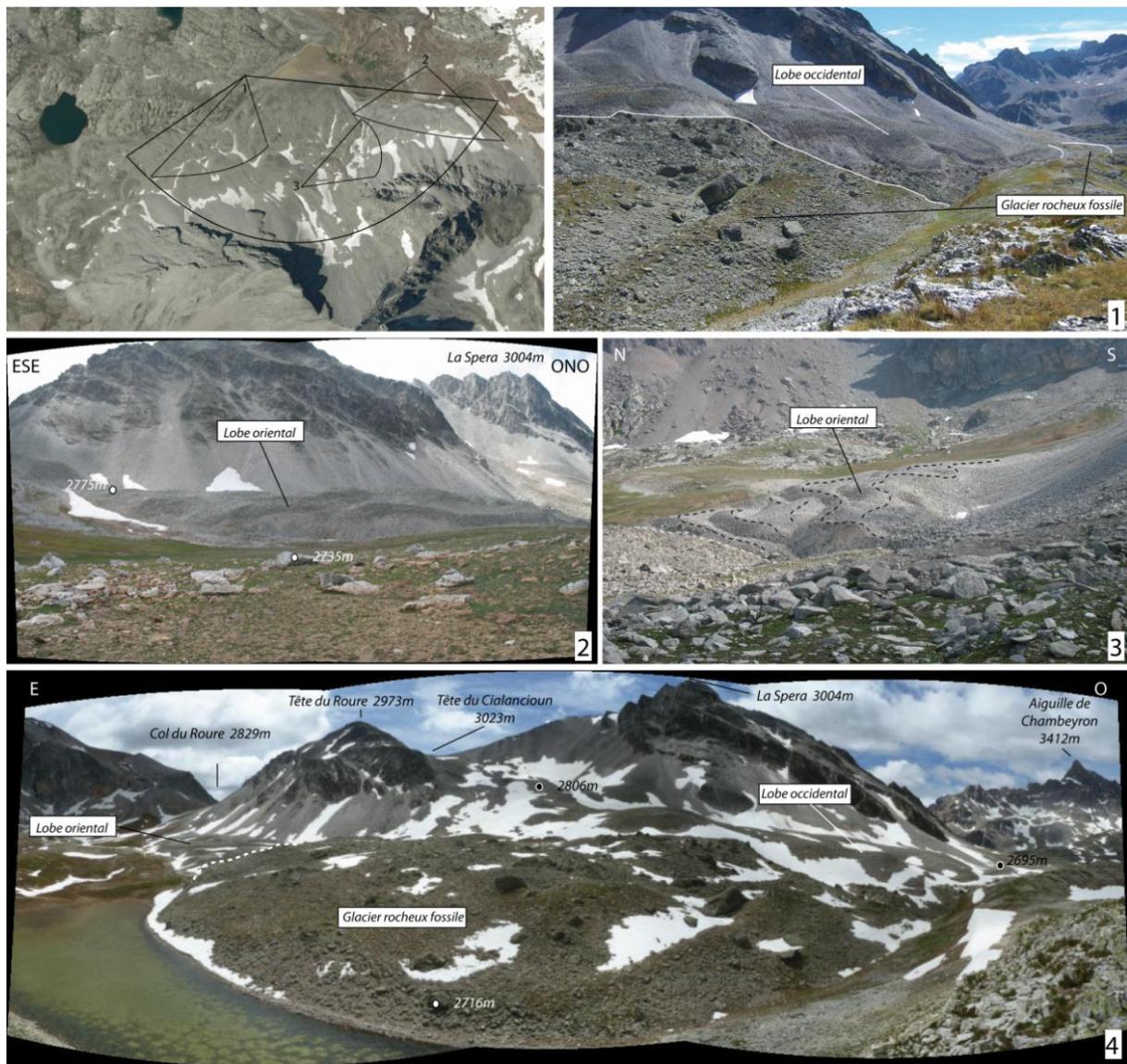


Figure 6-25. Vue d'ensemble des glaciers rocheux du Roure (source : IGN/Géoportail). 1. Glacier rocheux occidental au second plan 2. Glacier rocheux oriental depuis l'aval 3. Glacier rocheux oriental depuis l'amont noter la dépression racinaire 4. Au premier plan, le lobe « central », à gauche et à droite, les glaciers orientaux et occidentaux. Noter la zone évidée du versant dans l'axe du lobe central, entre la Tête de Roure et la Spera

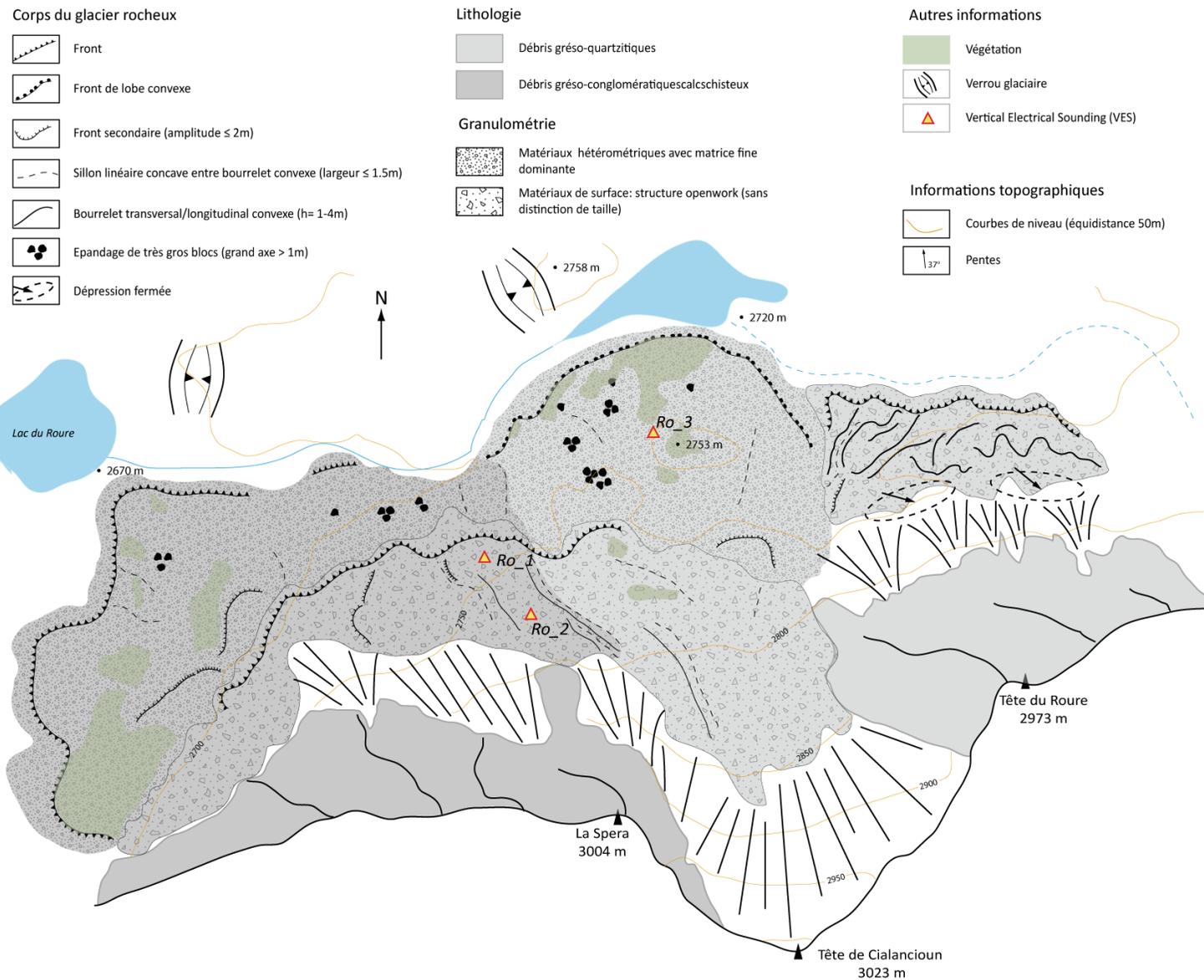


Figure 6-26. Carte géomorphologique des glaciers rocheux du Rourou

6.3.2.2 Contribution des sondages électriques à la détection de la glace souterraine

Sur la seule base de l'examen morphologique et physiologique de surface, on peut supposer que seul le lobe occidental amont est à la fois actif et susceptible de présenter de la glace de pergélisol. A l'inverse, les glaciers rocheux aval (occidental, oriental et central), présentent dans leur ensemble des indicateurs suggérant l'inactivité. Néanmoins, compte tenu de l'exposition (nord) et de l'altitude (> 2700 m) à laquelle ils se développent, à la fois supérieure à celle du front du glacier rocheux du Marinnet et à la limite inférieure régionale du pergélisol, il est possible que de la glace soit présente. C'est en partie cet argument qui a incité à mesurer, à trois endroits différents, la résistivité du sol (Evin *et al.*, 1993b).

6.3.2.3 Le pergélisol à l'échelle des glaciers rocheux

Sur les trois sondages électriques verticaux réalisés en 1993 par M.Evin au Roure, deux ont été réalisés sur le lobe occidental amont (actif) et un sur le lobe central. Les résistivités relativement élevées (40 à 700 K Ω .m) enregistrées permettant d'affirmer que la glace noyauté les glaciers rocheux du Roure.

- ***Les sondages du lobe occidental.***

Sur le lobe occidental, deux Vertical Electrical Sounding (VES ou sondage électrique vertical) (Ro_1 et Ro_2), réalisés à 2710 et 2735 m (Evin *et al.*, 1993b) présentent des résistivités maximales de l'ordre de 90-95 K Ω .m, et interprétées comme étant révélatrices de la présence d'une couche de glace interstitielle. Pour Ro_1, la courbe d'interprétation du sondage montre qu'il s'agit d'une structure en 3 couches ; la couche supérieure épaisse de 2/4 m présente des résistivités de plusieurs milliers de Ohm.m et correspond à une couche de blocs à structure *openwork* dépourvue de glace. En dessous, la seconde couche, épaisse de 10 à 20 m, présente des résistivités supérieures à 90 K Ω .m, révélant la présence d'un béton de glace. Enfin, le niveau le plus bas présente des résistivités inférieures à la couche précédente, ce qui montre d'une part que la couche de pergélisol a été traversée et d'autre part une absence de pergélisol en dessous de 20 m. Concernant Ro_2, l'article d'Evin *et al.*, (1993) ne mentionne que des valeurs de résistivité du même ordre que celles obtenues sur Ro_1.

- ***Le sondage du lobe central***

Un seul sondage (Ro_3) a été effectué sur le lobe central du glacier rocheux. La courbe des résistivités n'est pas intégrée à l'article mais Evin *et al.* (1993) mentionnent la présence de valeurs de résistivités « *nettement plus élevées* » *a priori* proches de 700 K Ω .m. Ces valeurs, très différentes de celles du lobe occidental, sont typiques d'un pergélisol très riche en glace, voire d'un corps de glace massive.

6.3.2.4 Clés d'interprétation de la distribution actuelle et de la nature de la glace souterraine

Sur le lobe occidental, à l'emplacement des sondages, les valeurs de résistivité mesurées témoignent, nous l'avons dit, de la présence d'un pergélisol à teneur en glace faible à moyenne et/ou alors proche de la température de fusion (Hauck, 2001; Mühll *et al.*, 2002; Hauck et Mühll, 2003; Delaloye, 2004; Hauck *et al.*, 2004). Il reste difficile de déterminer à partir de cette seule information l'origine de cette glace mais il semblerait, au regard du contexte morphologique et morphodynamique du secteur, qu'il puisse s'agir de glace de névé incorporée à l'éboulis puis déplacée lors du fluage du glacier rocheux. Les valeurs de résistivité demeurent trop basses pour qu'il puisse s'agir de glace massive.

Sur le lobe central, la présence de glace massive souterraine, dans un secteur *a priori* non englacé au PAG (Evin, 1987b) reste difficile à expliquer. Néanmoins, nous partons de l'hypothèse que ce lobe correspond à un (ou en tout cas dérive d'un) dépôt de mouvement de masse, conformément à ses caractéristiques sédimentologiques. Il est possible que, lorsque le mouvement de masse s'est produit, il ait mobilisé un glacio-névé présent en pied de paroi et qui l'ait transporté dans un mélange de débris et de glace jusqu'à la position actuelle du lobe. Il semble en tout cas peu probable que cette glace massive i) se soit développée à l'intérieur de la masse de débris déjà déposée ii) que les débris soient venus recouvrir un névé au niveau de la position du lobe : l'altitude est trop basse, et le secteur trop éloigné des parois rocheuses.

6.3.3 Synthèse sur la distribution de la glace dans les glaciers rocheux non englacés au PAG

Dans les secteurs non englacés, la répartition de la glace paraît de prime abord plus simple. Hormis dans le cas précis du lobe central du glacier rocheux du Roure, seule de la glace interstitielle semble présente. Les parties racinaires des glaciers rocheux, au contact avec les éboulis, mais aussi avec les dynamiques avalancheuses, apparaissent comme des secteurs clefs de formation de la glace, et sont actuellement les secteurs les plus favorables à son maintien.

Les glaciers rocheux situés dans ces secteurs présentent toutefois des interactions complexes avec le contexte géomorphologique. L'alimentation en débris, quand elle est pulsée, peut donner naissance à des dépôts sédimentaires mêlés à de la glace à des altitudes anormalement basses (cas du Roure). Enfin, certaines lithologies (calcaires schisteux des Béraudes) donnent naissance à des formes semblables à des glaciers rocheux, mais dont le fluage ne nécessite pas forcément de la glace interne.

Nous soulignons donc les interactions complexes entre le pergélisol et le contexte géomorphologique, et tentons d'en faire ressortir une typologie de la répartition de la glace souterraine, à grande échelle, dans les glaciers rocheux.

6.4 Résumé de la distribution de la glace souterraine dans les glaciers rocheux sud alpins : l'enseignement des mesures de résistivité électrique

Les sondages électriques effectués sur quelques glaciers rocheux des vallées de la Clarée et de l'Ubaye apportent des informations à la fois sur la distribution et sur la nature de la glace souterraine. Les résultats montrent également qu'au-delà de l'influence climatique nécessaire à l'existence de pergélisol, les facteurs topo-climatiques et géodynamiques locaux jouent un rôle important sur la présence, la distribution et la nature de la glace souterraine à l'intérieur des glaciers rocheux.

6.4.1 Typologie de la distribution et du type de la glace à l'intérieur des glaciers rocheux : quelques facteurs d'explication.

La glace de pergélisol, ainsi que nous l'indiquent les mesures de résistivité électrique, est présente entre 2550 et 2850 m et couvre, au moins pour les secteurs orientés au nord, l'ensemble du spectre altitudinal des glaciers rocheux des vallées de la Clarée et de l'Ubaye. Sa répartition est néanmoins discontinue à l'échelle régionale et se présente, à l'échelle du glacier rocheux, selon différentes configurations en lien avec la géodynamique locale.

6.4.1.1 Distribution continue à l'échelle du glacier rocheux : l'exemple du Lac Rouge ouest.

Nous l'avons vu, le glacier rocheux ouest du Lac Rouge présente de la glace, de manière continue, de sa partie amont (2850 m) jusqu'à sa zone frontale, 200 m plus bas (Figure 6-27). Les valeurs de résistivités mesurées montrent par ailleurs que le contenu en glace, très important dans la zone racinaire, tend à diminuer vers la partie aval. Nous avons vu également qu'au PAG, un glacier s'étendait jusqu'à 2750 m sur le glacier rocheux actuel. Cette limite altitudinale coïncide avec la limite inférieure des très hautes valeurs de résistivité ($> 1 \text{ M}\Omega\cdot\text{m}$) associées à de la glace massive. Cette glace massive enterrée pourrait donc en partie correspondre à de la glace du glacier du PAG qui, progressivement, a diminué en épaisseur et a été recouverte par les débris. L'examen d'un échantillon de glace et sa composition isotopique permettrait de le confirmer. Les mesures effectuées n'ont pas permis de traverser verticalement la masse de glace, ni de déterminer si un autre type de glace était présent en dessous. En aval de la zone occupée par le glacier du PAG, entre 2750 et 2650 m, on passe à un pergélisol riche en glace (150-350 $\text{k}\Omega\cdot\text{m}$). L'origine de cette glace

souterraine peut être attribuée au non englacement de cette zone au cours des périodes froides de l'Holocène et à son contact immédiat avec le front du glacier.

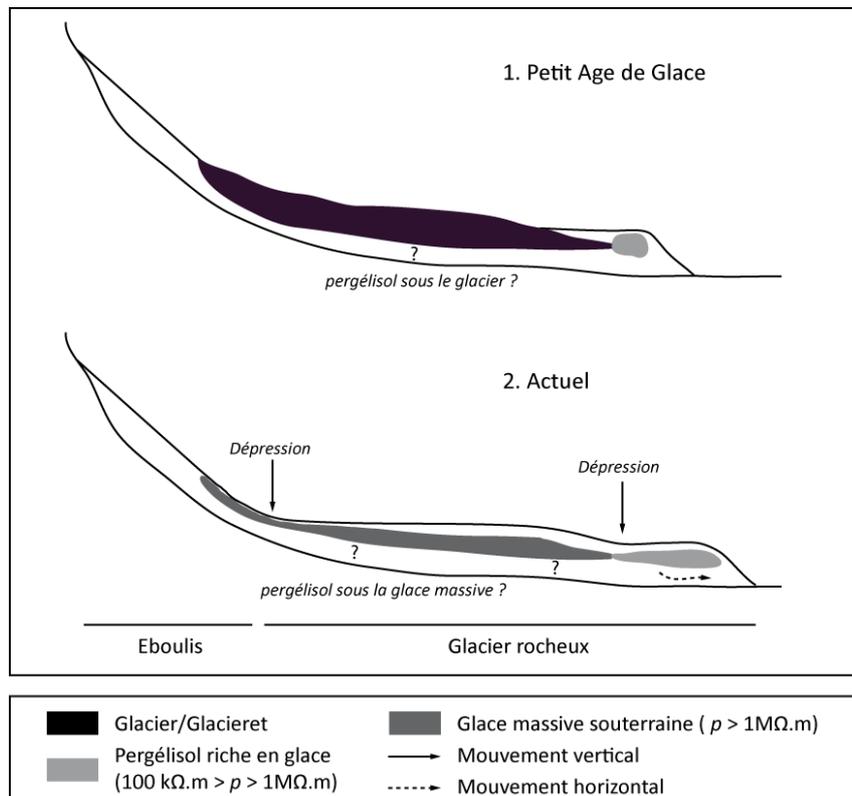


Figure 6-27. Schéma d'évolution de la distribution de la glace de surface et souterraine sur le glacier rocheux du Lac Rouge entre le PAG et l'actuel

6.4.1.2 Discontinuité longitudinale : le glacier rocheux du Lac Rouge oriental et du Marinet

Au Lac Rouge oriental comme au Marinet, les résultats montrent que la glace est répartie sous forme de noyaux dont la teneur tend à diminuer vers l'aval. Occupé par un glacio-névé au PAG, le secteur situé en amont coïncide avec la distribution des valeurs de résistivité supérieures à $200 K\Omega.m$ (pergélisol riche en glace). Cette observation montre l'influence de la présence du glacier sur la distribution de la glace souterraine qui pourrait s'être formée au contact d'un glacier à base froide (Kneisel *et al.*, 2000; Kneisel, 2003; Lugon *et al.*, 2004; Kneisel et Kääh, 2007). A l'aval de cette zone, le glacier rocheux présente un noyau à pergélisol faiblement riche en glace. Son caractère isolé résulte potentiellement d'un effet de redistribution vers l'aval de la glace de la racine par fluage du glacier rocheux.

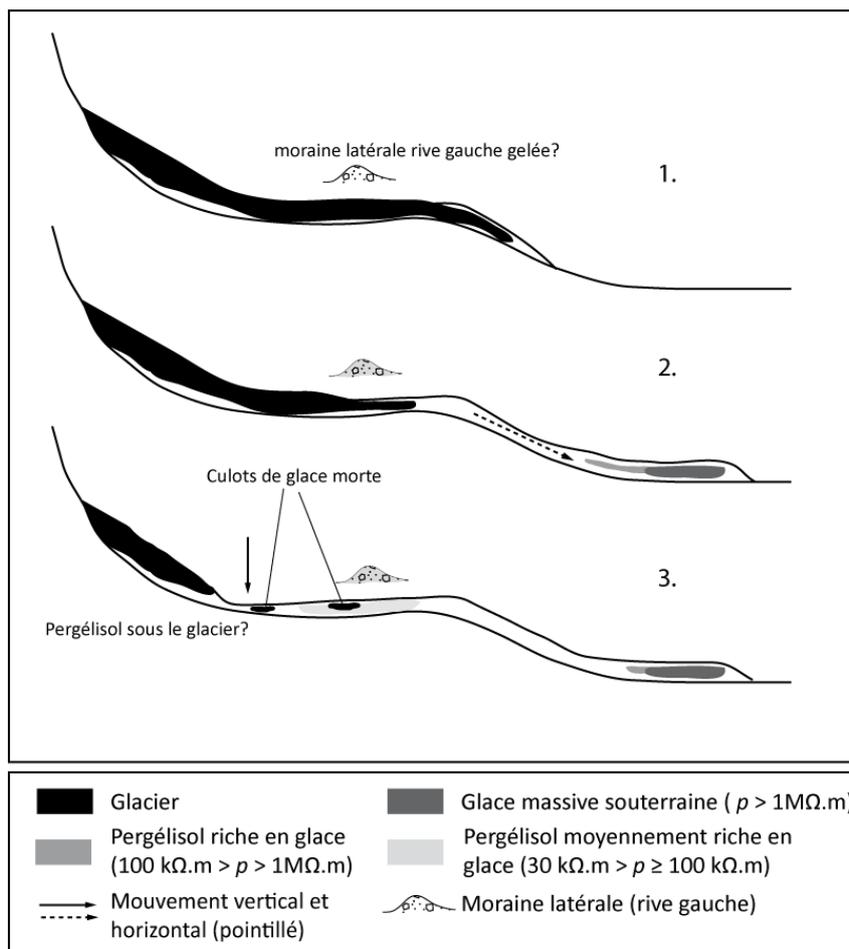


Figure 6-28. Schéma d'évolution de la distribution de la glace de surface et de la glace souterraine entre le Tardiglaciaire (1), le Subboréal (2) et l'actuel (3) sur le glacier du Marinnet

6.4.1.3 Discontinuité latérale

Au Lac Rouge comme au Roure, les prospections illustrent des discontinuités latérales de la distribution de la glace souterraine. A altitude et exposition similaires les résultats montrent des contrastes dans les valeurs de résistivité et donc dans le type de glace. Ainsi un pergélisol moyennement riche en glace (90 KΩ.m) côtoie un pergélisol très riche en glace (700 KΩ.m), voire de la glace massive. Dans chaque secteur, les indicateurs géomorphologiques suggèrent que c'est la dynamique amont/aval qui semble responsable de ces importantes différences.

Dans le cas où un pergélisol moyennement riche en glace apparaît, les indicateurs géomorphologiques suggèrent que nous sommes dans un schéma classique de *talus derived rockglacier* : une paroi rocheuse relativement abrupte et marquée par de nombreux couloirs d'éboulement, au pied de laquelle sont présents des éboulis vifs. Le maintien en saison estivale de névés sur ces derniers et leur recouvrement progressif par les débris contribuent à « piéger » le névé qui progressivement va servir de moteur au fluage des éboulis. S'en suit

progressivement la formation du glacier rocheux renfermant un pergélisol pauvre ou moyennement riche en glace.

Dans le cas où de la glace massive apparaît, la recrudescence de la dynamique avalancheuse, pour des raisons topographiques et morfo-structurales, est soulignée. De petits glaciers/glacierets de pied de paroi, au débouché des couloirs d'avalanche, ont pu se développer au PAG. Dans le cas du Marinet, on rappellera que la forme convexe et spatulaire à noyau de glace est associée à une grande niche d'arrachement sur le versant. Les observations suggèrent le développement d'un mouvement de masse de type *rock-avalanche* qui aurait pu, lors de sa mise en mouvement, incorporer la glace massive située en pied de paroi. Au final, ce noyau de glace se localise, du fait de ce processus géomorphologique, à des altitudes singulièrement basses.

6.4.1.4 Distribution cantonnée au pied de paroi, à l'intérieur des éboulis

Les résultats obtenus sur le glacier rocheux des Béraudes montrent que la glace reste cantonnée en pied de versant, au débouché des couloirs d'éboulisation. Cet exemple illustre le cas typique de l'éboulis fluant qui, progressivement, se transforme en glacier rocheux. Plusieurs hypothèses, déjà évoquées dans la littérature, permettent d'expliquer la présence de glace dans ce type de contexte. On trouve ainsi l'incorporation progressive au talus des névés par un recouvrement progressif et continu par les matériaux issus de la corniche (Francou, 1988; Barsch, 1996) ou le regel des eaux de fontes susceptibles de maintenir un stock de glace (Francou, 1988).

Il est toutefois à noter que la présence de glace est très localisée, dans les parties racinaires, et semble absente des parties frontales. Pourtant le modelé de ces parties frontales suggère un mouvement toujours entretenu. Ce dernier peut s'expliquer par la matrice fine qui constitue l'essentiel du dépôt et qui, en se gorgeant d'eau, peut être animée d'un fluage même en l'absence de glace.

6.4.2 Synthèse : distribution altitudinale et types de glace de pergélisol rencontrés dans les vallées de la Clarée et de l'Ubaye

Les différents types de glaciers rocheux identifiés montrent l'influence du contexte géomorphologique dans l'explication de la répartition de la glace, et des différents types de glace, à grande échelle. En mettant en regard les résultats ainsi obtenus sur chaque glacier rocheux, nous voyons apparaître trois faits dans la distribution actuelle du pergélisol.

Tout d'abord, les résultats obtenus sur tous les glaciers rocheux convergent pour indiquer que le pergélisol se maintient généralement à partir d'altitudes de l'ordre de 2700 m dans les versants de secteur nord (A, fig. 6-28). Cette répétitivité des observations suggère que le pergélisol présent à cette gamme d'altitude est davantage en phase avec la trame climatique, même si localement l'histoire glaciaire et/ou le contexte géomorphologique explique le type de glace observée.

Une première nuance est à apporter à cette tendance régionale. En cas d'effet d'ombrage particulièrement élevé en pied de paroi, avec un contexte propice aux avalanches comme aux Béraudes, de la glace de pergélisol peut apparaître localement à des altitudes proches de 2600 mètres (B, fig. 6-28). Nous y voyons cependant davantage le reflet de conditions locales topoclimatiques et géomorphologiques très singulières, qui abaissent très ponctuellement la limite inférieure du pergélisol.

Enfin, une seconde nuance apparaît avec un pergélisol situé à des altitudes encore plus basses (< 2600 m), comme dans le cas du Marinet. Sa localisation est probablement en lien avec des dynamiques géomorphologiques de forte magnitude, qui ont assuré un transport en masse de la glace. Enchâssé et préservé dans le dépôt de la masse glissée, le culot de glace peut se maintenir jusqu'à nos jours, mais sa localisation ne semble pas directement en lien avec les conditions climatiques actuelles (C, fig. 6-28).

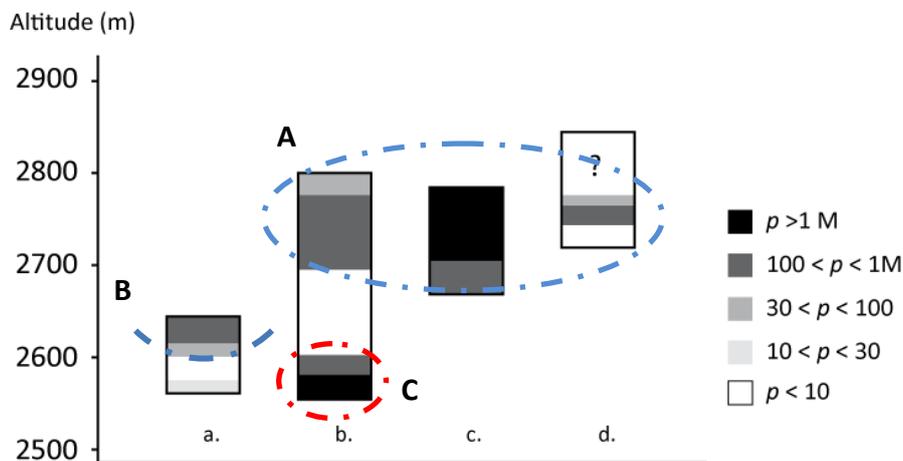


Figure 6-29. Intervalles altitudinaux et valeurs de résistivité des glaciers rocheux mesurés dans les vallées de la Clarée et de l'Ubaye. a. Glacier rocheux des Béraudes, b. Glacier rocheux du Marinet, c. Glacier rocheux du Lac Rouge, d. Glaciers rocheux du Roure

6.5 Conclusion du chapitre

A partir de la combinaison d'une description géomorphologique détaillée de la surface des glaciers et de mesures de résistivités électriques nous avons pu préciser la présence, l'état et la distribution de la glace souterraine dans 4 glaciers rocheux des vallées de la Clarée et de l'Ubaye.

A l'échelle régionale, les mesures de résistivité électrique réalisées ont permis de confirmer les principaux résultats du modèle de répartition calibré à l'échelle régionale, mais aussi de montrer l'existence d'une grande diversité dans les types de glace associée au pergélisol. On trouve ainsi des secteurs qui présentent, sur la base des relevés géophysiques, un pergélisol associé à une faible voire très faible teneur en glace quand d'autres secteurs présentent de la glace massive héritée de périodes glaciaires, notamment du PAG, et ce en passant par toutes les gammes de glace possible.

Localement, les résultats montrent que les facteurs régionaux (topo-climatiques) responsables de la présence de pergélisol, sont exacerbés par la géodynamique locale, en particulier par la dynamique de versant et de l'englacement du PAG. Ainsi, qu'il s'agisse de glaciers du PAG comme au Lac Rouge ou au Marinnet, ou d'éboulis très actifs comme aux Béraudes, la glace de pergélisol est toujours d'une nature très hétérogène et spatialement discontinue. Plus précisément, au-delà d'une localisation récurrente de la glace souterraine à des altitudes supérieures à 2700 mètres en secteur nord, des abaissements ponctuels de la limite inférieure du pergélisol apparaissent. Ces abaissements (< 2600 m) peuvent avoir une origine topo-climatique et géomorphologique (ombrage fort et dynamique avalancheuse exacerbée) ou une origine exclusivement géomorphologique (glace entraînée par l'occurrence d'un mouvement de masse) : ils ne paraissent en tout cas pas en phase avec les conditions climatiques régionales. Ces observations viennent ainsi confirmer l'idée selon laquelle la distribution du pergélisol est conditionnée par des facteurs qui interviennent à toutes les échelles spatio-temporelles.

Ces constatations sur la présence de glace dans les glaciers rocheux nous amènent naturellement à nous interroger sur l'influence de ces contextes locaux sur : l'état thermique de surface de ces glaciers rocheux. Retrouve-t-on, dans les températures de surface, la typologie mise en exergue ici ?

Chapitre 7. Fonctionnement et régime thermique de surface des glaciers rocheux

L'existence du pergélisol est conditionnée par le bilan thermique de surface, lui-même en partie dépendant des conditions topo-climatiques régionales ainsi que des caractéristiques tout à fait locales, notamment géomorphologiques (cf. 1.2.2). Ces caractéristiques ont été présentées dans le chapitre précédent et révèlent des spécificités propres à chacun des glaciers rocheux : certains se développent à des altitudes où la frange à pergélisol est attendue, tandis que d'autres se situent à des altitudes abaissées par des dynamiques singulières, voire aléatoires comme dans le cas du Marinet. Le constat de cette variété des contextes locaux nous a conduit à nous interroger sur les caractéristiques du régime thermique de surface de différents glaciers rocheux

Ce chapitre a donc trois objectifs principaux. Tout d'abord, nous cherchons à caractériser, à différentes échelles spatiales, les principaux facteurs contrôlant la température de la surface du sol. La typologie du chapitre précédent trouve-t-elle confirmation dans les régimes thermiques ? Notre démarche propose d'aller du général au particulier. Pour cela, à l'échelle régionale, nous cherchons tout d'abord à identifier les principaux paramètres contrôlant la température de surface. Ensuite, localement, les régimes thermiques s'écartent-ils du schéma régional ? De là, nous cherchons à déterminer les facteurs expliquant ces écarts entre les régimes thermiques locaux et le modèle régional. Nous discuterons ainsi du poids du contexte géodynamique local ou encore des caractères (peu connus toutefois) du manteau neigeux. Enfin, même si des incertitudes demeurent, nous verrons que certains signaux thermiques, complexes, amènent à réfléchir si les glaciers rocheux suivis se situent ou non dans des conditions climatiques favorables au maintien du pergélisol.

Les mesures thermiques de la surface du sol ont été acquises par le biais d'enregistreurs continus de température (I-buttons®) disposés à la surface de glaciers rocheux. Les glaciers rocheux sélectionnés l'ont été au regard de leur spécificités géomorphologiques et géodynamiques (englacés au non au PAG)

Après avoir présenté les différentes étapes méthodologiques ayant permis l'acquisition des données de température, nous présentons dans ce chapitre les différents facteurs environnementaux qui contrôlent le bilan d'énergie de surface. Dans une troisième étape, les régimes thermiques enregistrés à la surface des glaciers rocheux sont analysés. Enfin, nous proposons une typologie des régimes thermiques observés.

7.1 Suivi microclimatique à la surface des glaciers rocheux

7.1.1 Principe de la méthode

L'enregistrement en continu, à l'aide de petits capteurs autonomes (*mini loggers*), permet d'obtenir la température de la surface du sol, ou GSTM (*Ground Surface Temperature Monitoring*), (reflétant en partie l'état thermique du sous-sol) à haute résolution temporelle et sur une période de temps définie. Les données enregistrées permettent ainsi de suivre l'évolution annuelle de la température du sol, de caractériser l'influence de la température de l'air sur le régime thermique du sol (Hoelzle *et al.*, 2003; Delaloye, 2004) mais aussi de calculer divers paramètres, comme la température annuelle moyenne de la surface du sol (MAGST – *Mean Annual Ground Surface Temperature*), la température mensuelle moyenne, la température d'équilibre hivernal (WEqT – *Winter Equilibrium Temperature*), la somme des degrés-jours négatifs (*Freezing Index* ou indice de gel) ou la durée de la phase de *zero curtain* (période de mise en place ou de fonte du manteau neigeux durant laquelle la température est invariablement égale à 0°C). La facilité d'utilisation des dataloggers et leur faible coût a récemment conduit à l'abondante utilisation de cette méthode, à la fois dans les terrains sédimentaires (Hoelzle *et al.*, 1999, 2003; Ishikawa, 2003; Delaloye, 2004; Lambiel, 2006) et dans les parois rocheuses (Gruber *et al.*, 2004b; Noetzli *et al.*, 2007; Magnin *et al.*, 2012).

7.1.2 Comportement thermique théorique d'un sol à pergélisol

L'analyse des courbes de température enregistrées par les capteurs autonomes sur des terrains sédimentaires en zone périglaciaire a permis à Hoelzle *et al.*, (1999), Ishikawa, (2003), ou Delaloye, (2004) de déceler un comportement typique caractérisé par une succession de cinq phases caractéristiques pour chaque moment de l'année:

- **Phase 1 – conditions estivales.** Elle débute dès que la neige disparaît. Elle correspond à la saison estivale, période durant laquelle le manteau neigeux est généralement absent et le terrain dégelé. Pendant cette phase, un apport de chaleur important est transmis au sol.
- **Phase 2 – gel automnal.** Elle correspond à la période d'engel du terrain, liée au refroidissement de l'air dû au raccourcissement des journées (diminution de l'apport diurne de chaleur par le soleil et augmentation de la perte nocturne de chaleur par rayonnement). Durant cette période, qui est généralement assez courte, la perte de chaleur du sol est importante, notamment si les chutes de neige sont faibles ou absentes.

- **Phase 3 – gel hivernal précoce intense.** Elle correspond au début de la période où le terrain est complètement gelé. Elle se différencie de la phase précédente par la présence définitive du manteau neigeux qui, lorsqu'il n'est pas encore trop épais, permet un refroidissement considérable du sol. Les conditions de l'enneigement (date, épaisseur) pendant cette phase sont déterminantes pour un refroidissement du sol plus ou moins marqué.
- **Phase 4 – équilibre thermique hivernal.** Elle correspond toujours à la période gelée et se différencie de la phase 3 par la présence d'un manteau neigeux épais permettant d'isoler le sol de façon conséquente. La phase 4a correspond à la période d'équilibre thermique du sol – elle peut coïncider soit avec un refroidissement du sol, soit avec son réchauffement – en fonction de la température initiale du sol au début de la phase 4. La phase 4b représente la phase d'équilibre hivernal, quand la température du sol se stabilise (WEqT) pendant plusieurs semaines.
- **Phase 5 – fonte des neiges.** Au moment de l'humidification complète du manteau neigeux, la percolation de l'eau de fonte produit une élévation de la température jusqu'à 0°C. La température demeure ensuite stable à 0°C jusqu'à la disparition de la neige (phase de *zero curtain*). Le dégel du terrain commence après le début de la phase de *zero curtain*, voire à la fin de celle-ci. Avant le dégel, l'eau de fonte du manteau neigeux peut encore geler dans le terrain, formant de la glace de regel dans la couche active (Sawada *et al.*, 2003; Lambiel, 2006)

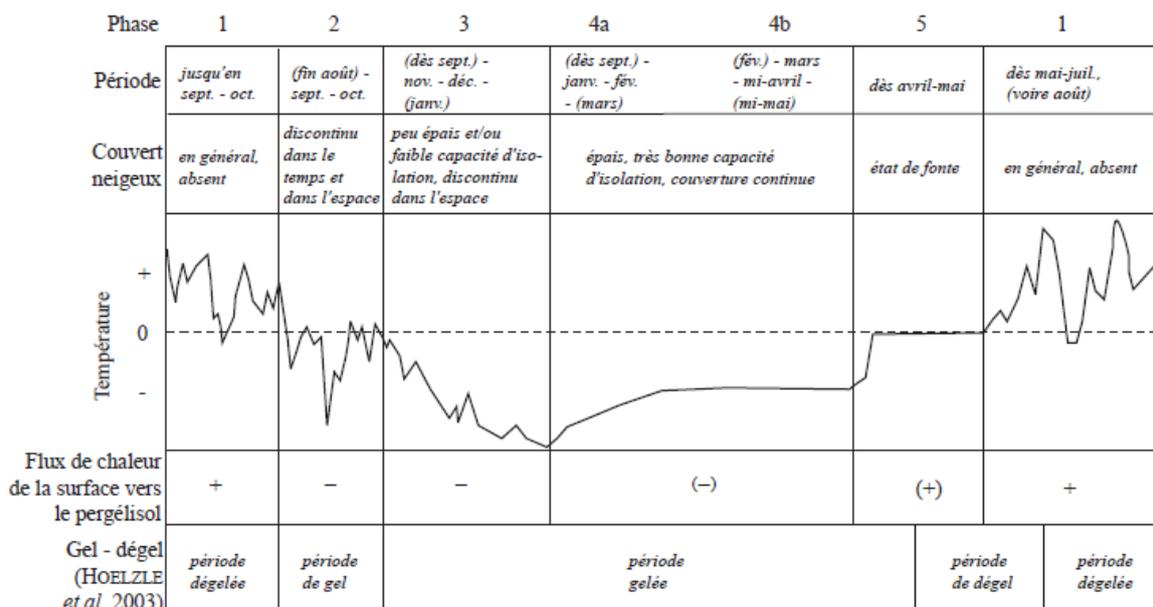


Figure 7-1. Comportement théorique d'un sol à pergélisol en milieu alpin (d'après Delaloye, 2004)

7.1.3 Dispositif de suivi et mise en place des dataloggers

Dans le cadre de cette étude, des capteurs autonomes de température du type i-button (modèle DS1922L-F5, Fairbridge Technologies) ont été utilisés. La résolution des capteurs i-button est de $\pm 0.0625^{\circ}\text{C}$. Tous les capteurs ont été programmés avec un intervalle de mesure de 3 heures et ont été placés immédiatement sous la surface du sol, à l'abri du rayonnement solaire, à une profondeur variant entre 10 et 20 cm selon les caractéristiques du terrain. Afin d'éviter de perdre les capteurs, ces derniers ont été disposés dans des boules à thé en acier inoxydable et reliés par un câble à un bloc généralement posé à la surface du sol (Figure 7-2) (ce qui a d'ailleurs permis de les repérer plus facilement au moment de relever les données).



Figure 7-2. Instrumentation d'un site à l'aide d'un thermobouton. A. "Boule à thé" scellée et reliée à un fil B. Aperçu des conditions d'implantation du thermobouton C. Thermobouton posé en subsurface

7.1.4 Les glaciers rocheux suivis

Les sites retenus par le suivi de la température de surface correspondent à 5 des 6 glaciers rocheux sélectionnés pour le suivi détaillé, parmi lesquels ceux du Lac Rouge (LR), du Marinnet (Ma), du Riou Blanc (RB), du Roure (Ro) et de Moutouze (Mo). A l'exception du glacier rocheux de Moutouze sur lequel un seul et unique capteur a été installé (cf. 247),

tous les autres glaciers rocheux ont été équipés de 4 à 5 capteurs (Tableau 7-1). Les capteurs ont été disposés de façon à couvrir les différentes parties du glacier rocheux. Nous avons donc systématiquement cherché à mettre des capteurs aux abords des parties frontale, racinaire et sur le « corps » du glacier rocheux. Lorsque les données géophysiques, notamment de résistivité électrique, étaient disponibles avant la mise en place de dataloggers, nous avons disposé ces derniers en fonction des valeurs de résistivité mesurées notamment pour caractériser le régime thermique en fonction de la nature de la glace souterraine. A partir de la deuxième saison et après l'acquisition de capteurs supplémentaires, deux des 5 glaciers rocheux (un englacé au PAG et un autre non englacé) ont été équipés par un capteur situé juste à l'aval du front afin de mesurer les contrastes de température entre les zones concernées par le pergélisol et celles qui ne le sont pas.

Tableau 7-1. Valeur de radiation solaire, types de matériaux et coordonnées X, Y, Z, des capteurs disposés à la surface des glaciers rocheux suivis (coordonnées en Lambert 93)

Id capteur	X	Y	Altitude (m)	Rad. Sol (*10 ⁶ W.m ² /an)	Matériaux
LR_1	975887.7	6444572	2825	1.64	<i>openwork</i>
LR_2	975864.3	6444720.4	2748	1.58	<i>openwork</i>
LR_3	975786.4	6444688	2762	1.57	<i>openwork</i>
LR_4	975808.4	6444908.1	2732	1.55	<i>openwork</i>
RB_1	974720.9	6447456.5	2670	1.37	<i>openwork</i>
RB_2	974899.3	6447683.8	2600	1.65	<i>matrice fine</i>
RB_3	975052.2	6447707.2	2548	1.6	<i>openwork</i>
RB_4	974927.642	6447823.3	2535	1.68	<i>matrice fine</i>
RB_5	974951.01	6448100.0	2568	1.72	<i>matrice fine</i>
Mo_1	974947.4	6446400.1	2696	1.34	<i>matrice fine</i>
Ma_1	1006642.5	6392273.1	2715	1.7	<i>openwork</i>
Ma_2	1006644.2	6392064.6	2645	1.7	<i>openwork</i>
Ma_3	1006812.0	6392064.6	2585	1.68	<i>openwork</i>
Ma_4	1006664.6	6391676.4	2555	1.4	<i>openwork</i>
Ro_1	1009631.0	6391908.7	2800	1.3	<i>openwork</i>
Ro_2	1009619.2	6392146.0	2735	1.35	<i>matrice fine</i>
Ro_3	1009424.2	6391996.5	2755	1.3	<i>openwork</i>
Ro_4	1009895.5	6392134.1	2750	1.31	<i>openwork</i>
Ro_sud	1010127.7	6392420.6	2744	2	<i>openwork</i>
Ro_ouest	1008876.7	6392902.0	2682	1.8	<i>openwork</i>

7.2 L'impact des différents facteurs topo-climatiques sur le comportement thermique de surface

Avant de présenter les régimes thermiques pour chacun des glaciers rocheux, nous présentons dans les paragraphes suivants quelques résultats illustrant l'importance de divers paramètres topoclimatiques (topographie, d'exposition, etc.) sur le comportement thermique de surface. L'objectif est de présenter ici quelques grands traits d'explication quant aux courbes des signaux thermiques. Il s'agit donc d'isoler ici des faits explicatifs très généraux, permettant ensuite d'entrer plus avant dans la recherche des singularités locales (au paragraphe suivant).

7.2.1 Le rôle de l'altitude

En montagne, le relief induit un gradient altitudinal à l'origine de la décroissance des températures avec l'altitude. De ce constat, peut-on déduire que le comportement thermique du sol, influencé par la température de l'air, varie selon le même schéma ?

Tableau 7-2. Statistiques annuelles (15/07 au 15/07) de la température du sol (en °C) mesurées sur les glaciers rocheux de Clarée et d'Ubaye équipés d'au moins 4 capteurs et ayant correctement fonctionné durant les deux saisons de mesure. Les glaciers rocheux ayant fait l'objet d'un suivi mais dont les données sont incomplètes n'ont pas été ici intégrés

	Alt (m)	2010-2011		2011-2012				2010-2012			
		moy	ET	min	max	moy	ET	min	max	moy	ET
Lac Rouge											
LR_1	2825	0.2	5.9	-8.2	33.0	-0.7	5.0	-8.6	17.7	-0.2	5.5
LR_2	2748	-0.2	4.9	-6.9	15.0	-0.8	5.0	-8.0	16.1	-0.6	4.1
LR_3	2762	-0.6	6.8	-17.5	20.4	-0.7	5.0	-9.3	17.9	-0.6	6.0
LR_4	2732	-0.5	4.3	-7.7	16.0	-0.8	3.9	-8.5	14.7	-0.5	4.9
Riou Blanc											
RB_1	2670	0.2	4.75	-8.3	16.5	-0.5	4.15	-4.8	19.4	-0.1	4.5
RB_2	2600	1.0	5.0	-6.9	15.9	1.2	4.8	-6.6	21.8	1.1	4.9
RB_3	2548	0.3	6.7	-15.9	18.3	0.0	5.9	-12.1	17.3	0.1	6.3
RB_4	2535					2.4	6.2	-5.2	40.1	2.6	6.3
RB_5	2568					2.7	5.4	-2.6	31.8	2.9	5.6
Marinet											
Ma_1	2715	0.7	3.9	-5.6	17.2	0.5	5.1	-7.0	31.6	0.6	4.6
Ma_2	2645	0.8	4.6	-6.4	17.8	0.4	5.8	-7.4	21.3	0.6	5.2
Ma_3	2585	0.4	3.8	-4.2	14.1	0.5	4.7	-5.8	28.4	0.4	4.3
Ma_4	2555	0.9	5.0	-4.0	18.8	1.2	6.2	-7.6	32.2	1.1	5.7
Roure											
Ro_1	2800	0.1	4.2	-8.4	17.7	-0.4	5.6	-8.7	28.1	-0.1	4.9
Ro_2	2735	-0.7	5.2	-8.0	18.8	-0.3	5.7	-7.3	28.1	-0.5	5.4
Ro_3	2755					0.0	6.0	-8.1	26.6		
Ro_4	2750	-0.4	5.1	-7.6	19.7	-0.5	6.3	-9.8	25.8	-0.4	5.7

Les statistiques annuelles des séries journalières les plus complètes montrent que les 2 glaciers rocheux les plus élevés (Roure et Lac Rouge) sont aussi ceux qui présentent en moyenne les températures de surface les plus faibles avec des moyennes respectives de 0.3°C ($\sigma= 5.3$) et -0.9°C ($\sigma= 5.1$) (Tableau 7-2). Deux des autres sites suivis (Riou Blanc et Marinnet), un peu plus bas en altitude, montrent des valeurs légèrement plus élevées, bien que le contraste soit peu marqué (Tableau 7-2). A l'échelle du glacier rocheux, l'impact de l'altitude n'est guère significatif (Tableau 7-2).

7.2.2 La radiation solaire incidente

La radiation solaire incidente est en grande partie responsable de l'énergie perçue à la surface terrestre et influence logiquement la température de surface du sol. Durant la saison hivernale, le couvert neigeux limite fortement l'impact du rayonnement solaire. Celui-ci n'est donc effectif que durant la saison estivale. Dans le cadre de cette étude et en dépit du fait que les capteurs aient été enterrés sous quelques centimètres de débris pour éviter le rayonnement direct, nous avons tout de même pu, à la lecture des résultats de l'enregistrement thermique de surface, noter deux effets majeurs du rayonnement solaire sur le bilan thermique de surface.

- En premier lieu, la radiation solaire perçue à la surface du sol, fortement conditionnée par le contexte topo-climatique local, peut être à l'origine d'importants écarts de température. La comparaison du régime thermique estival de couples de capteurs dans deux sites montre des écarts qui peuvent atteindre 10°C (Figure 7-3). Les valeurs moyennes relevées entre juillet et septembre au Roure et au Riou Blanc (7.15°C à Ro_1, 10.1°C à Ro_sud et 7.2°C à RB_2, 10°C à RB_5) peuvent être interprétés à la lumière de l'hypothèse formulée. Les capteurs indiquant les valeurs les plus basses sont tous les deux localisés en pied de parois. Les 2 capteurs indiquant les plus hautes valeurs (Ro_sud et RB_5) sont quant à eux situés en dehors des glaciers rocheux et à des emplacements soumis à un rayonnement incident plus élevé (Figure 7-3). On notera que ce sont ces différences de température durant les mois les plus chauds qui expliquent en partie (la neige étant l'autre composante) les différences de MAGST mesurées entre plusieurs capteurs d'un même site (cf. 7.5.2)
- En second lieu, au printemps, la radiation solaire incidente joue un rôle décisif sur la date de fonte du manteau neigeux, qui en retour conditionne, le moment auquel la surface du sol est de nouveau exposée au rayonnement solaire. Or, plus le manteau neigeux se maintient tardivement lors de la saison estivale, moins le pergélisol est susceptible d'être influencé par les températures (positives) de l'air. En comparant Ro_sud et Ro_2 sur le glacier rocheux du Roure (Ubaye), on observe que lors de l'été 2012, Ro_sud est soumis à une fonte plus précoce du manteau neigeux et donc à une exposition plus précoce de la surface du sol au rayonnement solaire (Figure 7-4).

Ainsi, pendant presque un mois (du 10/05 au 10/06), Ro_sud est soumis aux températures positives de l'air alors que Ro_2, encore recouvert par la neige, ne l'est pas.

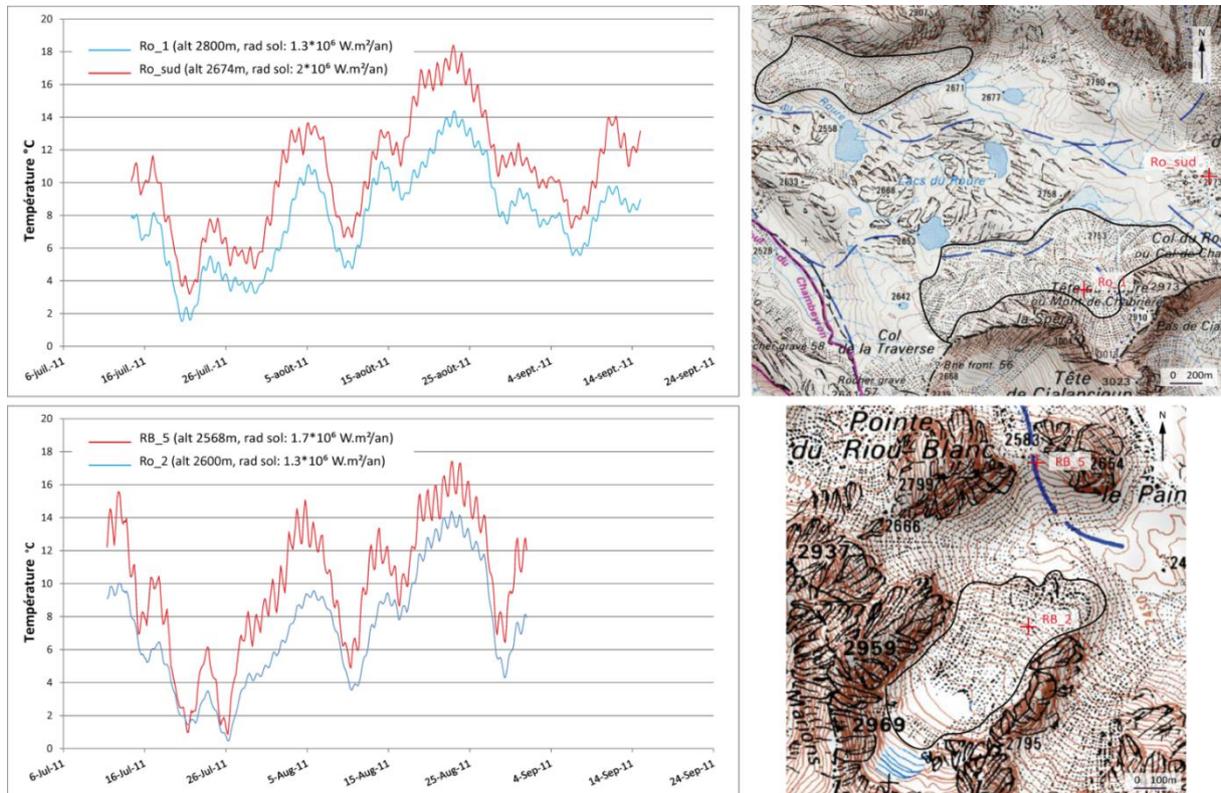


Figure 7-3. Régime thermique estival du sol pour deux couples de capteurs (moyenne mobile sur 20 jours) sélectionnés d'après la radiation solaire incidente perçue sur leurs emplacements respectifs. En haut, les capteurs sont disposés dans le cirque du Roure (Ubaye), en bas, dans le cirque du Riou Blanc (Clarée). (extraits des cartes : IGN Top 25)

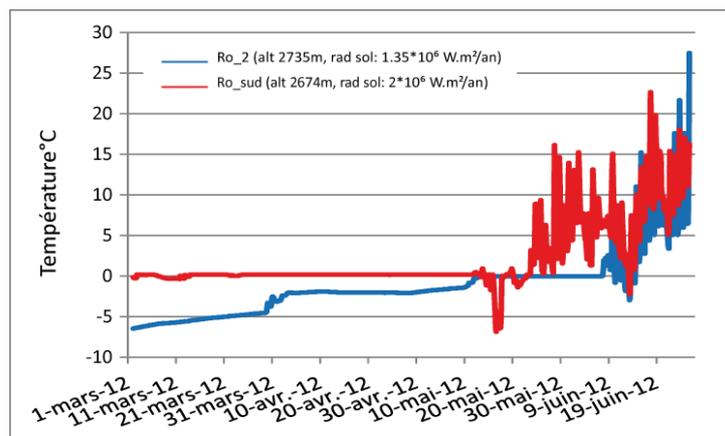


Figure 7-4. Régime thermique de fin de saison hivernale pour deux capteurs disposés dans le cirque du Roure (Ubaye). Noter comme Ro_sud est découvert presque un mois plus tôt que Ro_2

7.2.3 Couvert neigeux et température de surface

7.2.3.1 Variabilité interannuelle

D'une année sur l'autre, le couvert neigeux à l'échelle régionale est susceptible de varier et d'influencer de manière différente le régime thermique hivernal de la surface du sol.

Ainsi, l'influence de la différence d'épaisseur du couvert neigeux sur le régime thermique hivernal est parfaitement illustrée lors des hivers 2010/2011 et 2011/2012 sur le glacier rocheux de Tuissier (Figure 7-5). En 2010/2011 le couvert neigeux atteint 80-100 cm une grande partie de l'hiver. En conséquence, la température du sol sur le glacier rocheux de Tuissier reste stable et ce malgré des températures de l'air ayant ponctuellement atteint -25°C . A l'inverse, durant l'hiver 2011/2012, l'épaisseur du couvert neigeux est inférieure à 50 cm pendant 6 mois (Nov. 2011-avril 2012). Durant cette période, la température du sol suit, avec des amplitudes moins prononcées, la courbe de la température de l'air. En d'autres termes, la neige ne joue pas, dans ce cas, le rôle de couche isolante.

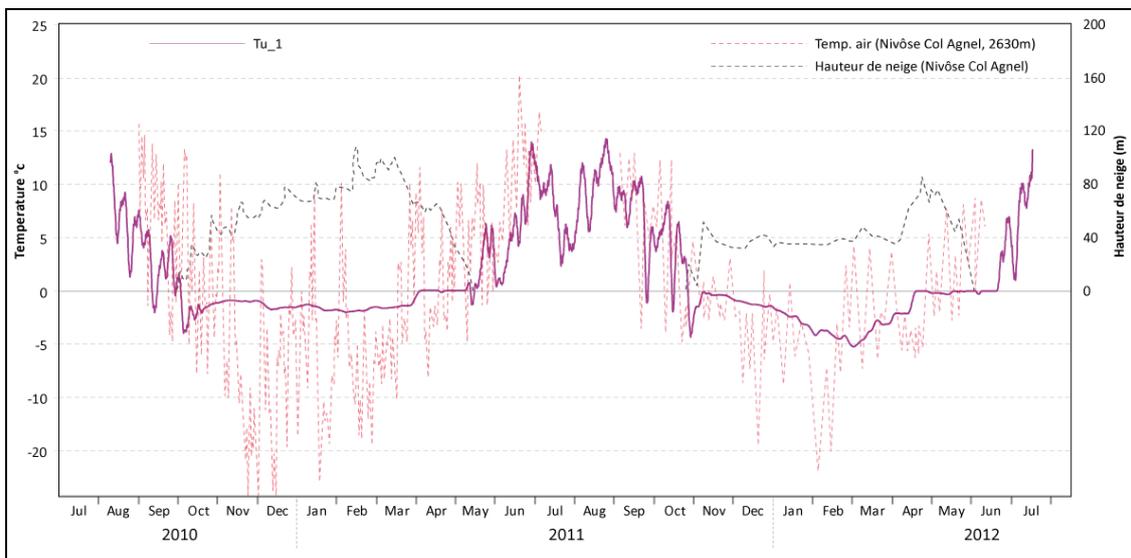


Figure 7-5. Illustration de l'impact de la variabilité interannuelle du couvert neigeux sur la température de surface. Le capteur est installé sur le glacier rocheux de Tuissier (Ubaye)

7.2.3.2 Découplage des températures sol/air à l'échelle régionale

L'impact de l'épaisseur du couvert neigeux sur la température de surface s'illustre également sur les Figure 7-6 et Figure 7-7 qui mettent en relation le cumul des écarts journaliers de la température du sol avec la température de l'air. Au Lac Rouge, en

2011/2012, le découplage des températures de l'air et du sol (notamment dans la seconde partie de l'hiver) traduit l'importance du couvert neigeux. En 2010/2011, un tel découplage n'existe pas, révélant indirectement la faiblesse de l'enneigement. A noter qu'entre les différents capteurs et selon l'année, le découplage des températures de l'air et du sol est plus ou moins marqué, illustrant à cette occasion la grande variabilité locale de l'enneigement (cf. 7.5.2). Sur le site du Roure, les deux hivers, 2010/2011 et 2011/2012, sont également marqués par le faible découplage des températures de l'air et du sol. En 2011/2012, la faiblesse du couvert neigeux, inférieure à 70 cm tout au long de l'hiver, explique un tel découplage. En 2010/2011, le couvert neigeux, relativement conséquent, atteint 80 à 100 cm, qui se traduit par une longue phase de *zero curtain* (Figure 7-22). Des chutes de neiges tardives, le seuil des 80 cm franchi à la fin décembre et une fonte précoce expliquent donc que le découplage ait été quasi inopérant.

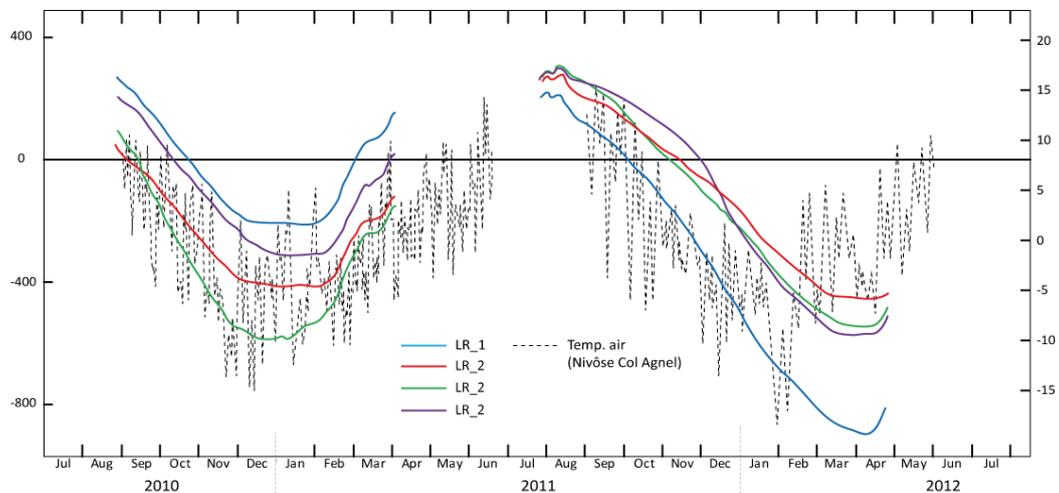


Figure 7-6. Cumul des écarts journaliers entre les températures de l'air (station Nivôse Col Agnel) et les températures du sol, aux sites LR_1, LR_2, LR_3 et LR_4

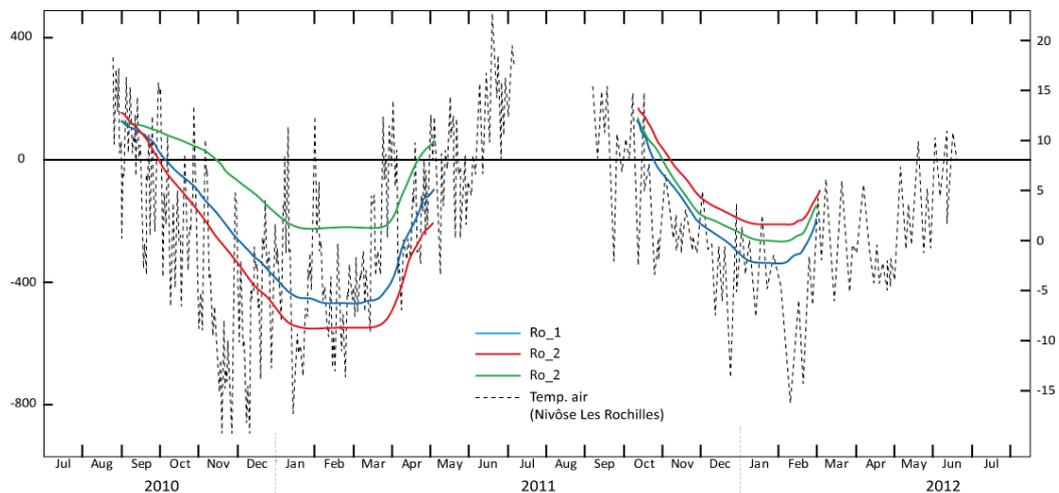


Figure 7-7. Cumul des écarts journaliers entre les températures de l'air (station Nivôse Les Rochilles) et les températures du sol, aux sites Ro_1, Ro_2 et Ro_4

A la lumière des exemples susmentionnés, l'appréhension des différents régimes thermiques mesurés à la surface des glaciers rocheux peut être abordée avec les clés d'interprétation nécessaires.

7.3 Le régime thermique des glacier rocheux des Alpes du sud

Nous présentons dans les paragraphes suivants les régimes thermiques de surface mesurés à partir des enregistreurs de température miniatures disposés à la surface de 5 glaciers rocheux entre 2010 et 2012.

L'objectif principal est de déterminer, à la lumière des chapitres précédents (type et répartition de la glace, caractéristiques morphologiques, etc...) s'il est possible de dégager pour les différentes unités morphologiques qui composent les glaciers rocheux sélectionnés, un comportement thermique « type ». Par ailleurs, les mesures réalisées dans des conditions topo-climatiques variées doivent permettre de mieux comprendre le rôle des différents facteurs locaux (neige, nature des matériaux de surface, topographie, etc..) sur le régime thermique de surface.

En vue de dégager des comportements thermiques « types », nous présenterons les régimes selon que les glaciers ont été ou non englacés au PAG.

7.3.1 *Le régime thermique des glaciers rocheux recouverts par un glacier au PAG*

7.3.1.1 Le Lac Rouge

Au Lac Rouge, 4 capteurs ont été disposés de manière à enregistrer des données dans les zones englacées au PAG (capteurs LR_1, 2 et 3) ainsi que sur le secteur non recouvert par le glacier du PAG (LR_4) (Figure 7-8). A titre d'information, deux autres capteurs avaient initialement été installés dont un sur le glacier rocheux oriental et l'autre au pied du front du glacier rocheux occidental, mais leur arrêt inexplicable au cours de la première saison de mesure ne nous a pas permis d'en exploiter les données.

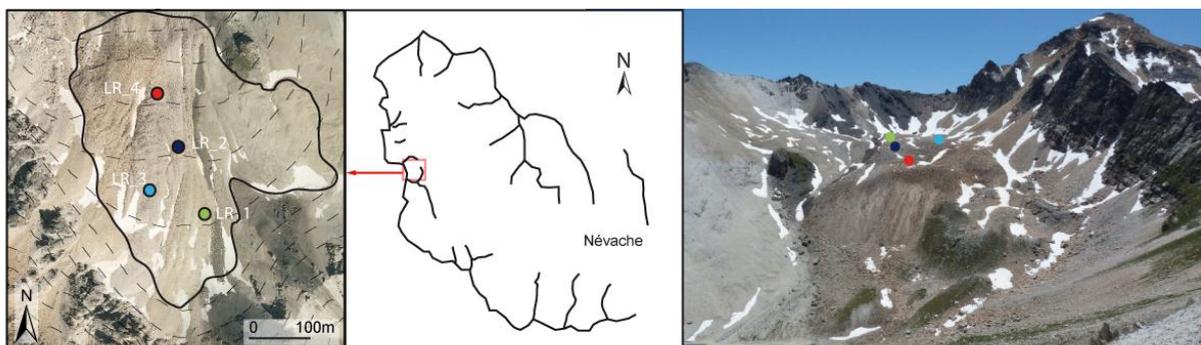


Figure 7-8. Localisation de l'emplacement des capteurs de température à la surface du glacier rocheux du Lac Rouge

Sur le glacier rocheux du Lac Rouge, trois comportements thermiques principaux ont été observés durant les 3 années de mesures.

Le premier d'entre eux concerne les capteurs LR_2 et 3 durant la saison 2011/2012 et montre un comportement en 5 phases (Figure 7-9) assez similaire à celui du comportement théorique d'un pergélisol (Delaloye, 2004)(Figure 7-1). Entre la mi-août et la mi-octobre, un abaissement continu des températures du sol en phase avec la température de l'air se produit. Après les premières chutes de neige (mi-octobre à fin octobre selon les années), les températures tendent à se stabiliser autour de -1.5 à -2°C jusqu'en novembre. Durant cette période, le couvert neigeux, peu épais (30-40 cm), ne suffit pas à isoler le sol de la température de l'air. La relative stabilité des températures durant cette période résulte donc probablement d'une phase d'homogénéisation des températures au sein de la couche active due à la pénétration de l'air froid au travers du couvert neigeux discontinu ou peu épais. De début décembre jusqu'au début du printemps (mars-avril selon les années) les températures diminuent pour atteindre -2.5 à -4°C puis se stabilisent pendant toute la seconde phase hivernale. Durant cette période, le couvert neigeux, suffisamment épais (80 à 150 cm), permet à certains capteurs d'atteindre la WeqT. Entre la fin avril et la mi-mai, la fonte du manteau neigeux combinée à la hausse des températures de l'air entraîne d'abord une remontée des températures du sol puis la phase de *zero curtain*. S'en suit une remontée des températures au-delà de 0°C et une forte variabilité de ces dernières indiquant que le manteau neigeux a totalement disparu.

Le second régime thermique montre un comportement assez similaire au premier, au moins jusqu'au début de la seconde moitié de l'hiver. Ce régime est illustré dans la Figure 7-9 par les capteurs LR_2 et 4 durant la saison 2010/2011. On retrouve toutes les phases précédemment citées entre juillet et février. La différence apparaît lors de la seconde moitié de l'hiver (décembre à mars/avril) où, contrairement au premier cas, les températures s'illustrent par une variabilité de faible amplitude. Ces dernières indiquent qu'à l'emplacement du capteur l'épaisseur du couvert neigeux ne permet qu'une isolation partielle de la surface du sol.

Enfin, le 3ème et dernier comportement thermique se caractérise par une grande variabilité des températures du sol tout au long de l'année (LR_3 en 2010/2011, Figure 7-9) dont l'origine est attribuée à l'absence de couvert neigeux à l'emplacement du capteur.

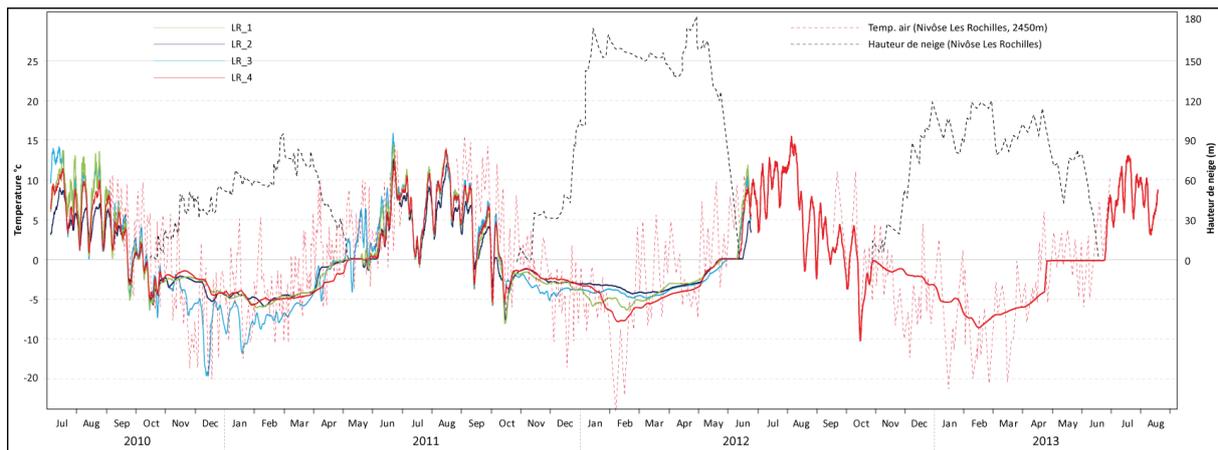


Figure 7-9. Evolution de la température du sol mesurée sur le glacier rocheux du Lac Rouge, de la température de l'air et de l'enneigement à la station Nivôse des Rochilles, entre juillet 2010 et juin 2012 (LR_1, LR_2, LR_3 et LR_4) et entre juin 2012 et Aout 2013 (LR_4)

A l'échelle du glacier rocheux, la comparaison du régime thermique de capteurs disposés au-dessus de type de glace différente (LR_1, 2 et 3 au-dessus de la glace massive) et LR_4 au-dessus d'une glace riche en pergélisol ne permet pas de dégager de relation entre le comportement thermique et les valeurs de résistivité. Pour l'année 2010/2011 les capteurs LR_1, 2 et 4 ont montré un comportement strictement identique. La température du sol, enregistrée par les différents capteurs, tous disposés dans des gammes d'altitude, selon des orientations et sur des matériaux similaires, est donc ici uniquement conditionnée par la température de l'air et les caractéristiques du couvert neigeux.

La spatialisation des MAGST et des WEqT à la surface du glacier rocheux (Figure 7-10) ne permet pas de rendre compte de l'influence d'un ou de plusieurs paramètres (résistivité, granulométrie de surface, contexte topo-climatique) sur la température de surface. Les résultats obtenus montrent globalement que les MAGST et les WEqT sont assez identiques à la surface du glacier rocheux du Lac Rouge. Néanmoins, ils permettent de pointer au moins deux résultats :

- Les MAGST, à l'exception d'un capteur (LR_1) et pour une seule année (2010/2011), présentent toutes des valeurs négatives, suggérant que le bilan thermique à la surface du glacier rocheux est actuellement favorable au maintien, voire à l'aggradation, du pergélisol. Ces dernières sont néanmoins toutes proches de 0°C, suggérant qu'une légère hausse de la température de l'air pourrait suffire à inverser la situation. Des étés caniculaires comme celui de 2003 pourraient suffire à modifier la MAGST.
- Les WEqT mesurées permettent de confirmer la présence de pergélisol dans le glacier rocheux du Lac Rouge. Ces températures sont globalement inférieures à -3°C, qui représente le seuil à partir duquel on considère que la présence de pergélisol est

probable, et sont également parfaitement en adéquation avec les résultats des sondages électriques qui suggèrent la présence de glace souterraine, certes de nature différente, sous chacun des enregistreurs de température.

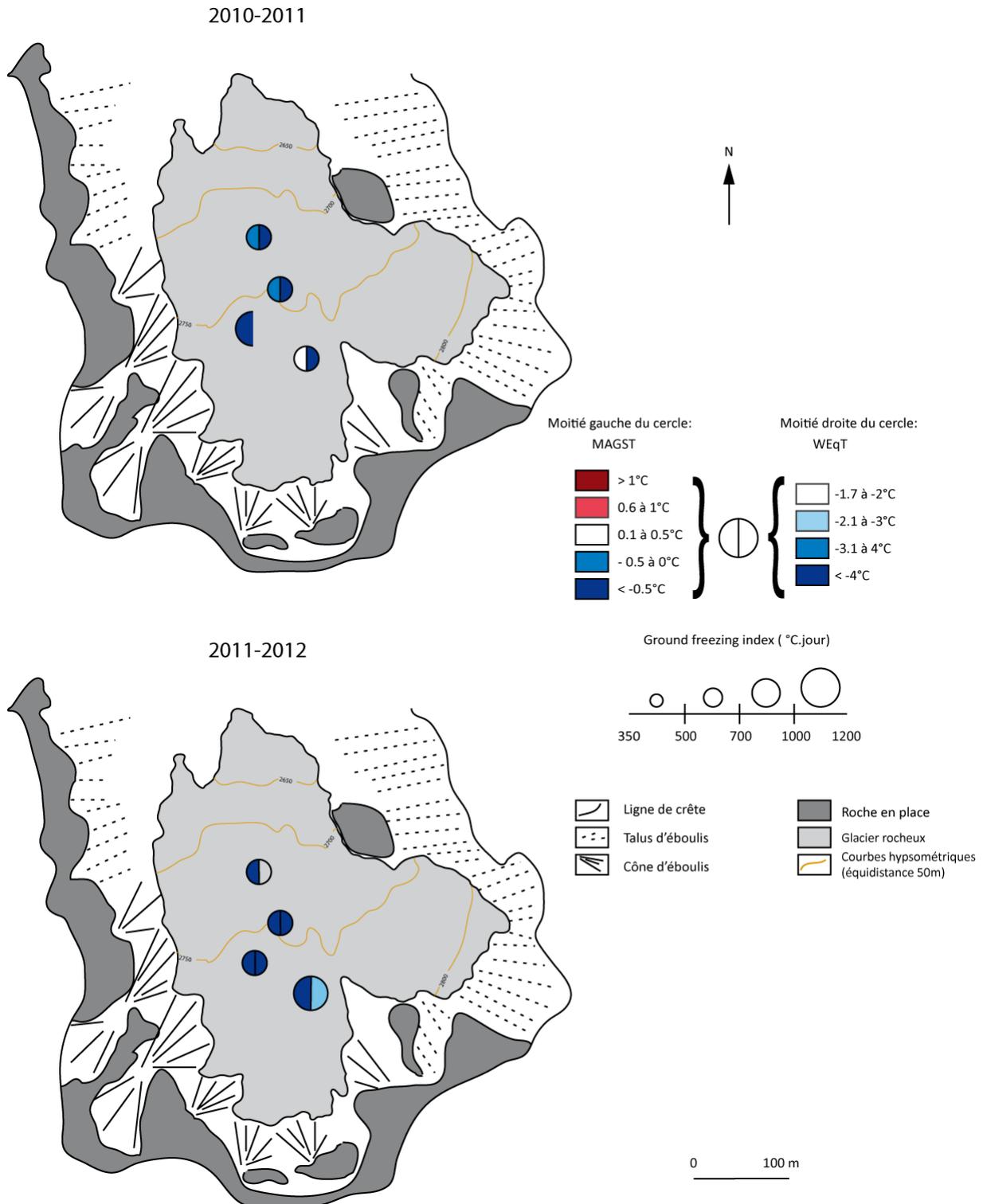


Figure 7-10. Répartition spatiale des MAGST, WEqT et du GFI à la surface du glacier rocheux du Lac Rouge pour les saisons 2010/2011 (carte de gauche) et 2011/2012 (carte de droite)

7.3.1.2 Le Riou Blanc

Au Riou Blanc, 5 capteurs ont été disposés de manière à enregistrer des données dans les parties amont et aval (respectivement RB_1 et RB_2), sur la moraine frontale du PAG (RB_3), en dehors du glacier rocheux (RB_4) et sur le versant sud faisant face au glacier rocheux (RB_5) (Figure 7-11).

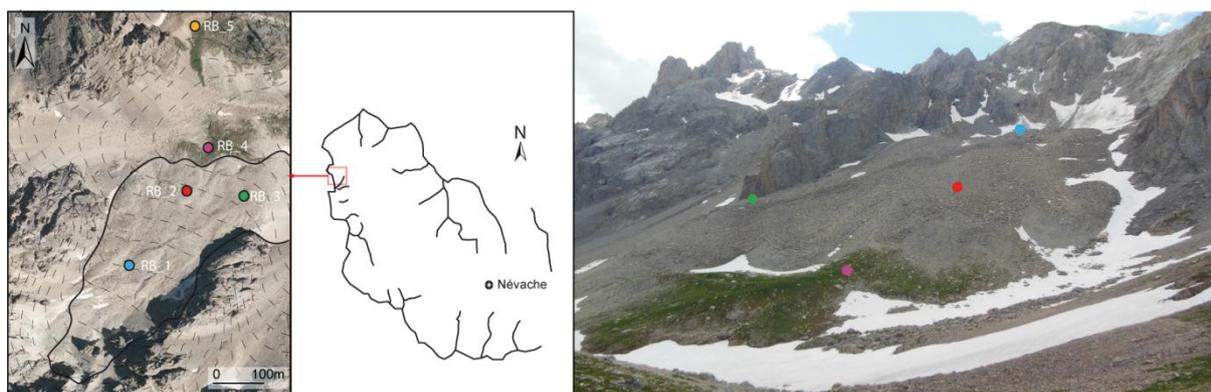


Figure 7-11. Localisation de l'emplacement des capteurs de température installés à la surface du glacier rocheux du Riou Blanc. Les couleurs utilisées pour chacun des capteurs sont les mêmes que celles de la Figure 7-12

On retrouve ici, comme au Lac Rouge, les 3 comportements thermiques décrits précédemment. A cela s'ajoute un quatrième comportement observé sur les 2 capteurs disposés en dehors du glacier rocheux (RB_4 et RB_5) (Figure 7-11).

Le 4ème comportement thermique se différencie par des périodes estivales et automnales similaires à celles décrites pour le comportement théorique d'un sol à pergélisol. La différence réside essentiellement dans le comportement hivernal. De juillet à début octobre, la température du sol montre une grande variabilité et est strictement influencée par la température de l'air. Dès que le couvert neigeux se met en place (entre octobre et novembre) et dépasse 30 à 40 cm, la température du sol s'homogénéise et tend à remonter pour atteindre des valeurs légèrement inférieures à 0°C. Entre la fin novembre et le début de la période de *zero curtain*, la température de la surface du sol reste stable et proche de 0°C. Cette proximité de la température avec les 0°C indique l'absence de pergélisol à l'emplacement des capteurs. Dès que la température de l'air devient positive, celle-ci s'accompagne de la fonte du manteau neigeux ce qu'illustre la phase de *zero curtain*. La durée de cette dernière est longue (2 mois) et indique que le couvert neigeux était épais.

Les 3 comportements déjà décrits concernent les capteurs RB_1, RB_2 et RB_3 et montrent respectivement un comportement similaire à celui d'un sol à pergélisol (RB_1), une faible variabilité hivernale synonyme d'un couvert neigeux peu épais (RB_2) et par une

importante variabilité hivernale illustrant l'absence de neige à l'emplacement du capteur (RB_3).

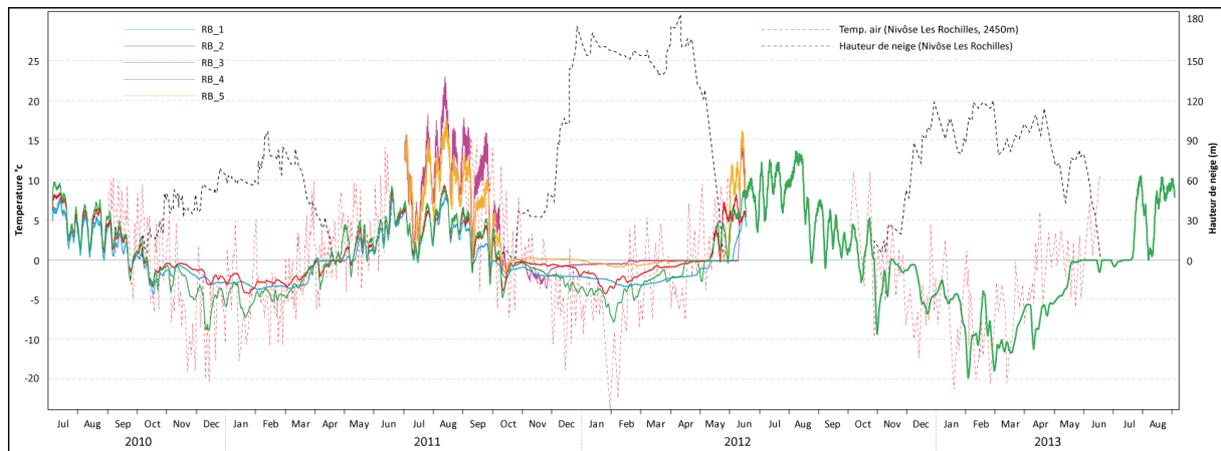


Figure 7-12. Evolution de la température du sol mesurée sur le glacier rocheux du Riou Blanc, de la température de l'air et de l'enneigement à la station Nivôse des Rochilles, entre juillet 2010 et juin 2012 (RB_1, RB_2, RB_4 et RB_5) et entre juillet 2010 et Aout 2013 (RB_3).

En termes de répartition des capteurs et de comportement thermique, on notera que le capteur RB_3, situé dans une zone particulièrement exposée à la déflation éolienne car peu protégée par les parois rocheuses, présente systématiquement une forte variabilité des températures durant les 3 années de mesure (Figure 7-12). Les capteurs RB_1 et RB_2 montrent l'influence du couvert neigeux qui, à mesure que l'on se rapproche de la partie aval du glacier rocheux, tend à diminuer, contribuant ainsi à davantage exposer le sol à l'influence de la température de l'air (cf. plus ou moins grande variabilité de la température tout au long de l'hiver). Les capteurs RB_4 et RB_5 illustrent le comportement thermique d'un sol où le pergélisol fait défaut. Seul un gel saisonnier du sol, marqué en saison automnale, affecte la surface du sol et est à l'origine de processus de cryoturbation comme en témoignent les ostioles observées à proximité du LR_5 (Figure 7-13).

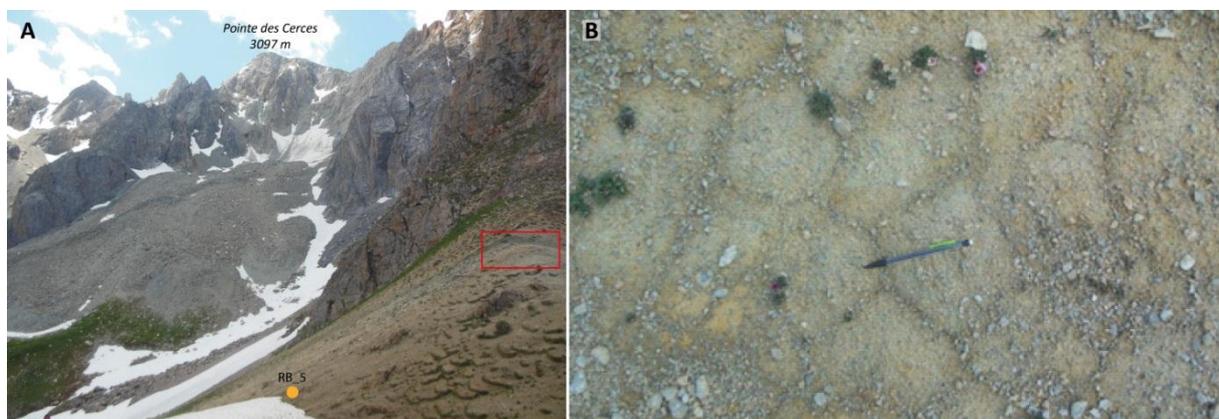


Figure 7-13. A) Localisation de l'emplacement des sols figurés (cadre rouge). Noter la présence du capteur RB_5 B) Ostioles

7.3.1.3 Le Marinet

Au Marinet, 4 capteurs ont été disposés à la surface du glacier rocheux. Trois d'entre eux l'ont été de manière à enregistrer le régime thermique de la partie aval (Ma_4), médiane (Ma_2) et amont (Ma_1) de façon à voir si à la lumière des mesures géophysiques, ces trois différentes zones présentent un comportement thermique de surface différent. Le dernier a été disposé sur le diverticule joutant la langue du glacier rocheux de façon à voir si au regard du régime, il est possible de caractériser ou non la présence de pergélisol.

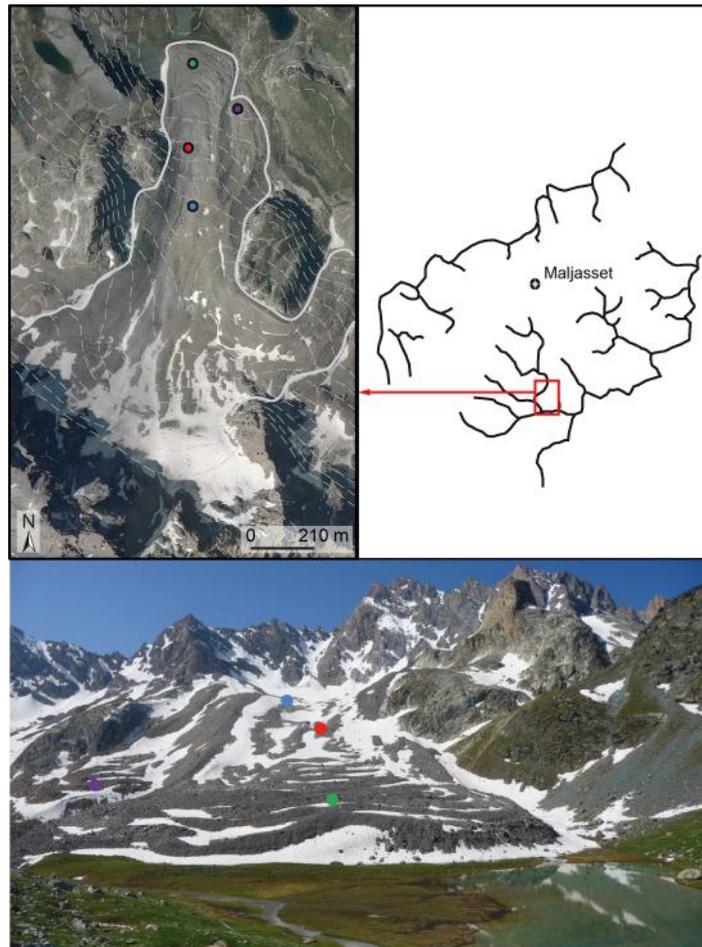


Figure 7-14. Localisation des 4 capteurs de température à la surface du glacier rocheux du Marinet

Le glacier rocheux du Marinet présente lui 2 des 4 comportements observés en Clarée sur les glaciers rocheux du Lac Rouge et du Riou Blanc.

Nous retrouvons ainsi le comportement qualifié de comportement théorique du pergélisol et qui caractérise les capteurs Ma_2, 3 et 4 pendant l'année 2010/2011. Lors de cette saison, la température du sol à Ma_2, 3 et 4 s'illustre par des valeurs de température basses et stables tout au long de la seconde partie de l'hiver. On notera au passage que la

WEqT a été atteinte pour ces 3 capteurs (respectivement de -2.7, -2.9 et -3.9°C) et confirme la présence de pergélisol.

Le capteur Ma_1 durant l'année 2010/2011 ainsi que tous les capteurs durant l'année 2011/2012 montrent un comportement identifié comme celui caractérisant une surface du sol recouverte par un couvert neigeux peu épais (inférieur à 70/80 cm) et ne fournissant qu'une isolation partielle de la surface du sol. Deux raisons liées au couvert neigeux sont à l'origine de ce comportement. En 2010/2011, alors que l'épaisseur du manteau neigeux est globalement suffisante pour isoler le sol, c'est l'emplacement du capteur, situé dans une zone dominante (crête morainique), qui va tout au long de l'hiver subir une déflation éolienne, chasser la neige et être à l'origine des variations de température. Lors de la saison 2011/2012, c'est la faiblesse « généralisée » de l'épaisseur du couvert neigeux (Figure 7-15) qui va tout au long de l'hiver, soumettre la surface du sol à l'influence de la température de l'air.

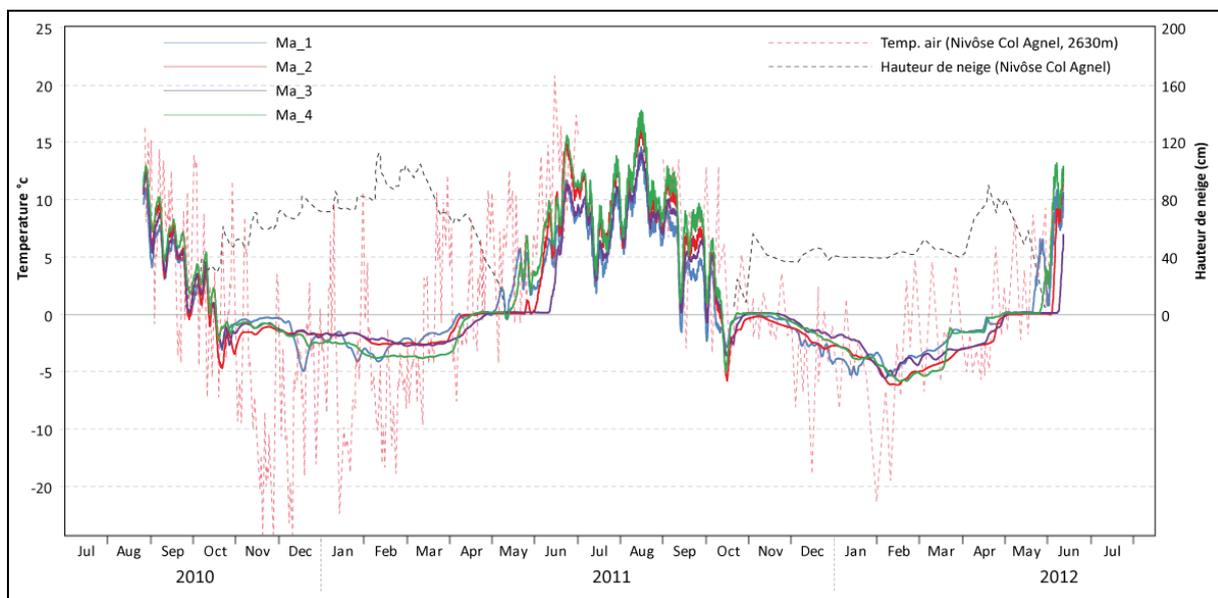


Figure 7-15. Evolution de la température du sol mesurée sur le glacier rocheux du Marinnet, de la température de l'air et de l'enneigement à la station Nivôse des Rochilles, entre Aout 2010 et juin 2012

Si l'on s'intéresse au lien entre régime thermique et type de glace souterraine, la comparaison de la WEqT des capteurs Ma_2 et Ma_4 et des valeurs de résistivité obtenue à ces mêmes emplacements (les informations de résistivité sont indisponibles pour Ma_3, faute de sondage) ne permet pas d'établir un lien direct entre type de glace et valeur de la WEqT (Figure 7-16). Si l'amplitude des valeurs de résistivité atteint plus d'1 MΩ.m entre les 2 capteurs (Ma_2, située à l'aplomb d'un secteur à faible teneur en glace voire dépourvu de glace et Ma_4, situé à l'aplomb d'un secteur présentant un corps de glace massive, l'écart thermique de la WEqT n'est que de 1.2°C.

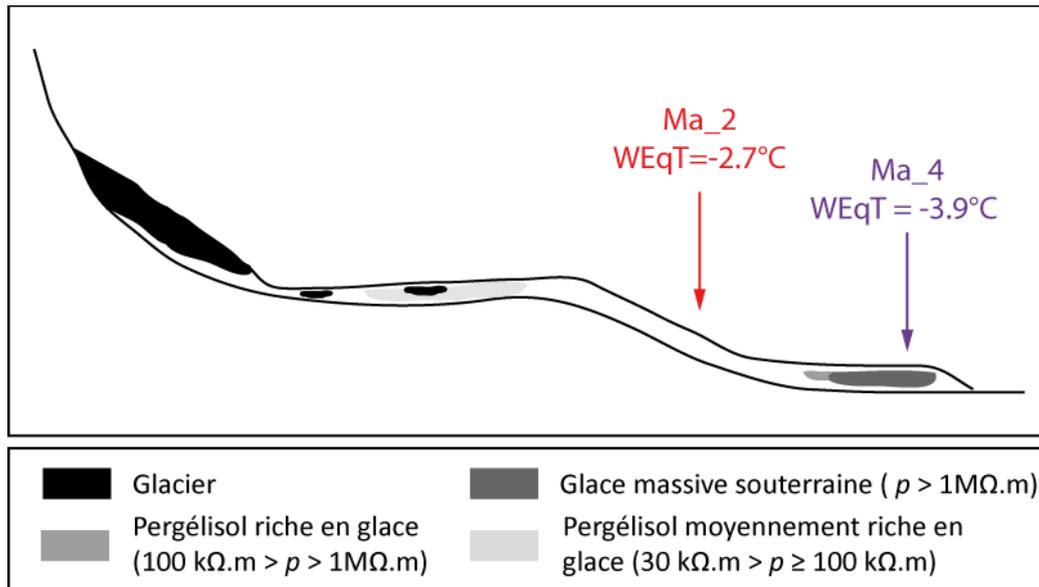
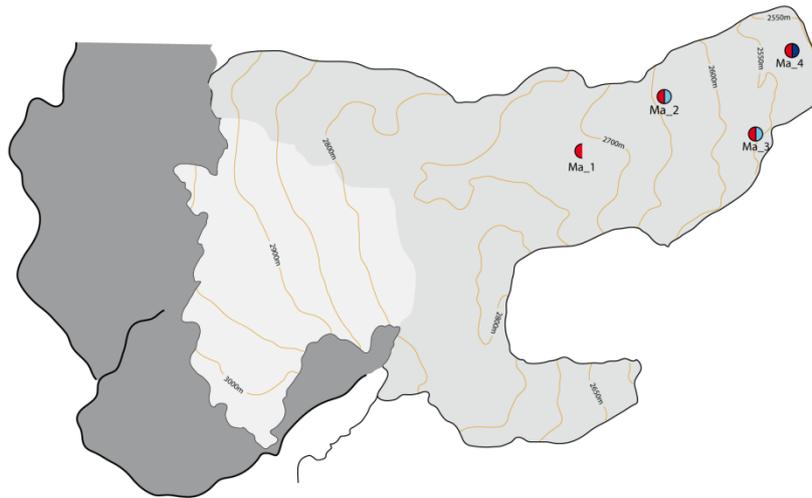


Figure 7-16. Localisation des capteurs Ma_2 et Ma_4 et de la nature de la glace souterraine sur le glacier rocheux du Marinnet

L'analyse de la distribution des MAGST et de la WEqT ne révèle aucune distribution particulière, au moins en ce qui concerne les parties médiane et frontale (Figure 7-17). Ces deux paramètres sont globalement identiques sur le glacier rocheux. Deux points méritent néanmoins d'être soulignés : d'une part les MAGST mesurées durant les deux années sont toutes positives suggérant que le bilan d'énergie est globalement défavorable à la présence et au maintien du pergélisol. D'autre part, les WEqT observées, notamment en 2010/2011 où le couvert neigeux est épais (ce que traduisent également le faible GFI pour chacun des capteurs), présentent des valeurs relativement basses et inférieures à -3°C , valeur considérée comme le seuil en dessous duquel la présence de pergélisol est probable. Ces WEqT permettent donc de confirmer les mesures de résistivité électrique illustrant la présence de glace souterraine et donc de pergélisol mais elles illustrent également, lorsqu'elles sont confrontées aux MAGST, que le pergélisol des parties médianes et frontales du glacier rocheux du Marinnet est en déséquilibre avec les conditions climatiques actuelles.

2010-2011



2011-2012

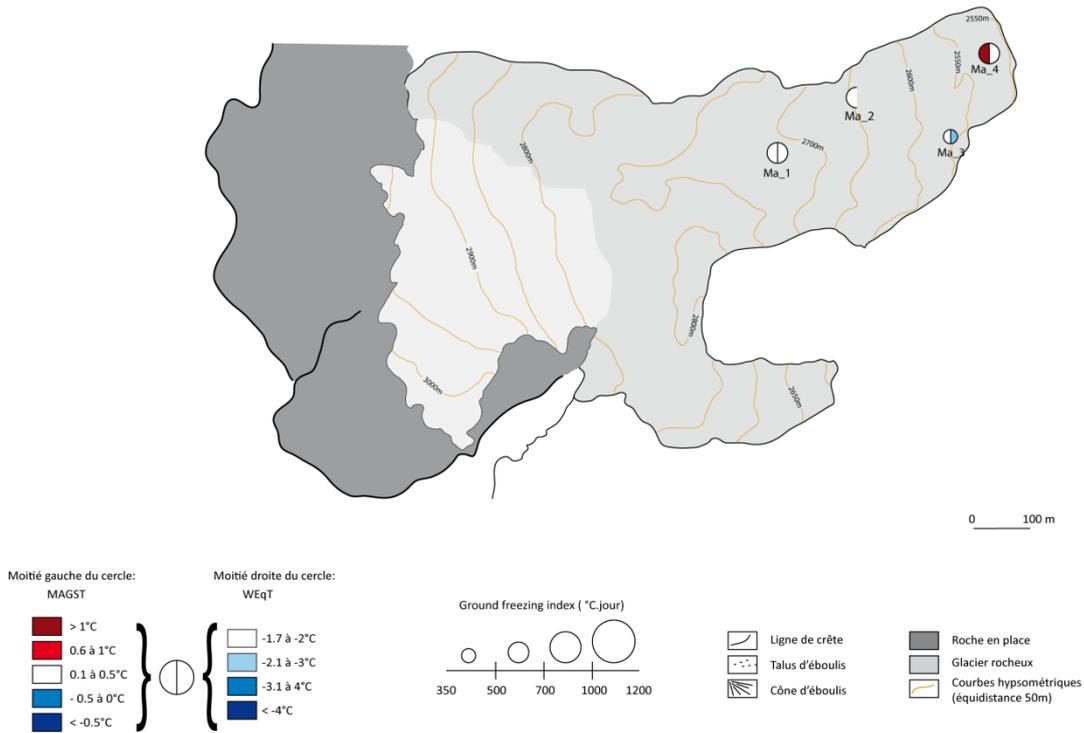


Figure 7-17. Répartition spatiale des MAGST, WEqT et du GFI à la surface du glacier rocheux du Marinet pour les saisons 2010/2011 et 2011/2012

En conclusion, les régimes thermiques mesurés sur les glaciers rocheux englacés au PAG sont caractérisés par une diversité relative reflétant à la fois l'influence de la présence de pergélisol ainsi que l'influence des facteurs locaux et en particulier du manteau neigeux. Les résultats montrent par ailleurs qu'il n'existe pas de lien entre la nature de la glace souterraine et le régime thermique de surface.

7.3.2 Régime thermique de surface sur les glaciers rocheux non englacés au PAG

A l'exception du glacier rocheux du Roure sur et à côté duquel 6 capteurs ont été installés, seul un capteur a été disposé sur le glacier rocheux de Moutouze. Le capteur a, au départ, essentiellement été installé de façon à estimer la WeqT et de déterminer, faute de données alternatives, si du pergélisol était présent.

7.3.2.1 Le glacier rocheux de Moutouze

Ce glacier rocheux est typique d'un *talus-derived rockglacier*. De vives parois alimentent de manière continue des cônes d'éboulis, qui eux-mêmes fournissent des matériaux au glacier rocheux. Orienté au nord, il se développe entre 2635 et 2715 m sur le versant nord de la crête de Moutouze (le versant sud fait face au glacier rocheux des Béraudes). Des mesures de température d'eau de source effectuées en juillet 2007 (0.1°C) au pied du front du glacier rocheux indiquent que le pergélisol y est probable. Un seul capteur a été installé à la surface pour confirmer la présence de pergélisol.

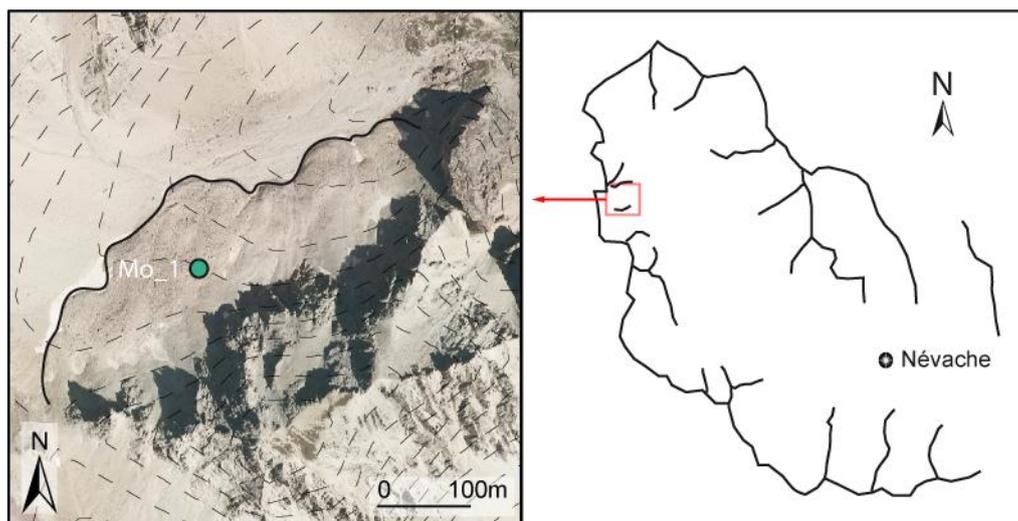


Figure 7-18. Localisation du capteur à la surface du glacier rocheux de Moutouze

L'analyse de l'enregistrement des températures montre que lors des saisons 2010/2011 et 2011/2012 le comportement thermique enregistré est typique de celui de la surface du sol, recouverte par un manteau neigeux peu épais. Au-delà de comportements estival et automnal similaires à ceux de l'ensemble des capteurs précédemment cités, qui se caractérisent par la grande variabilité des températures, on retrouve pendant toute la saison hivernale une variabilité de faible amplitude résultant d'un faible couvert neigeux (Figure 7-19). En 2011/2012, malgré l'enneigement conséquent enregistré au col des Rochilles, seulement distant de 3 km du glacier rocheux, le comportement thermique de la surface du

sol est quasi similaire à celui de l'année 2010/2011 durant laquelle le manteau neigeux était deux fois moins épais (Figure 7-19).

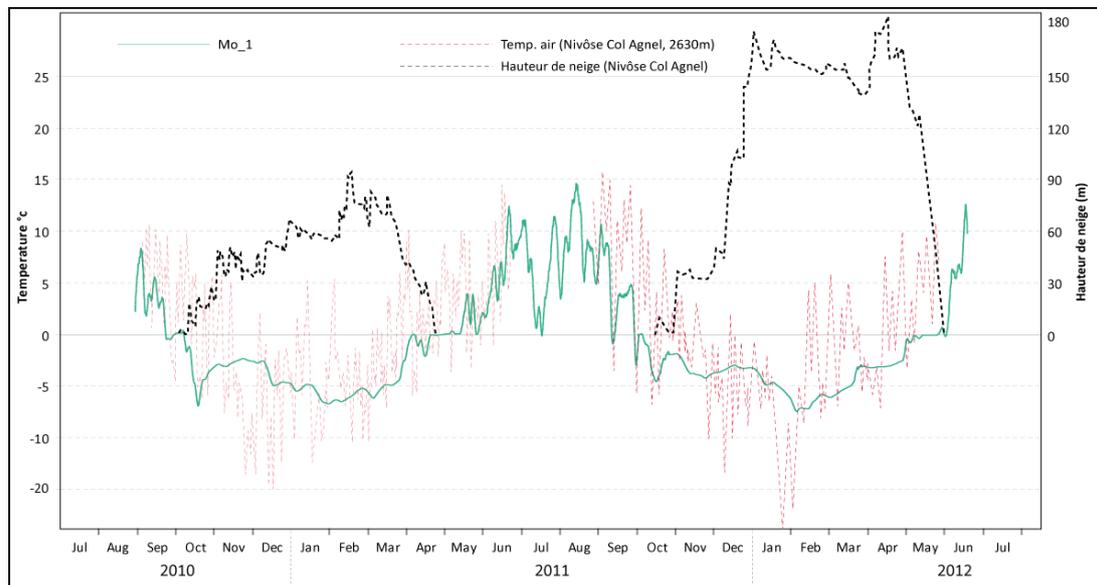


Figure 7-19. Evolution de la température du sol mesurée sur le glacier rocheux de Moutouze (Mo_1), de la température de l'air et de l'enneigement à la station Nivôse des Rochilles, entre août 2010 et juin 2012

Cela s'explique *a priori* par la configuration du site dans lequel se développe le glacier rocheux. Long et étroit, il favorise l'accélération du vent qui s'y engouffre et occasionne une importante déflation. Ce à quoi s'ajoute la position « dominante » de l'emplacement du capteur (Figure 7-20), plus sensible à la remobilisation de la neige que les secteurs en creux. En conséquence, le couvert neigeux reste en permanence de faible épaisseur (40-50 cm) ce que confirme la quasi absence du *zero curtain* durant les deux saisons de mesures. Malgré sa faible épaisseur, le couvert neigeux se maintient tardivement durant la saison estivale (Figure 7-20). Ceci s'explique de nouveau par l'étroitesse du cirque qui limite le rayonnement incident.

Au-delà des strictes informations apportées par les données du capteur, la mise en relation du régime thermique et des données acquises (enneigement, morphologie du glacier rocheux) sur le terrain suggèrent que le site de Moutouze est particulièrement favorable au maintien du pergélisol face au réchauffement climatique. Le faible couvert neigeux hivernal favorise la pénétration du froid dans le sol, et son maintien tardif en saison estivale protègent le sol des températures positives de l'air.



Figure 7-20. Situation de l'enneigement dans le cirque de Moutouze le 12/07/2012. Noter le maintien tardif du couvert neigeux et la variabilité spatiale de ce dernier ; les zones « en relief » sont déneigées de manière plus précoce. Le trait rouge marque le pied du front du glacier rocheux et la flèche turquoise l'emplacement du capteur Mu_1

7.3.2.2 Le glacier rocheux de Roure

Sur le glacier rocheux du Roure, les capteurs ont été disposés de façon à mesurer le régime thermique des parties aval et amont des lobes occidentaux (respectivement Ro_3 et Ro_1), du lobe central (Ro_2), du lobe oriental (Ro_4), d'un secteur hors glacier rocheux (Ro_Ouest) et du versant sud faisant face au glacier rocheux (Ro_sud) (Figure 7-21).

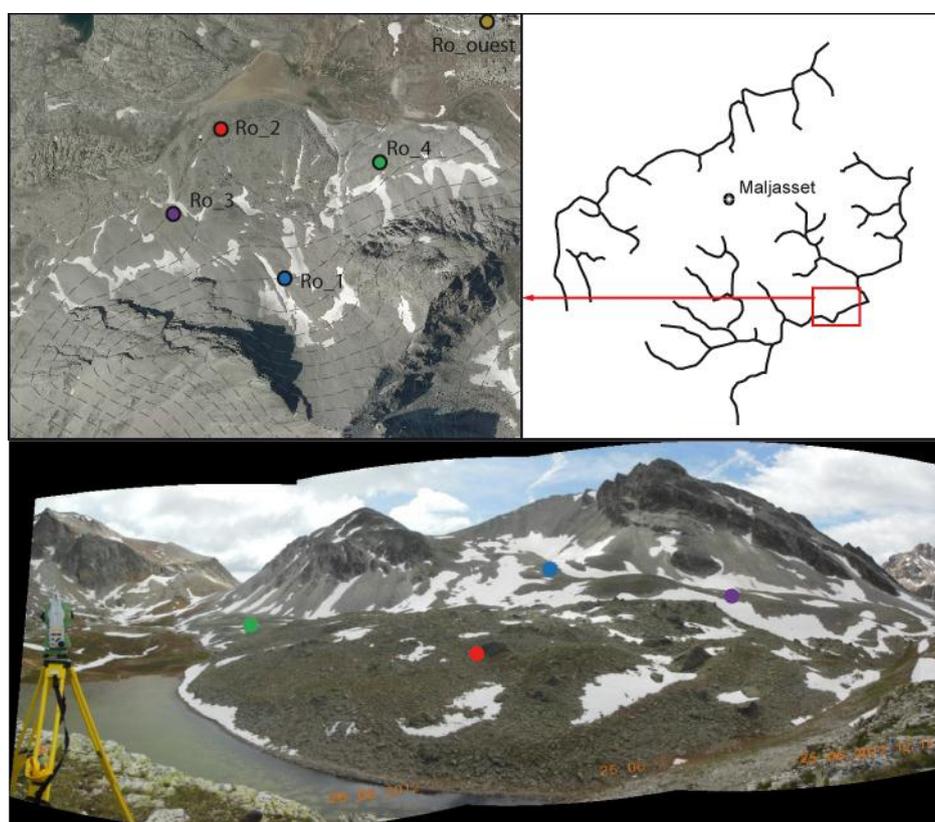


Figure 7-21. Localisation des capteurs sur le glacier rocheux du Roure. Noter l'absence de Ro_sud, trop éloigné de l'emprise de la carte

L'analyse du régime thermique sur le glacier rocheux du Roure montre que, lors des saisons 2010/2011 et 2011/2012, la variabilité des températures, de forte amplitude (été/automne) ou de faible amplitude (hiver), a été de règle. Seul le capteur Ro_1 présente lors de la saison 2010/2011 un comportement proche de celui du régime thermique théorique d'un sol à pergélisol. En 2010/2011, le début de la période hivernale est marqué par une variabilité de faible amplitude qui tend à diminuer dès lors que le couvert neigeux atteint 70-80 cm (fin janvier). Les températures entrent ensuite dans une période de rééquilibrage jusqu'à la fin-mars. La WeqT n'est pas atteinte, car une remontée des températures du sol, coïncidant avec l'augmentation de la température de l'air au-dessus de 0°C, se produit dès avril. S'ensuit la phase de *zero curtain*, plutôt longue (avril-mai) et le retour à la situation estivale. La saison 2011/2012 est marquée par un comportement globalement identique à celui de l'année 2010/2011. Seules deux différences sont observées : d'une part, la couverture neigeuse, *a priori* moins épaisse (40 cm), conduit à ce que les températures du sol soient plus basses que l'année précédente. D'autre part, deux des capteurs (Ro_2 et Ro_3) atteignent au printemps 2012 la WeqT avec respectivement -2 et -2.5°C, soit à la limite du seuil de température couramment accepté pour caractériser la présence possible et probable de pergélisol (respectivement -2 et -3°C ; Haeberli, 1985). La comparaison des valeurs de ces WEqT avec les températures du capteur installé en dehors du glacier rocheux (Ro_sud) montre que ces dernières ont des valeurs moyennes 7 à 8°C inférieures, qui ne peuvent s'expliquer que par la présence de pergélisol. Ceci est d'ailleurs corroboré par les sondages électriques.

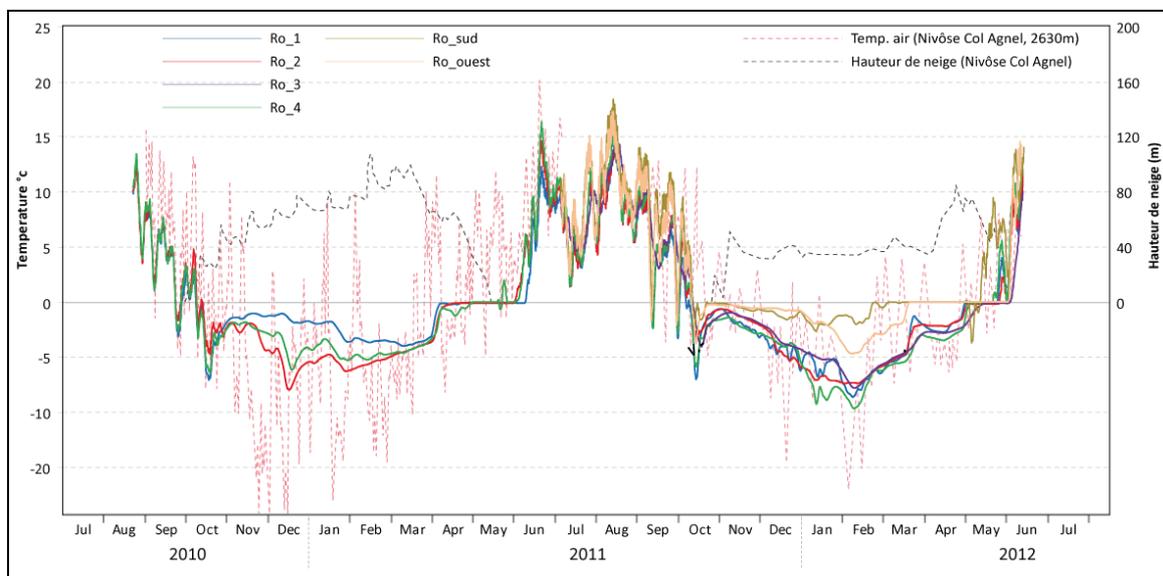


Figure 7-22. Evolution de la température du sol mesurée sur et à proximité du glacier rocheux du Roure, de la température de l'air et de l'enneigement à la station Nivôse du Col Agnel, entre août 2010 et juin 2012 (Ro_1, Ro_2 et Ro_4)

La comparaison de la distribution des valeurs de résistivité avec les régimes thermiques des capteurs, en particulier Ro_2 et Ro_3, ne montre pas de relation particulière. Ces derniers présentent le même régime alors qu'ils sont respectivement situés à l'aplomb d'un corps de pergélisol à très forte teneur en glace (700 k.Ωm) et d'un pergélisol à faible teneur en glace (90 k.Ωm (Evin *et al.*, 1993).

A l'image de ce qui a été observé sur les autres glaciers rocheux, les paramètres thermiques observés (MAGST, WEqT et GFI) à la surface du glacier rocheux du Roure ne montrent pas de distribution particulière. A l'exception du capteur situé en dehors du glacier rocheux (Ro_Sud) et pour lequel la MAGST est positive (Figure 7-23), les MAGST enregistrées par les autres capteurs sont négatives et donc propices au pergélisol.

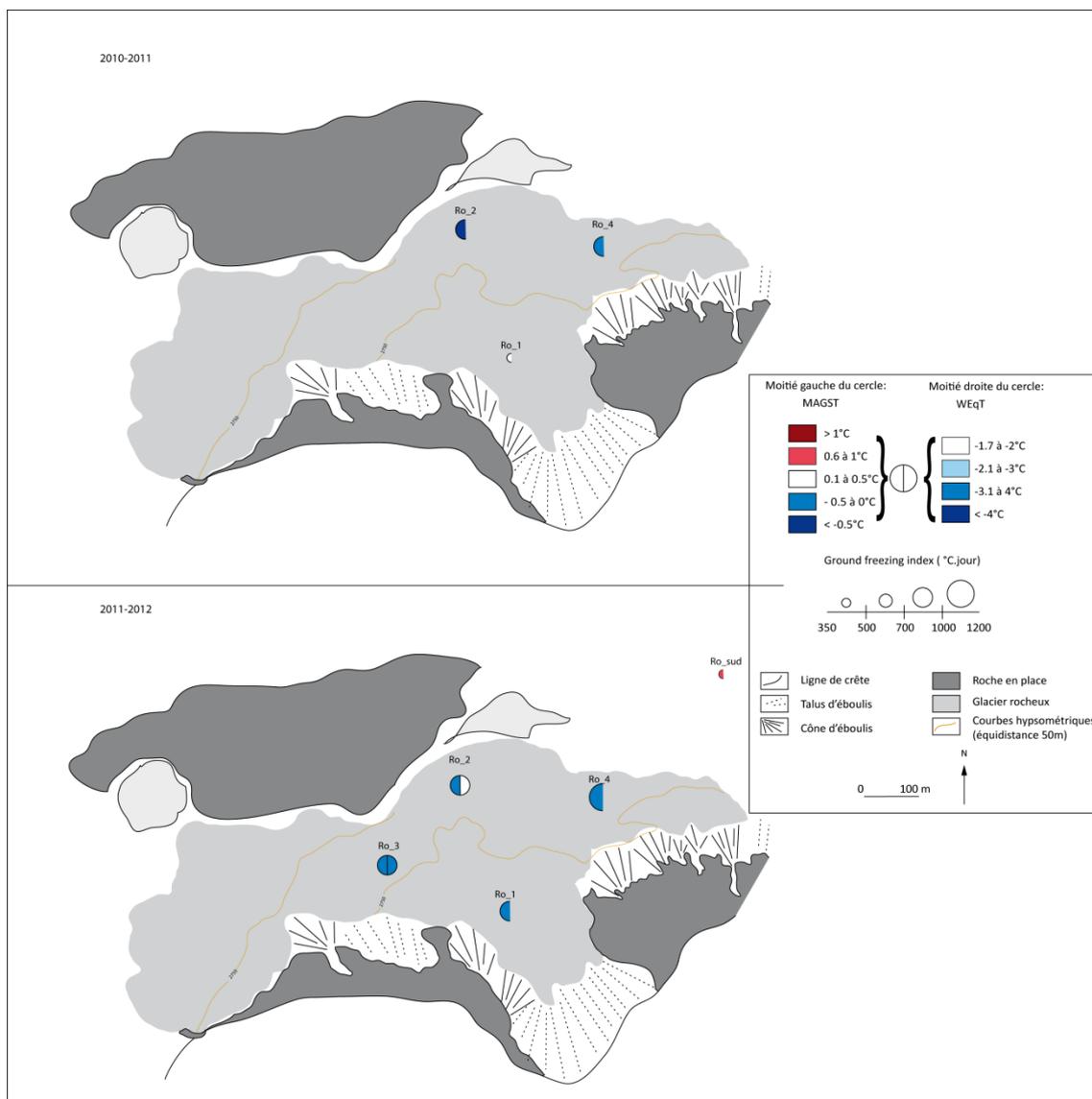


Figure 7-23. Répartition spatiale des MAGST, WEqT et du GFI à la surface du glacier rocheux du Roure pour les saisons 2010/2011 (carte de gauche) et 2011/2012 (carte de droite)

7.3.3 Synthèse sur le régime thermique des glaciers rocheux non englacés au PAG

Les signaux thermiques enregistrés sur les glaciers rocheux non englacés au PAG permettent eux aussi de confirmer la présence de pergélisol, et de confirmer ainsi nos modèles de répartition fondés sur des observations indirectes. Nous voyons cependant apparaître que les températures annuelles moyennes (MAGST) sont variables dans l'espace, et parfois plus élevées que ce que laisserait supposer la température d'équilibre de fin d'hiver ou, plus généralement, la présence de glace sous-jacente (comme dans le cas du Marinnet). Nous essayons donc à présent de dresser une typologie de ces comportements thermiques, notamment en explorant l'ensemble du signal thermique acquis sur deux années.

7.4 Typologie et distribution spatiale des régimes mesurés sur les glaciers rocheux sud-alpins

Les mesures de températures de la surface du sol effectuées sur et à proximité des glaciers rocheux de l'Ubaye et de la Clarée, entre 2010 et 2012, permettent de recenser 4 principaux comportements thermiques de la surface du sol, le premier lié à la présence d'un pergélisol en subsurface, les autres principalement conditionnés par les caractéristiques du manteau neigeux.

7.4.1 Le régime proche de celui du pergélisol théorique

Le premier régime thermique (Figure 7-24) correspond au régime théorique du pergélisol, où l'on retrouve les 5 phases principales, conformément au modèle présenté par Delaloye (2004) (Figure 7-1).

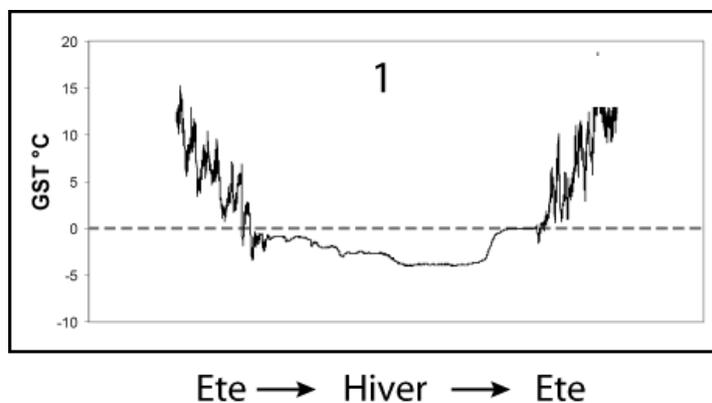


Figure 7-24. Régime thermique théorique d'un sol à pergélisol

Ce régime thermique a été observé sur les glaciers rocheux du Lac Rouge, du Riou Blanc (Figure 7-25) et du Marinet. Pour ce qui est de l'altitude, ce régime thermique a été enregistré entre 2555 et 2824 m, soit sur une étendue altitudinale aussi importante que celle de l'ensemble des glaciers rocheux recensés dans les deux vallées. Quant à l'exposition à la radiation solaire incidente, les données relevées pour chacun des emplacements montrent également que ces derniers couvrent une gamme assez complète comprise entre 1.1 et $1.7 \cdot 10^6$ W.m².an. Enfin, en terme de résistivité électrique, le régime a été mesuré aussi bien à l'aplomb de secteurs ayant des résistivités de l'ordre de 10 kΩ.m (donc *a priori* sans pergélisol) que de secteurs présentant un corps de glace massive (1MΩ.m). A l'échelle du glacier rocheux, ce régime a été enregistré à l'amont (RB_1), dans la partie médiane (LR_2 et 3 ainsi que Ma_2) et dans la partie frontale (Ma_3 et 4) des glaciers rocheux.

En définitive, les facteurs qui conditionnent ce type de régime thermique de surface sont donc la présence de glace souterraine, donc de pergélisol, et un couvert neigeux suffisamment important (80cm, (Haeberli, 1985)) pour permettre une bonne isolation de la surface du sol. Ainsi ce régime thermique est susceptible d'être observé sur n'importe quel glacier rocheux actif ou inactif ainsi que dans n'importe quel secteur d'un glacier rocheux sur lequel le couvert neigeux est suffisamment épais. Nous noterons cependant que dans notre échantillon de glaciers rocheux, ce type de régime thermique a le plus souvent été observé sur les glaciers rocheux englacés au PAG et ce pour au moins une raison : le fait qu'il s'agit de secteurs plus propices à une importante accumulation neigeuse. La même raison explique qu'ils aient été englacés au PAG.



Figure 7-25. Localisation de quelques-uns des emplacements des capteurs ayant présenté un régime thermique théorique de sol à pergélisol au cours des deux années de mesure

7.4.2 Le régime thermique indiquant l'absence de pergélisol

Le second comportement thermique (Figure 7-26) s'illustre par un comportement stable et proche de 0°C durant toute la saison hivernale. Ce type de comportement traduit à la fois le fait que la surface du sol soit précocement isolée de l'air mais aussi l'absence de pergélisol. Ceci explique que la température ne descende jamais en dessous de 0/-1°C.

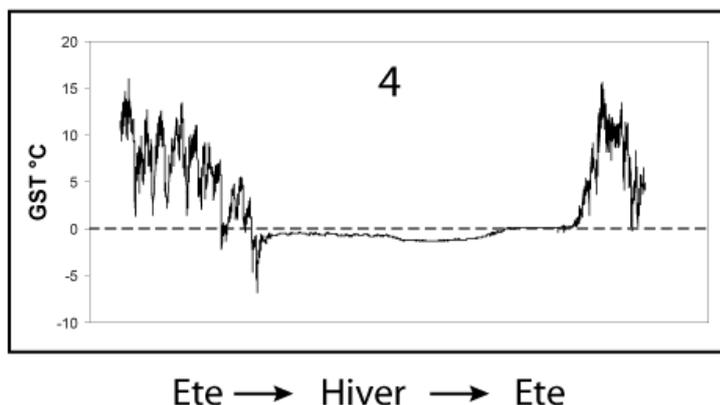


Figure 7-26. Régime thermique en l'absence de pergélisol

Les capteurs indiquant un tel comportement thermique (RB_4 et RB_5) correspondent aux capteurs installés en dehors du glacier rocheux du Riou Blanc (Clarée) et du Roure (Ubaye) (Figure 7-27). Ces deux capteurs proches en altitude (entre 2535 et 2568 m), ont été installés dans des secteurs exposés au sud où la radiation solaire incidente est élevée (respectivement de 1.8 et $1.9 \cdot 10^6$ W.m²/an). Concernant la nature du sous-sol, aucune information n'est disponible aux emplacements concernés mais les indicateurs morphologiques de surface tendent à confirmer l'absence de glace en profondeur : présence importante de végétation, absence d'indices de fluage. La température proche de 0°C mesurée durant tout l'hiver 2011-2012 résulte donc de l'absence de pergélisol. La stabilité des températures durant la phase hivernale résulte à la fois d'un épais couvert neigeux et d'une granularité des matériaux de surface qui, compte tenu de leur finesse, empêche toute circulation d'air. Un autre capteur (Ro_sud, glacier rocheux du Roure, Ubaye), installé en dehors du glacier rocheux, présente à la fois un comportement thermique proche de celui des deux capteurs précédents. La seule différence réside dans l'existence de variations de faible amplitude dues à un couvert neigeux peu abondant. La localisation du capteur, en dehors du glacier rocheux, et la radiation solaire incidente perçue ($1.8 \cdot 10^6$ W.m²/an) sont les mêmes que celles de RB_4 et RB_5. Seule l'altitude diffère puisque ce dernier est situé à 2745 m soit presque 200 m plus haut que les deux autres.



Figure 7-27. Localisation de l'emplacement de capteurs ayant présenté un régime thermique associé à l'absence de pergélisol pendant les deux années de mesure

7.4.3 Le régime thermique à variabilité permanente

Le troisième type de régime thermique (Figure 7-28) montre une grande variabilité des températures tout au long de la période suivie. Il traduit le fait que la température de la surface du sol a constamment été influencée par la température de l'air. Ce comportement thermique est conditionné par le couvert neigeux dont l'épaisseur, au-delà du régime de précipitation, va être conditionnée par l'exposition au vent (cas des capteurs LR_3 et RB_3). Cette dernière dépendra elle-même de la morphologie de surface, les secteurs en relief étant soumis à une déflation plus importante que ceux en creux d'avantage concernés par une importante accumulation

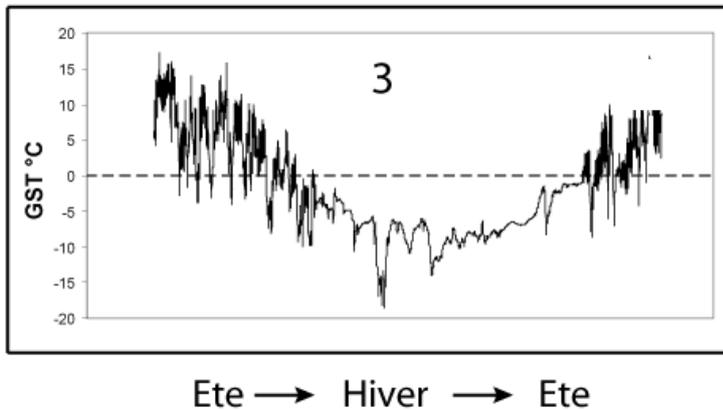


Figure 7-28. Régime thermique directement influencé par la température de l'air

Deux capteurs présentent ce comportement thermique. Tous deux sont situés en Clarée et à proximité des glaciers rocheux du Lac Rouge (LR_3) et du Riou Blanc (RB_3). Dans la situation de RB_3, le capteur est situé à proximité d'un des lobes du glacier rocheux, dans un secteur proéminent et mal protégé du vent et où la neige tend à être soufflée vers des secteurs plus favorables à l'accumulation. Au Lac Rouge, l'emplacement du capteur LR_3, au sommet d'un bourrelet longitudinal, l'expose à l'action du vent et à la remobilisation du couvert neigeux par ce dernier. A ces deux emplacements, la topographie conditionne donc l'épaisseur du couvert neigeux qui lui-même influence le bilan thermique en favorisant des températures froides tout l'hiver. Ceci s'observe notamment en observant le Ground Freezing Index de ces deux capteurs (-1200°C pour LR_3 et -1010°C pour RB_3 en 2010/2011) et en le comparant à la moyenne des autres capteurs déposés sur les glaciers rocheux du Lac Rouge (-790 °C, $\sigma=6.9$) et du Riou Blanc (-610°C, $\sigma=92$). Ces secteurs, davantage soumis aux températures froides, sont également ceux dans lesquels le pergélisol, s'il existe, est le mieux à même de se développer ou de se maintenir.



Figure 7-29. Localisation de l'emplacement de capteurs ayant présenté un régime thermique à variabilité annuelle continue durant les deux saisons de mesure

7.4.4 Le régime thermique présentant une variabilité de faible amplitude tout au long de l'hiver

Le second type de régime thermique (Figure 7-30) montre une variabilité modérée mais continue tout au long de l'hiver. Cette dernière est le résultat d'une trop faible épaisseur du manteau neigeux qui permet à la température de l'air de le pénétrer et d'influencer la température de la surface du sol.

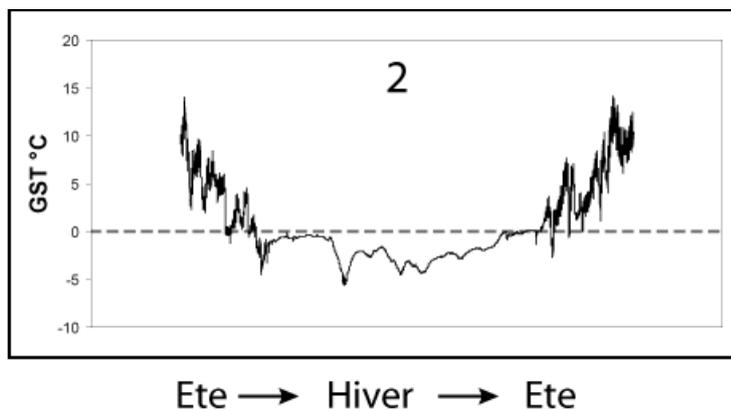


Figure 7-30. Régime thermique lors d'un couvert neigeux trop faible

Ce régime thermique concerne la grande majorité des régimes mesurés dans le cadre de cette étude. A l'échelle de l'ensemble des sites, ce type de régime thermique est observé entre 2545 et 2825 m d'altitude et dans des conditions d'exposition à la radiation solaire incidente également très diverses (de 1.35 à $1.9 \cdot 10^6$ W.m²/an). A l'échelle régionale, il concerne potentiellement toute la frange à pergélisol des Alpes du sud. Localement, il est également susceptible d'être mesuré dans des contextes topo-climatiques aussi variés qu'un pied de paroi très ombragé que d'un front bien exposé au rayonnement solaire. La relation entre ce régime thermique et la glace de pergélisol ne montre pas de relation significative. Celui-ci a été aussi bien observé à l'aplomb de sites sans pergélisol (cf. Ma_2) que de sites présentant de la glace massive (cf. LR_1). Le facteur guidant le fonctionnement de ce régime est essentiellement la présence d'un couvert neigeux de faible épaisseur (quelques dizaines

de cm). Ainsi, un couvert neigeux un peu plus important, associé à la présence de glace souterraine, suffit à faire basculer le régime vers celui du pergélisol théorique. A l'inverse, l'absence de couvert neigeux mènera vers un régime à forte variabilité continue.

Ces paragraphes montrent la diversité des régimes thermiques sur les glaciers rocheux étudiés. Il est à noter que, même si les glaciers rocheux recèlent de la glace, tous les secteurs ne présentent pas un comportement thermique de type 1 (type associé à la présence de pergélisol). Certes les conditions locales, et notamment les conditions d'englacement complexes, brouillent le signal thermique. Mais nous souhaitons tout de même explorer l'hypothèse que les mesures obtenues reflètent un déséquilibre entre le pergélisol et les conditions climatiques actuelles.

7.5 Température de surface et déséquilibre du pergélisol : que nous enseignent les MAGST ?

La variation dans le temps de la température moyenne annuelle du sol (MAGST) est le facteur principal dictant l'évolution du pergélisol sous-jacent. Très dépendante régionalement des conditions climatiques annuelles et localement des effets de redistribution de la neige (vent/avalanche) (Hoelzle *et al.* 2001; Delaloye, 2004), elle ne peut pas être considérée comme un bon indicateurs de la présence de pergélisol. Nous avons d'ailleurs mobilisé d'autres indicateurs pour attester de sa présence ou non. Néanmoins, en reflétant une grande part de l'énergie entrant dans le pergélisol, elle peut être utilisée pour caractériser les conditions d'équilibre ou de déséquilibre du pergélisol avec les conditions climatiques actuelles.

L'objectif des paragraphes suivants est de déterminer, à partir des MAGST calculées à différentes échelles spatiales, si les conditions climatiques de surface des saisons 2010-2012 ont été favorables ou non à l'équilibre du pergélisol. Pour chacun des capteurs dont la série de données est complète entre 2010 et 2012, la MAGST a été calculée chaque mois à partir de la moyenne arithmétique des 12 mois précédents. A l'échelle du glacier rocheux, la MAGST présentée correspond à la moyenne de tous les capteurs du glacier rocheux.

7.5.1 Variations spatiales de la MAGST à l'échelle régionale

La comparaison des MAGST pour chacun des glaciers rocheux montre que si le comportement thermique évolue globalement de manière homogène (Figure 7-31), des différences de températures apparaissent entre les sites. Elles peuvent atteindre 2°C entre le site du Marinnet, le plus chaud (MAGST 0.7°C) et le site du Lac Rouge, le plus froid (MAGST - 0.9°C). Ces différences s'expliquent par l'influence des facteurs estivaux et hivernaux

(Delaloye, 2004). Si par manque de données liées à l'enneigement local, il reste difficile de caractériser l'influence de ce paramètre hivernal, l'observation des températures annuelles maximales relevées à la surface du sol apporte au moins une partie des explications. Ainsi, la seule MAGST inférieure à 0°C (LR, Lac Rouge) correspond au glacier rocheux dont les températures maximales relevées n'ont jamais (ou à peine) dépassé les 20°C (à l'exception de LR_1 en 2010-2011) (Tableau 7-2). Sur les autres sites, là où les températures maximales ont à plusieurs reprises dépassé 30°C (Marinet, Roure) voire 40°C (Rb_4 au Riou Blanc) les MAGST sont plus élevées.

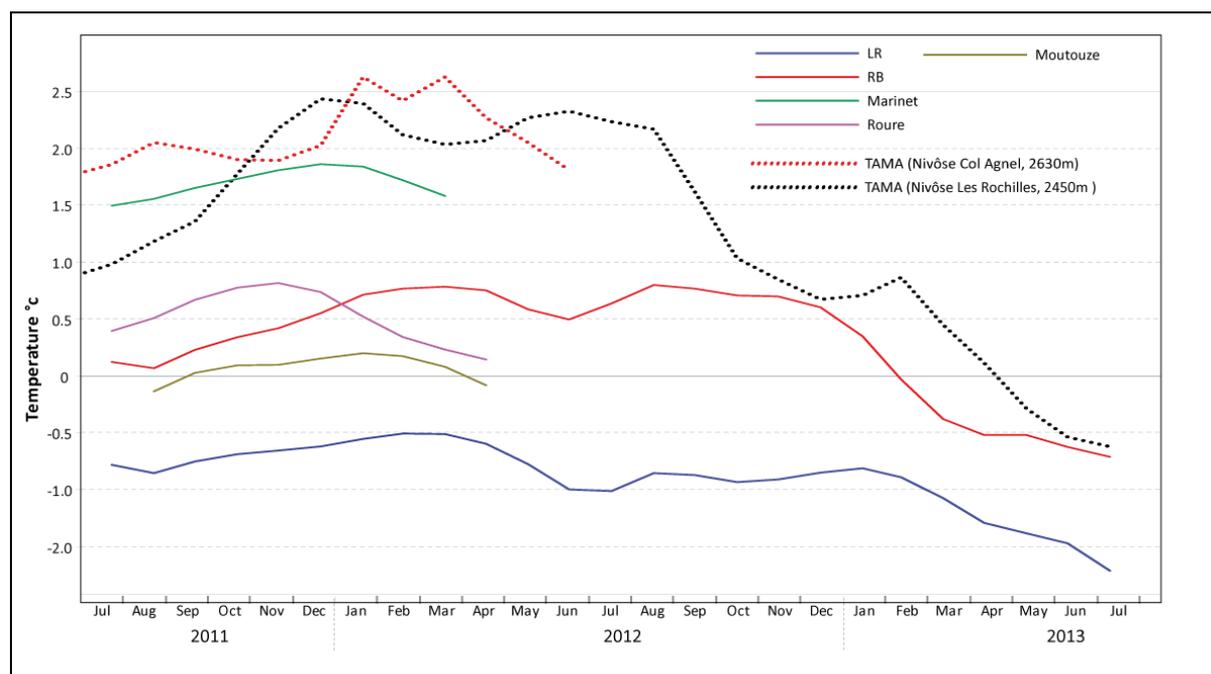


Figure 7-31. Comparaison de l'évolution de la MAGST à l'échelle régionale (Clarée et Ubaye) et TAMA (Température Annuelle Moyenne de l'Air) au col Agnel (Queyras/Ubaye) et au col des Rochilles (Clarée) (données Nivôse météo France) entre juillet 2011 et juillet 2012. Au Lac Rouge (LR) et au Riou Blanc (RB) les données de 2012/2013 ont été calculées sur les seuls capteurs ayant fonctionné durant la saison (respectivement LR_4 et RB_5)

Les MAGST relevées à l'échelle régionale montrent globalement et durant les saisons de mesures 2010-2012 (ou 2013) qu'à l'exception du glacier rocheux du Lac Rouge, où la MAGST est systématiquement négative, tous les glaciers rocheux ont présenté, durant la période de suivi, des MAGST supérieures à 0°C. Si au regard de travaux précédents (Hoelzle *et al.*, 2003; Delaloye, 2004), il apparaît clairement que la variabilité interannuelle de la MAGST peut atteindre plusieurs degrés et donc potentiellement faire basculer des sites tels que le Roure, le Riou Blanc ou Moutouze vers des valeurs négatives, nous retenons que durant les deux années de mesures, les MAGST positives n'ont pas pu être favorables au pergélisol. Ces observations nous conduisent ainsi à poser la question de l'équilibre du pergélisol de ces glaciers rocheux avec les conditions climatiques actuelles et en particulier de savoir si ce déséquilibre se manifeste de la même façon à l'échelle du glacier rocheux.

7.5.2 MAGST à l'échelle locale

A l'échelle du glacier rocheux, les MAGST calculées sur quatre glaciers rocheux montrent que le comportement thermique est globalement homogène (Figure 7-32). Dans certains cas (par ex Lac Rouge et Riou Blanc), des différences de température de près de 1°C entre les MAGST apparaissent.

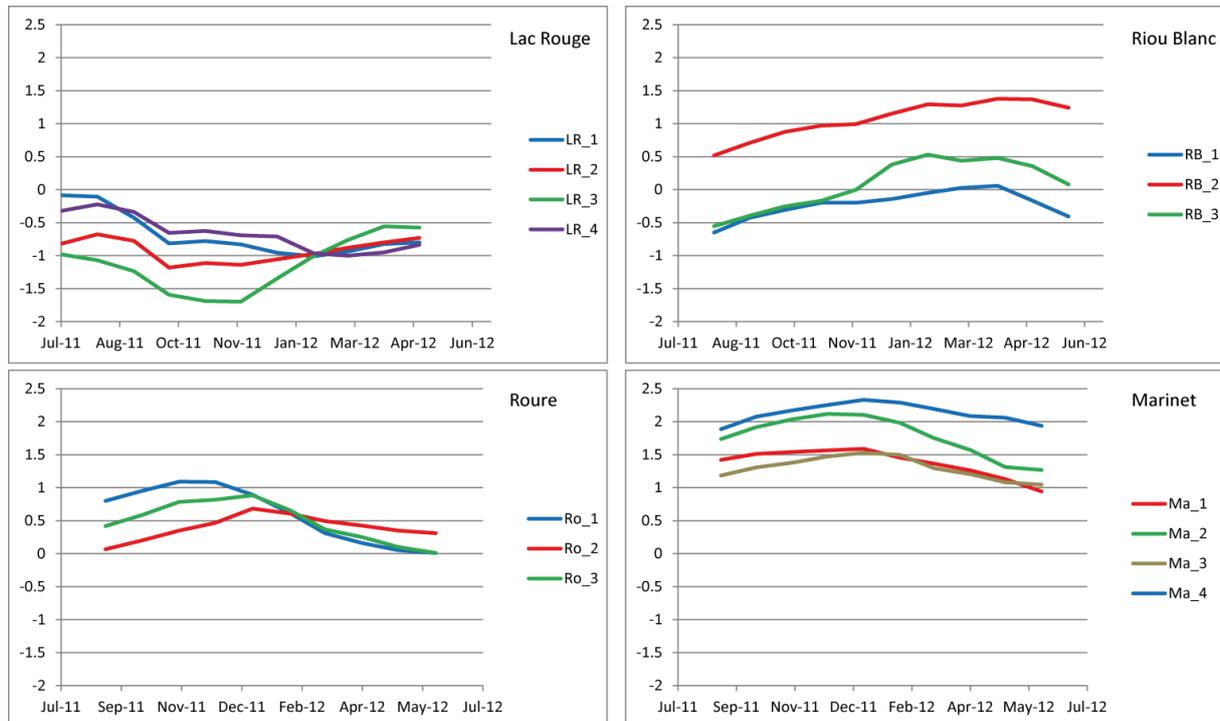


Figure 7-32. Comparaison de l'évolution de la MAGST pour les saisons 2010/2011 et 2011/2012 sur quatre glaciers rocheux (Lac Rouge, Riou Blanc, Roure et Marinet) équipés de plusieurs capteurs (seuls les glaciers rocheux présentant des séries complètes sont présentés)

Les différences observées entre ces MAGST, notamment lorsqu'elles se matérialisent par des valeurs supérieures ou inférieures à 0°C, sont ainsi susceptibles d'affecter le glacier rocheux de façon différente. Au Riou Blanc, les données du capteur RB_2 indiquent que la MAGST mesurée est strictement supérieure à 0.5°C pendant les deux saisons de mesure. A l'inverse, celle du capteur RB_1 est strictement inférieure à 0°C tout au long du suivi thermique. En conséquence, peut-on considérer que la partie aval du glacier rocheux sur laquelle le capteur RB_2 est posé (Figure 7-11) est plus concernée par le déséquilibre du pergélisol que la partie amont (capteur RB_1)? Sans prétendre répondre de manière définitive à cette interrogation, nous suggérons que si les conditions thermiques de surface au Riou Blanc se maintiennent telles qu'elles l'ont été entre 2010 et 2012, il est possible que la réponse soit oui.

Nous retiendrons que la MAGST, en dépit d'une importante variabilité interannuelle potentielle (non caractérisée par manque de recul), constitue un indicateur synthétique utile

pour caractériser, à différentes échelles spatiales, les secteurs concernés par un déséquilibre potentiel du pergélisol.

7.6 Conclusion du chapitre

Ce chapitre a permis de décrire, à différentes échelles, l'ambiance climatique à la surface des glaciers rocheux des Alpes du sud. A l'échelle régionale tout d'abord, où la température de la surface du sol est largement conditionnée par la température de l'air et l'altitude. A l'échelle locale ensuite, où l'analyse des données montre que les spécificités du manteau neigeux et le contexte topo-climatique local influencent le bilan d'énergie perçu. Le suivi détaillé de 5 glaciers rocheux a par ailleurs permis de démontrer qu'il existe 4 comportements thermiques principaux dans les milieux à pergélisol des Alpes du sud. Ces régimes thermiques concernent l'ensemble des formes malgré leurs spécificités, tant en termes de localisation que de contenu en glace. Par ailleurs, au travers de l'analyse des signaux thermiques sur deux années et les MAGST, le suivi thermique de surface montré qu'un déséquilibre thermique pouvait exister entre les conditions climatiques actuelles et celles nécessaires au maintien du pergélisol. Ce déséquilibre thermique se manifeste à la fois à l'échelle régionale et entre glaciers rocheux, mais aussi à l'échelle du glacier rocheux où certains secteurs sont plus concernés que d'autres.

Le signal thermique montre en effet des indices de désaccord entre l'énergie reçue par le sol, et le maintien d'un pergélisol : dans plusieurs secteurs (Marinet, Roure, Riou Blanc), la MAGST est trop élevée pour assurer le maintien de la glace sous-jacente. Toutefois, les valeurs thermiques obtenues ont un recul insuffisant (deux années), et ce qui n'est perçu ici que comme un indice, ou une possibilité, doit être exploré par d'autres indicateurs. Nous cherchons donc à étayer cette hypothèse de déséquilibre à travers le comportement rhéologique des glaciers rocheux, et plus particulièrement leur cinématique de surface.

Chapitre 8. Suivi géodésique de la cinématique de surface des glaciers rocheux

Les résultats des chapitres précédents nous ont permis d'identifier successivement l'extension de la frange à pergélisol, de caractériser et différencier les contextes locaux dans lesquels elle se maintient, puis de montrer que, thermiquement, certaines zones à pergélisol ne semblent pas en accord avec les conditions climatiques actuelles. Le manque de recul des données thermiques (début du suivi en 2010) amène à confirmer ou infirmer cette hypothèse du déséquilibre par d'autres indicateurs.

Les déplacements de surface des glaciers rocheux représentent en cela un élément pouvant éclairer la dynamique et l'évolution des terrains meubles affectés par du pergélisol, en particulier dans le contexte actuel du changement climatique (cf.1.4.4.1). La dégradation du pergélisol et la réduction des contraintes de cisaillement associée à la fonte de la glace de pergélisol peuvent par exemple être à l'origine de mouvements horizontaux accélérés (Arenson et al., 2002; Roer et al., 2005, 2008; Delaloye et al., 2010, 2013). Cette accélération des mouvements peut alors être à l'origine de l'apparition de crevasses transversales ou de dépression (cf.1.4.4.2). En nous fondant sur ce résultat, nous souhaitons identifier de possibles indicateurs géomorphologiques de la dégradation du pergélisol. Le présent chapitre se focalise sur un suivi géodésique de surface, réalisé entre 2010 et 2012, l'objectif principal étant de caractériser les vitesses moyennes de déplacement à l'échelle du glacier rocheux et de proposer une synthèse des comportements à l'échelle régionale (le comportement est-il le même sur tous les glaciers rocheux suivis ?). Le second objectif est de déterminer les facteurs les mieux à même d'expliquer les différences de déplacement aux différentes échelles de suivi, en particulier pour essayer de comprendre le rôle de la glace souterraine qui, selon sa nature et sa température, modifie le comportement rhéologique du glacier rocheux.

Après avoir présenté la méthode de suivi de la cinématique des glaciers rocheux utilisée dans le cadre de ce travail, nous proposons un aperçu général de la cinématique des glaciers rocheux à l'échelle régionale, par le biais de statistiques descriptives. Un objectif sous-jacent est de comparer la cinématique des glaciers rocheux des Alpes du sud avec celle d'autres glaciers rocheux alpins. Dans une troisième étape, nous examinerons à l'échelle locale les glaciers rocheux à partir de campagnes de mesure réalisées entre 2010 et 2012 afin de caractériser les principaux facteurs contrôlant ces déplacements.

8.1 Matériel, méthodes et sélection des sites de suivi

8.1.1 Les différentes méthodes de suivi des déplacements de surface

Plusieurs méthodes permettent le suivi de la cinématique des glaciers rocheux et ce à différentes échelles spatio-temporelles.

- A l'échelle du glacier rocheux, le suivi par triangulation (Wahrhaftig et Cox, 1959; Francou et Reynaud, 1992), par GPS différentiel ou DGPS (Lambiel et Delaloye, 2004; Kaufmann *et al.*, 2006; Bodin, 2007) ou par LIDAR (Light Detection And Ranging) (Bauer *et al.*, 2003; Bodin, 2011) permettent l'acquisition de données aux échelles intra et inter-annuelles. Cela permet la mise en relation entre les vitesses de déplacement et certaines données climatiques susceptibles d'influencer la cinématique comme les conditions d'enneigement (Ikeda *et al.*, 2008).
- A une échelle de temps plus longue (quelques années à plusieurs décennies), le suivi par photogrammétrie (Kääb *et al.*, 1997; Roer et Nyenhuis, 2007; Kaufmann et Ladstädter, 2009; Delaloye *et al.*, 2010) notamment à partir d'images aériennes, ou le suivi par interférométrie radar (Rignot, 2002; Kenyi et Kaufmann, 2003; Strozzi *et al.*, 2004), permettent de dresser un portrait plus global de la dynamique (c'est à dire sans prendre en considération les effets climatiques annuels) et de relier cette dernière à un éventuel changement climatique.

Dans le cadre de ce travail, le choix d'une approche inter-annuelle de la cinématique a été privilégié. Celle-ci a été réalisée grâce à l'utilisation d'un tachéomètre électronique.

8.1.2 Principe de l'utilisation du tachéomètre

Le tachéomètre, également appelé station totale, est un appareil combinant les fonctions d'un théodolite et d'un distance-mètre. Il permet la mesure d'angles horizontaux, d'angles verticaux et de distances. C'est un instrument équipé d'une lunette de visée, de deux cercles gradués (horizontal et vertical) et d'un émetteur/récepteur d'ondes électromagnétiques. Lors de son utilisation, le tachéomètre est placé sur un trépied (Figure 8-1). La mesure résultante d'un pointé/d'une visée est donc composée de trois valeurs :

- Hz : l'angle horizontal. Le zéro du cercle horizontal correspond dans notre cas à l'azimut 0° soit au nord géographique. Le sens des angles positifs est horaire.
- V : l'angle vertical. Le zéro du cercle vertical correspond à une visée exactement zénithale.
- Di : la distance directe, ou inclinée. La distance est calculée entre le centre de l'appareil et celui du réflecteur, positionné sur la surface d'un bloc repère.

Si l'on considère un repère 3D cartésien iR , ayant pour origine le centre de l'instrument, pour direction de l'axe (OZ) la verticale et de l'axe (OX) le « zéro » du cercle horizontal, les mesures d'angles et distance forment les coordonnées polaires du point visé P. Nous pouvons exprimer les coordonnées cartésiennes (x_P, y_P, z_P) par un passage de coordonnées polaires en rectangulaires, comme décrit dans l'équation suivante :

$$x_P = D_i \cdot \cos(V) \cdot \cos(H_z) ; y_P = D_i \cdot \sin(V) \cdot \cos(H_z) ; z_P = D_i \cdot \sin(V) \quad (1)$$

Cependant, le repère iR , propre à l'appareil, n'a que peu d'intérêt pour les utilisateurs des données. Généralement, les mesures polaires réalisées depuis chaque station doivent être exprimées dans un repère général (global ou local), noté gR ou oR . Dans notre cas, il s'agit de pouvoir replacer ces repères dans un système géoréférencé via l'utilisation d'un Système d'Information Géographique). La transformation des coordonnées vers un repère géodésique national est tout à fait réalisable et intervient-en :

1. Centrant l'appareil de mesure c'est-à-dire en le plaçant à la verticale d'un point topographique aux coordonnées connues.
2. Orientant l'appareil en visant un point aux coordonnées connues afin de déterminer l'azimut théorique du « zéro » du cercle horizontal

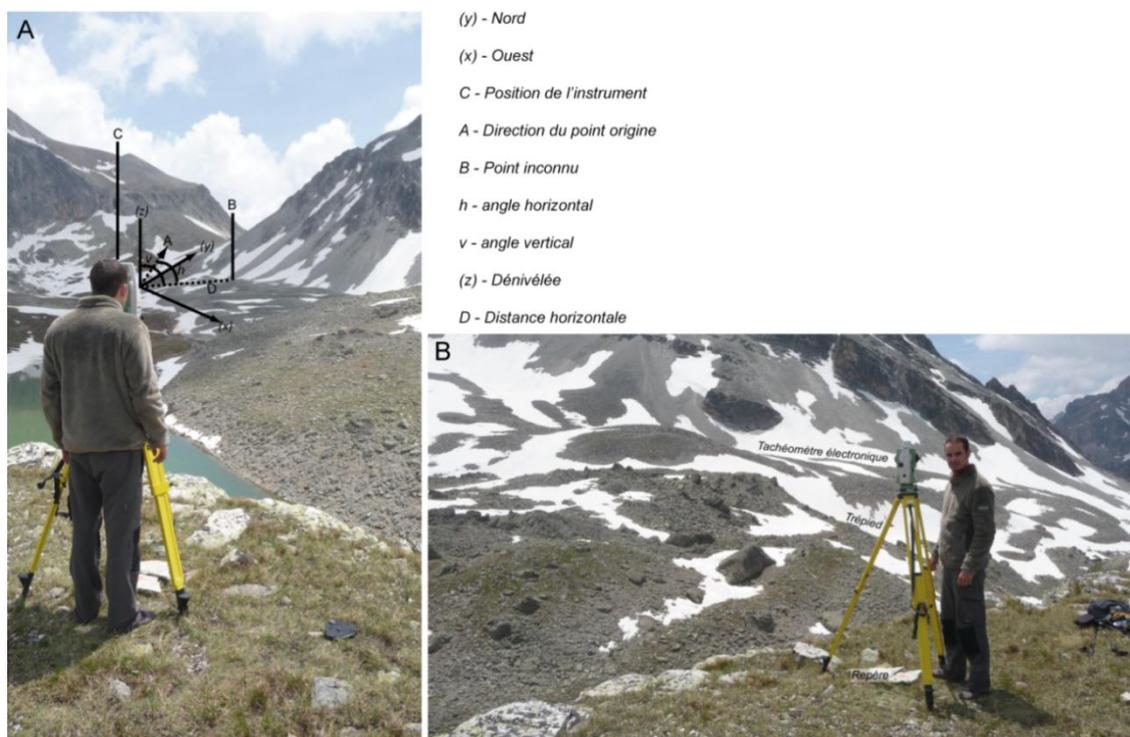


Figure 8-1. Principe et mise en contexte de l'utilisation du tachéomètre électronique pour le suivi des déplacements de surface d'un glacier rocheux. A. Données mesurées et repères mis en contexte sur le terrain. B. Position du tachéomètre à l'aplomb de blocs servant de point de repère

8.1.3 Démarche d'acquisition sur le terrain

A partir de blocs situés à la surface des glaciers rocheux, on constitue un réseau de points, aux coordonnées connues. On compare ces coordonnées initiales aux nouvelles relevées à échelle interannuelle pour déterminer les mouvements horizontaux et verticaux des glaciers rocheux.

Les mesures ont été réalisées lors des étés 2010, 2011 et 2012 à l'aide d'un tachéomètre électronique Leica TS02 dont la précision optimale de mesure est de ± 0.2 mm et 0.2° (données du fabricant). Sur chaque site de mesures, le tachéomètre a été positionné sur un point fixe aux coordonnées connues et si possible, en surplomb du glacier rocheux pour faciliter la prise de mesure. L'emplacement du tachéomètre a été marqué avec une peinture résistante aux intempéries (Fixolid®) pour faciliter le repérage et le repositionnement de l'appareil à chaque campagne de mesures. Le positionnement vertical à l'aplomb du repère (un gros bloc) est fait grâce à un fil à plomb. Il s'agit ensuite, et pour chaque glacier rocheux étudié, de mesurer la position d'un réseau de blocs "mobiles" (« point inconnu », Figure 8-1) disposés à la surface du glacier rocheux et de blocs "fixes" (non affectés par des mouvements gravitaires ou autre) situés à proximité du glacier rocheux (aussi appelés « point d'origine » (Figure 8-1). La sélection des blocs mobiles est faite, dans la mesure du possible, de façon à recouvrir les différentes unités de surface du glacier rocheux. Seuls des blocs suffisamment gros (au regard de la taille moyenne des blocs) ou enchâssés dans la matrice sont sélectionnés. Cela permet de limiter les biais liés à l'action des processus de surface (gélifluxion, mouvement gravitaire) et de ne prendre en compte que le "strict" fluage du glacier rocheux. Enfin, les blocs sont marqués à la peinture solide pour le positionnement du réflecteur.

8.1.4 Sélection des glaciers rocheux pour le suivi des déplacements de surface

Les glaciers rocheux sélectionnés appartiennent à l'un des deux groupes principaux déterminés à partir de l'inventaire réalisé (cf. Chapitre 4). Ces glaciers rocheux sont aussi ceux ayant fait l'objet de mesures thermiques et géophysiques, qui pourront être ici réutilisées pour interpréter les informations sur la cinématique. Pour rappel, il s'agit des glaciers rocheux englacés au PAG (Lac Rouge, Riou Blanc et Mariné) et les glaciers rocheux non englacés au PAG (Moutouze et Roure).

8.2 Quelques informations statistiques sur le déplacement des GR en Clarée et en Ubaye

Les déplacements moyens observés sur les glaciers rocheux alpins montrent que les vitesses moyennes interannuelles sont de l'ordre de quelques décimètres à quelques mètres par an (Haerberli, 1985; Kääb et Vollmer, 2000; Lambiel et Delaloye, 2004; Kääb, 2005; Haerberli *et al.*, 2006; Hausmann *et al.*, 2006; Bodin, 2007; Kääb *et al.*, 2007b; Ikeda *et al.*, 2008; Gärtner-Roer et Nyenhuis, 2009; Delaloye *et al.*, 2010; Gärtner-Roer, 2012). Néanmoins, d'un glacier rocheux à l'autre, ces déplacements peuvent varier du simple au double. Partant du constat de cette grande variabilité des vitesses de déplacements, nous souhaitons comparer d'emblée les glaciers rocheux suivis entre eux, mais aussi avec d'autres glaciers rocheux alpins. Au-delà des simples descriptions, l'objectif est d'établir un schéma général, à partir duquel nous identifierons ensuite des singularités tout à fait locales.

8.2.1 Paramètres centraux des déplacements en Ubaye et en Clarée

L'analyse des résultats des déplacements moyens de surface (Tableau 8-1) montre que ces derniers sont du même ordre de grandeur que ceux déjà mesurés dans le reste des Alpes. En 2010/2011, la moyenne des déplacements horizontaux est de + 35 cm (σ 48) et en 2011/2012 de + 27 cm (σ 27). Concernant les déplacements verticaux, les résultats montrent que les valeurs sont elles aussi du même ordre de grandeur que leurs homologues alpins, bien qu'ils présentent une variabilité plus élevée. En 2010/2011, ces déplacements verticaux sont en moyenne de + 9 cm (σ 138 cm) et de 6 cm (σ 33) en 2011/2012. Ces résultats entrent donc dans la gamme (+ 0.02 à + 2 m/an) de ce qui a été mesuré sur d'autres glaciers rocheux, notamment dans les Alpes suisses.

Entre les deux vallées, les valeurs mesurées ne montrent pas de grandes différences. Les déplacements, qu'ils soient horizontaux ou verticaux, sont tout au plus de quelques dizaines de centimètres par an.

Tableau 8-1. Déplacements horizontaux (Hm) et verticaux (Vm) moyens (2010/2011 et 2011/2012) dans les vallées de la Clarée sur les 5 glaciers rocheux ayant fait l'objet d'un suivi géodésique

		Hm (2010/2011)	Hm (2011/2012)	Vm (2010/2011)	Vm (2011/2012)
Clarée	Moy	0.40	0.34	0.04	-0.05
	σ	0.59	0.30	0.45	0.23
Ubaye	Moy	0.26	0.17	0.06	-0.09
	σ	0.21	0.14	0.19	0.46

8.2.2 L'ampleur variable des déplacements à l'échelle du glacier rocheux

A l'échelle du glacier rocheux, les paramètres calculés montrent la forte variabilité de l'ampleur des déplacements selon les individus (Tableau 8-2). Les valeurs de déplacements horizontaux sont comprises entre + 0.08 m/an (Lac Rouge, 2010/2011) et + 0.81 m/an (Riou Blanc, 2010/2011) et 4 glaciers rocheux sur 5 présentent des valeurs inférieures à la moyenne de celles des deux vallées. Seul le glacier rocheux du Riou Blanc montre des valeurs supérieures à celles observées sur les autres glaciers rocheux (Tableau 8-2). Concernant les déplacements verticaux, les valeurs moyennes pour chaque glacier rocheux sont comprises entre -0.31 m (Roure en 2011/2012) et 0.19 m (Moutouze en 2010/2011). Néanmoins, ces valeurs doivent être nuancées compte tenu de la grande variabilité de l'ampleur des déplacements (cf écart type, Tableau 8-2). Parmi les glaciers rocheux, 3 d'entre eux montrent *a priori* une tendance à l'affaissement de leur surface ; on trouve ainsi les glaciers rocheux du Lac Rouge (en 2010/2011), du Riou Blanc (2010/2011 et 2011/2012) et le Roure (2011/2012). Les autres glaciers rocheux (Moutouze et Marinnet) présentent en revanche une élévation de leur surface topographique (Tableau 8-2)

Tableau 8-2. Déplacements horizontaux (Hm) et verticaux (Vm) moyens (2010/2011 et 2011/2012) pour chacun des glaciers rocheux ayant fait l'objet d'un suivi géodésique

Glacier rocheux		Hm (2010/2011)	Hm (2011/2012)	Vm (2010/2011)	Vm (2011/2012)
Lac Rouge	Moy	0.08	0.09	-0.04	0.04
	σ	0.09	0.08	0.31	0.07
Moutouze	Moy	0.13	0.18	0.19	0.10
	σ	0.10	0.06	0.05	0.09
Riou Blanc	Moy	0.81	0.60	-0.03	-0.20
	σ	0.74	0.27	0.65	0.26
Roure	Moy	0.15	0.11	0.06	-0.31
	σ	0.11	0.10	0.18	0.57
Marinet	Moy	0.33	0.22	0.06	0.07
	σ	0.22	0.15	0.19	0.07

Ces statistiques générales sont à considérer avec précaution car elles ne rendent pas compte correctement des spécificités de déplacements liés aux facteurs locaux. Ainsi au vu des différences thermiques (cf. Chapitre 7), géomorphologiques et de structure interne (Chapitre 6) des glaciers rocheux faisant l'objet d'un suivi géodésique, il convient d'analyser ces déplacements à l'échelle des différentes unités géomorphologiques.

8.3 Cinématique à l'échelle infra-glacier rocheux ; résultats des campagnes de mesure (2010 à 2012)

8.3.1 *Le glacier rocheux du Lac Rouge*

8.3.1.1 Caractéristiques principales des déplacements de surface

Sur les deux années de mesure (2010/2011 et 2011/2012), le glacier rocheux du Lac Rouge présente des déplacements horizontaux compris entre +7 et +35 cm (marges d'erreur : $Z = \pm 4$ cm et $X, Y = \pm 6$ cm). La carte présentée (Figure 8-2) montre qu'à l'échelle du glacier rocheux, durant les deux saisons de mesures, les vitesses moyennes de déplacement sont globalement homogènes. Seule la partie frontale se déplace légèrement plus rapidement que le reste du glacier rocheux. Le bloc le plus en aval a ainsi parcouru respectivement 35 et 24 cm en 2010/2011 et 2011/2012, contre moins de 20 cm pour l'ensemble des autres blocs. Les parties amont et médiane du glacier rocheux, moins « rapides », se sont déplacées de 1 à 12 cm. Compte tenu de la marge d'erreur planimétrique (6 cm), ces deux secteurs semblent donc quasiment immobiles horizontalement.

Les déplacements verticaux mesurés sont un peu plus marqués et sont compris entre -7 et +43 cm. En 2011, les parties amont et frontale montrent une tendance à l'affaissement mais à divers degrés. A l'amont, les mouvements sont faibles et tous strictement inférieurs à 7 cm (Figure 8-2). Dans la partie frontale, les mouvements sont légèrement supérieurs et atteignent, pour au moins un des blocs, -45 cm. La partie médiane, en grande partie matérialisée par ce grand bourrelet longitudinal (cf. 6.2.1.1) prolongeant l'un des grands cônes d'éboulis de la Tête de la Cassille, montre une tendance à l'exhaussement avec des mouvements compris entre +7 et +43 cm. En 2012, les parties amont et médiane montrent des tendances similaires à celles de 2010/2011. Dans la partie aval, la tendance s'inverse par rapport à l'année précédente et montre un exhaussement dans le secteur (+ 20 cm pour le bloc le plus en aval)

8.3.1.2 Facteurs d'explication

En dépit des faibles mouvements voire de l'inactivité (une bonne partie des mouvements mesurés est inférieure aux marges d'erreur), les résultats montrent, en accord avec les observations géomorphologiques, une tendance à l'affaissement de la partie amont et un exhaussement de la partie aval du glacier rocheux du Lac Rouge. La zone amont est plane (7-8°) et les mouvements horizontaux sont faibles voire nuls (Figure 8-2). La cause de la perte d'altitude de cette zone ne peut donc résulter de mouvements consécutifs à un

déplacement vers l'aval, ni à celui d'une extension. Le facteur le plus plausible résulte de la fonte de la glace souterraine. Cette idée corrobore les observations géomorphologiques de terrain qui d'une part présentent dans cette zone de nombreux affleurement de glace massive, d'autre part des formes de dégradation avancée : lacs thermokarstiques, sillons de fonte, crevasses et dépression entre les moraines. Dans les parties médianes et aval, différents éléments corroborent la tendance à l'exhaussement. D'une part, dans le prolongement des éboulis vifs de la Tête de la Cassille, l'accumulation continue de matériaux favorise la compression et le rehaussement de la surface du glacier rocheux. D'autre part, la faible pente topographique du glacier rocheux favorise les déformations viscoplastiques et en particulier la compression des matériaux, ce dont témoignent les nombreux bourrelets transversaux.

Cette dynamique amont-aval, en outre caractérisée par l'extension à l'amont et la compression à l'aval, est en accord avec d'autres observations déjà réalisées sur différents glaciers rocheux alpins (Lambiel et Delaloye, 2004).

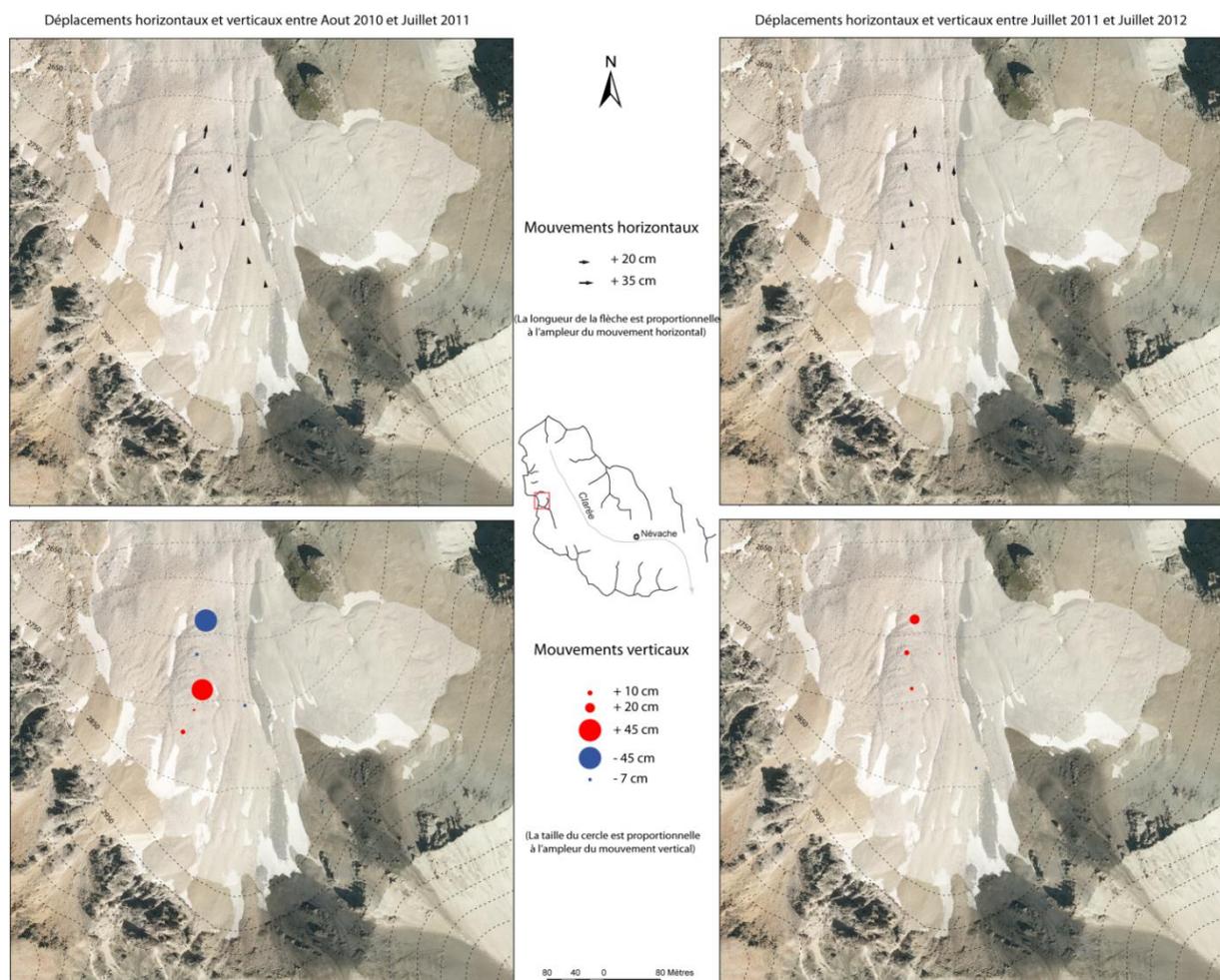


Figure 8-2. Carte des déplacements horizontaux et verticaux à la surface du glacier rocheux du Lac Rouge entre août 2010 et juillet 2011 (cartes de gauche) et juillet 2011 et juillet 2012 (cartes de droite)

8.3.2 Le glacier rocheux du Riou Blanc

8.3.2.1 Caractéristiques principales des déplacements de surface

Parmi l'ensemble des glaciers rocheux suivis, celui du Riou Blanc est celui qui montre les déplacements horizontaux et verticaux les plus importants. Les déplacements horizontaux sont compris entre +1.75 m et +20 cm et les déplacements verticaux entre -1.3 m et +85 cm (marges d'erreur en Z= 3.5 cm et en X,Y= 7 cm) (Figure 8-3). Si, durant les deux saisons de mesure, les déplacements horizontaux sont globalement de même ampleur, les cartes des déplacements verticaux montrent d'importantes différences d'amplitude entre 2010/2011 et 2011/2012.

En 2010/2011 et 2011/2012, les résultats illustrent trois principaux rythmes de déplacements horizontaux, dont les valeurs tendent à décroître de la zone racinaire vers le front. La partie amont du glacier rocheux présente les mouvements les plus importants. Le déplacement moyen des 4 blocs les plus en amont pour les deux années s'élève à 80 cm ($\sigma 45$) contre 58 cm ($\sigma 23$) pour l'ensemble des blocs. La moitié des déplacements y est supérieure à 1 m. La partie médiane, où le réseau de points est plus dense, montre des déplacements moyens de l'ordre de 55 cm ($\sigma 25$) mais qui ponctuellement peuvent atteindre 1 m. Enfin, la partie frontale se déplace plus lentement, de l'ordre de 40 cm en moyenne ($\sigma 19$). Seule la partie orientale du front, marquée par une pente topographique plus importante, présente des déplacements supérieurs à 70 cm.

L'organisation amont-aval des vitesses moyennes de déplacement s'observe également dans le cas des déplacements verticaux, au moins durant la saison 2011/2012. On trouve ainsi dans la partie amont principalement des mouvements verticaux vers le bas (à l'exception d'un bloc) dont les valeurs sont comprises entre -50 cm et -1.3 m. Dans la partie médiane, les déplacements, plus faibles qu'à l'amont (autour de 50 cm/an), montrent que blocs soulevés et blocs affaissés se côtoient rendant difficile l'émergence d'une tendance. Enfin, la partie aval présente les plus faibles mouvements, ces derniers étant compris entre +15 et +40 cm. Comme pour les mouvements horizontaux, deux tendances se dessinent ; le front oriental semble s'affaisser alors que le « front central » montre des signes de soulèvement. En 2011/2012, les déplacements verticaux sont de moindre ampleur et sont compris entre +3 et +85 cm. On retrouve durant cette saison un schéma des variations verticales proche de celui de 2010/2011. Ainsi, la partie amont qui montre les déplacements les plus importants (entre 40 et 80 cm) n'est affectée que par des mouvements « vers le bas ». La partie médiane montre une alternance du sens de déplacements et des valeurs de l'ordre de 15cm. Enfin, la partie frontale présente le même schéma que celui de l'année précédente, avec une partie centrale concernée par le soulèvement et la partie orientale par des affaissements. Il est à noter que, pour cette zone centrale, les déplacements sont de très faible ampleur, tous inférieurs à +10 cm, et peu significatifs eu égard à la marge d'erreur.

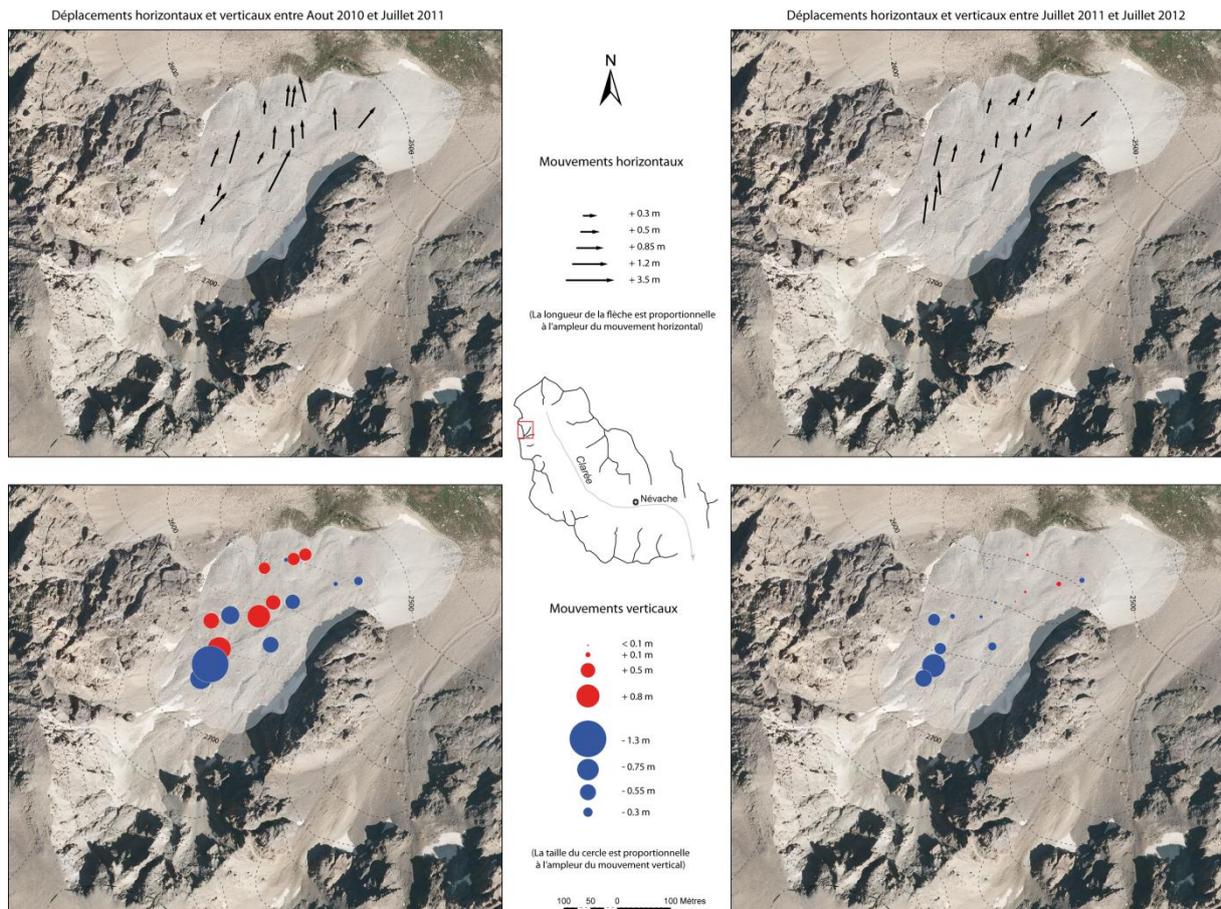


Figure 8-3. Carte des déplacements horizontaux et verticaux à la surface du glacier rocheux du Riou Blanc entre août 2010 et juillet 2011 (cartes de gauche) et juillet 2011 et juillet 2012 (cartes de droite)

8.3.2.2 Facteurs d'explication

Sur le glacier rocheux du Riou Blanc, les résultats montrent que la partie amont concentre l'essentiel des déplacements. En dépit de conditions topographiques locales favorables (pente topographique de 15-20°), un différent facteur semble à l'origine des mouvements horizontaux et verticaux : la présence de glace massive sous quelques mètres de débris. En dépit de l'absence d'informations géoélectriques, la prospection de terrain a permis à de nombreuses reprises l'observation de glace massive dans les secteurs anciennement recouverts par le glacier du PAG. En période estivale, l'exposition de cette glace à la température de l'air, ainsi que nous l'avons constaté à plusieurs reprises, entraîne sa fonte rapide. A cela succède un profond remaniement de la surface du glacier rocheux, que nous avons également observé. Pour la partie frontale (au moins au centre du glacier rocheux), le facteur topographique, marqué par une faible pente voire une contrepente sur le versant opposé au glacier rocheux, semble expliquer la faiblesse relative des mouvements

par un effet de blocage. Enfin concernant la partie centrale, les hypothèses restent plus délicates à formuler. Nous suggérons néanmoins que les apports en eau issus de la fonte de la glace massive à l'amont ont un rôle dans la dynamique de surface de la partie médiane. En 2010/2011, alors que la partie amont est marquée par des déplacements significatifs, la partie médiane l'est également. En 2011/2012, les mouvements à l'amont sont plus faibles, ceux de la partie médiane le sont aussi. Ces observations corroborent l'hypothèse selon laquelle des apports importants en eau, sans distinction de leur origine, peuvent provoquer des mouvements plus marqués à la surface du glacier rocheux, comme déjà remarqué par ailleurs (Ikeda *et al.*, 2008).

8.3.3 Le glacier rocheux de Moutouze

8.3.3.1 Caractéristiques principales des déplacements de surface

Sur le glacier rocheux de Moutouze, les déplacements horizontaux mesurés sont compris entre 6 et 27cm, les déplacements verticaux entre +5 et +41 cm (Figure 8-4). D'une année sur l'autre, ces déplacements sont globalement du même ordre et présentent un comportement (hausse/baisse) similaire.

Les déplacements horizontaux mesurés sont relativement faibles. Seuls 20 % des blocs mesurés se sont déplacés sur une distance supérieure à 20 cm, et 50 % entre 10 et 20 cm, sans grandes différences entre les deux saisons de mesure. D'un point de vue spatial, les parties amont, aval et médiane présentent des vitesses de déplacement sensiblement identiques, quelques vitesses légèrement supérieures sont observées pour les blocs (1 et 2) les plus en amont.

Les déplacements verticaux, à l'exception d'un bloc en 2011/2012, indiquent un exhaussement entre 2010 et 2012. En 2011/12, le déplacement vertical moyen est deux fois moins important qu'en 2010/2011 (+19 cm contre +10 cm) notamment dans la partie amont du glacier rocheux (blocs 1, 2 et 8) où les mouvements sont strictement inférieurs à 12 cm en 2011/2012. D'un point de vue spatial, les résultats de 2011/2012 montrent que la partie frontale est animée de mouvements de plus grande ampleur que la partie amont.

Les faibles mouvements mesurés concordent avec les observations géomorphologiques réalisées sur le terrain. En dépit d'un aspect relativement frais, le glacier rocheux présente localement une végétation éparse ainsi que de gros blocs (grand axe 50 cm-1 m), patinés et enchâssés dans une fine matrice où une pédogénèse embryonnaire en cours de développement laisse supposer que les mouvements y sont faibles. D'autre part, la topographie du site, peu pentue, se prête mal à des déplacements de grande ampleur, surtout en ce qui concerne la partie frontale qui atteint le fond du vallon où le plancher est presque plat (9-13°).

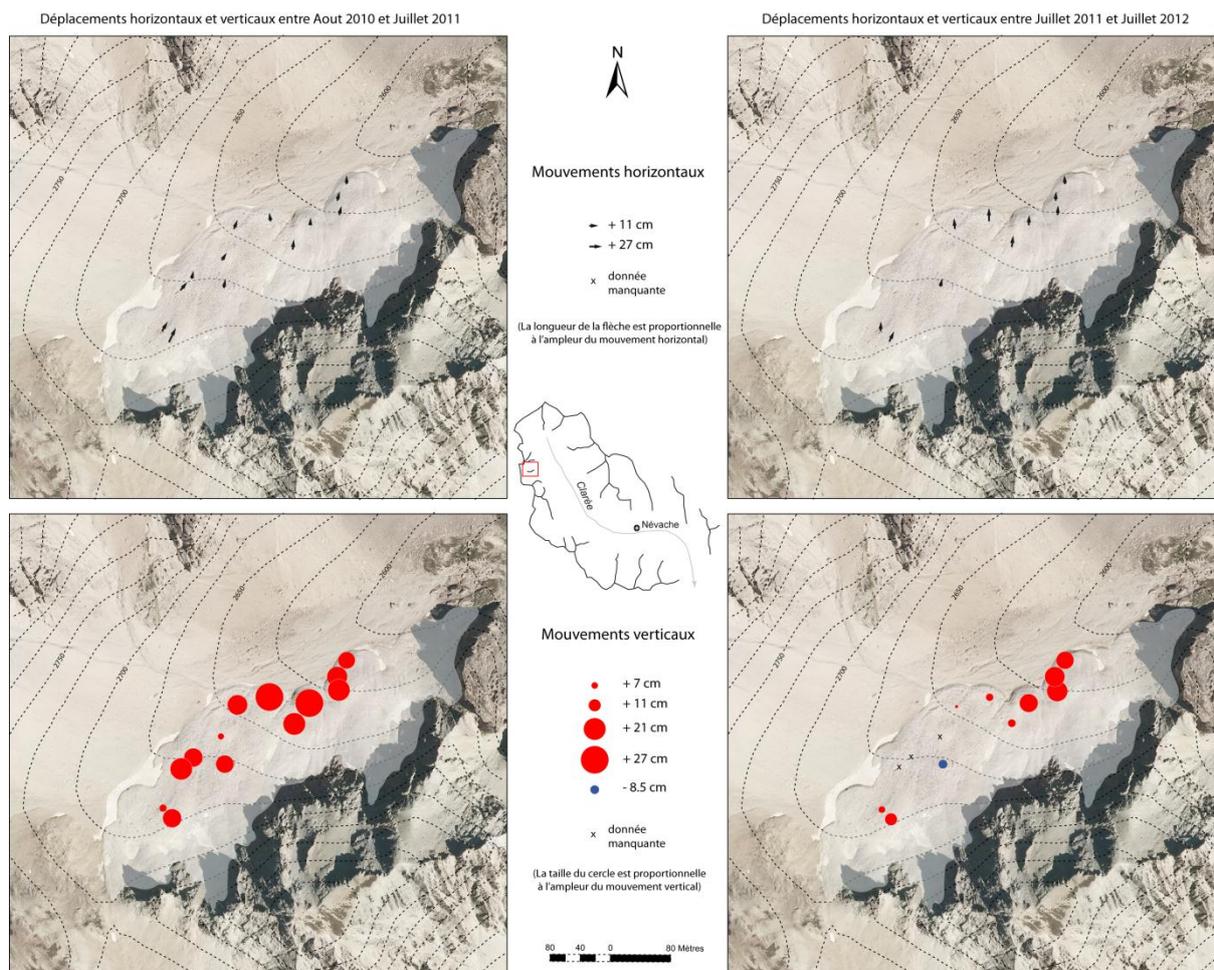


Figure 8-4. Carte des déplacements horizontaux et verticaux à la surface du glacier rocheux de Moutouze entre août 2010 et juillet 2011 (cartes de gauche) et juillet 2011 et juillet 2012 (cartes de droite)

8.3.3.2 Facteurs d'explication

L'examen des variations verticales montre que l'ensemble de la surface du glacier rocheux est affectée par un soulèvement d'autant plus important que l'on se dirige à proximité du front. Plusieurs facteurs permettent d'expliquer cette évolution : A l'extrême amont du glacier rocheux, c'est l'accumulation des matériaux issus du versant et la compression qui en résulte qui favorisent le soulèvement de la surface. Dans la partie aval, c'est la contrainte topographique exercée par la faible pente (8-10°) du fond du cirque, sur lequel le glacier rocheux progresse, qui favorise la compression de matériaux. Enfin, dans la partie médiane, là où la pente topographique est la plus importante (20°), le transfert des matériaux est le plus actif et conditionne un exhaussement important.

8.3.4 Le glacier rocheux du Marinnet

Le glacier rocheux du Marinnet, seul glacier rocheux de l'Ubaye suivi dans ce travail à avoir été recouvert par un glacier, montre des déplacements horizontaux compris entre 2 et 75 cm et des déplacements verticaux compris entre -50 et +35 cm (Figure 8-6).

En 2010/2011 et 2011/2012, les déplacements horizontaux enregistrés montrent globalement trois « secteurs » particuliers. Il est à noter que pour des raisons techniques, la partie racinaire du glacier rocheux n'a pu faire l'objet de mesures excluant de ce fait cette zone de l'analyse qui suit. En revanche, cette partie a été particulièrement étudiée par Assier, 1993 dont les résultats sont présentés ultérieurement.

Tout d'abord, la partie médiane du glacier rocheux présente les déplacements les plus importants et ce, durant les deux années de mesure. Les valeurs sont comprises entre 35 et 75 cm et représentent la fourchette haute de l'ensemble des valeurs.

Ensuite, la zone amont du réseau de points (qui ne correspond pas à l'amont du glacier rocheux), ici matérialisée par les deux blocs les plus élevés, montre des amplitudes de déplacement légèrement inférieures à celles de la partie précédente. Les valeurs sont comprises entre 8 et 30 cm.

Enfin, la partie frontale montre les déplacements les plus faibles voire même l'absence de déplacement. On trouve ainsi des valeurs comprises entre 2.5 et 18 cm mais 7 des 8 mesures (sur 4 blocs) indiquent des déplacements inférieurs à 8 cm. Compte tenu de la marge d'erreur planimétrique (± 7 cm), on peut considérer que cette zone n'est pas affectée par des mouvements. Ces résultats sont corroborés par la présence d'un bloc (grand axe 1.5 m) disposé au pied du front du glacier rocheux sur lequel les inscriptions « 22 août 1894 » sont gravées, ce qui montre bien que cette partie du glacier rocheux n'a pas bougé (Figure 8-5).

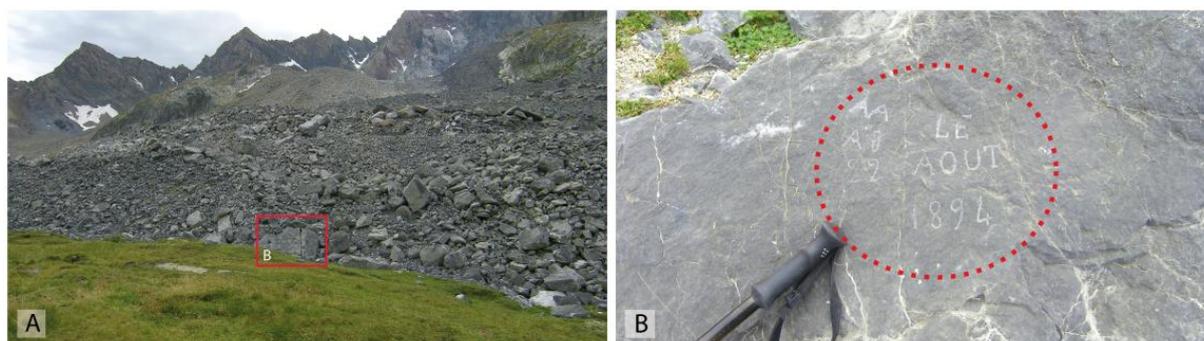


Figure 8-5. A et B) Localisation du bloc au pied du front du glacier rocheux du Marinnet C) Bloc gravé à la date du 22 août 1894

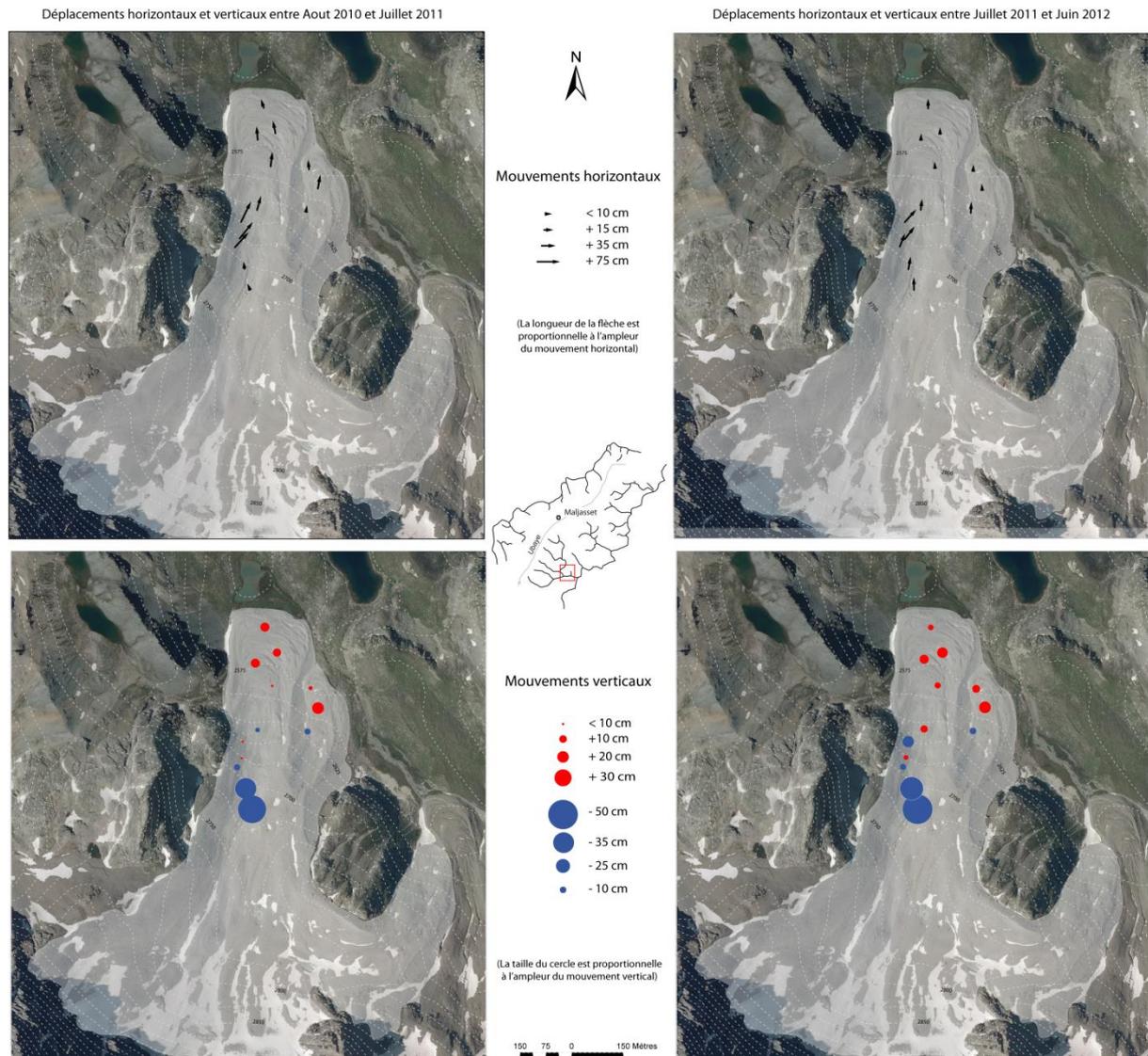


Figure 8-6. Carte des déplacements horizontaux et verticaux à la surface du glacier rocheux du Marinet entre août 2010 et juillet 2011 (cartes de gauche) et juillet 2011 et juin 2012 (cartes de droite)

8.3.4.1 L'apport des travaux d'A. Assier (1993) pour le suivi des mouvements de la zone racinaire

Les mouvements de la zone racinaire du glacier rocheux ont été étudiés par Evin (1987), Evin *et al.*, (1990) et par Assier (1993). Entre 1984 et 1990, ces auteurs ont réalisé plusieurs campagnes de mesure des déplacements à l'aide d'un théodolite dans l'actuelle partie racinaire du glacier rocheux. Répartis sur la moraine latérale de rive gauche et sur la racine du glacier rocheux *stricto sensu*, ce réseau de points fournit un aperçu de la cinématique de ce secteur du glacier rocheux. Ces résultats viennent ainsi compléter ceux acquis par nos soins et permettent d'avoir une vision des déplacements de surface sur la totalité du glacier rocheux.

Déplacements verticaux dans la zone racinaire du glacier rocheux du Marinet
entre 1984 et 1990

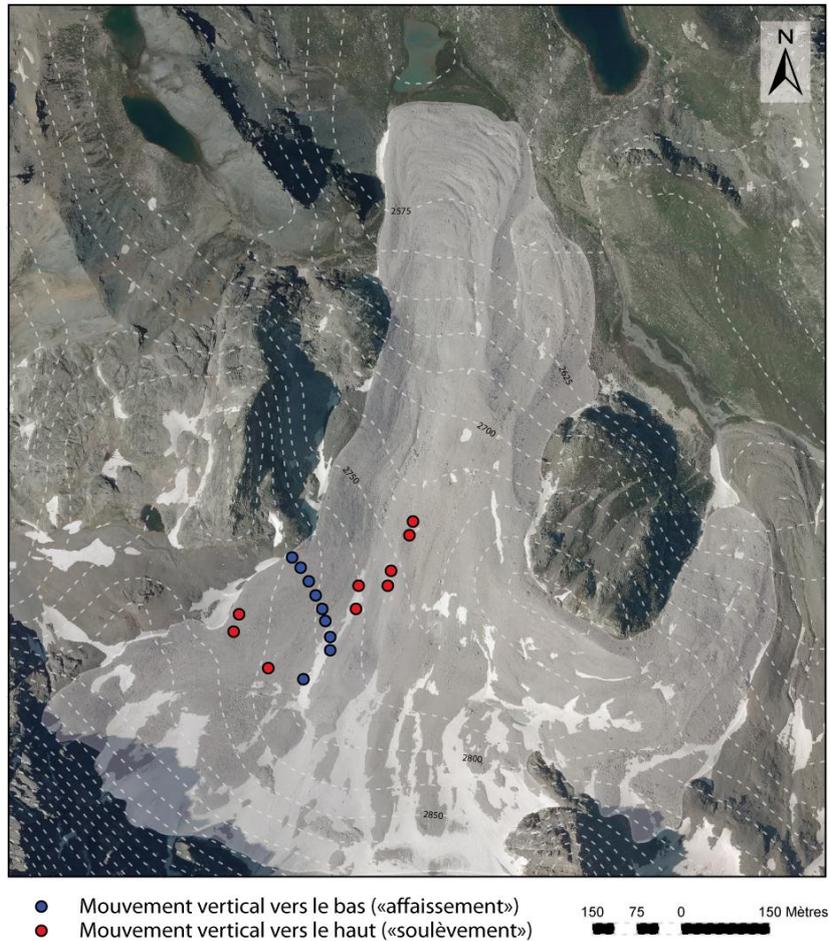


Figure 8-7. Déplacements verticaux mesurés dans la partie amont du glacier rocheux du Marinet entre 1984 et 1990 par M. Evin et A. Assier. Seul le sens du déplacement est indiqué du fait de la trop grande imprécision des données. (D'après Assier, 1993)

Malgré le manque de précision des données, l'analyse de la cinématique de la partie amont du glacier rocheux du Marinet montre que les déplacements horizontaux sont relativement faibles, de l'ordre de 10 à 30 cm/an (Assier, 1993). *A contrario* des zones médianes et frontales, l'orientation des déplacements horizontaux est « anarchique » et fortement conditionnée par le micro-relief local. On trouve ainsi des déplacements inverses au sens de déplacement général du glacier rocheux, en particulier dans la grande dépression amont créée par le surcreusement du glacier. En outre, et d'une année sur l'autre, les orientations de déplacement changent du tout au tout, créant des inversions de relief entre des secteurs présentant de la glace massive entièrement recouverte de débris, et d'autres où la glace affleure.

Le suivi des déplacements verticaux effectués sur la même période montre des déplacements du même ordre de grandeur que les déplacements horizontaux, de quelques

centimètres à 40cm/an. Ces mouvements se répartissent selon deux secteurs selon qu'ils correspondent à une hausse ou à une baisse de l'altitude. On trouve ainsi, dans la partie amont de la moraine latérale de rive gauche, une tendance au gain altitudinal. Sur le reste de cette même moraine, la tendance est d'avantage à l'affaissement. Enfin dans la partie occidentale de la racine du glacier rocheux, on observe une tendance à l'exhaussement.

8.3.4.2 Facteurs d'explication des mouvements observés

Dans la partie amont du glacier rocheux du Marinnet, les déplacements d'ampleur variable, à la fois anarchiques d'un point de vue de l'orientation et de sens opposé (hausse/baisse) d'un point de vue vertical, peuvent s'expliquer par trois facteurs.

Tout d'abord, la topographie d'ensemble du glacier rocheux semble être le facteur dominant pouvant expliquer les déplacements. Les résultats obtenus dans les parties médianes et frontales montrent que l'inclinaison de la pente conditionne, au moins en partie, l'ampleur des déplacements. Les observations géomorphologiques de terrain corroborent cette idée. Dans la partie médiane, secteur le plus pentu du glacier rocheux (le long d'un transect longitudinal) quelques sillons longitudinaux associés à une topographie de surface plane et peu marquée attestent du caractère extensif du secteur. A cette extension sont associés des déplacements relativement importants. En direction de l'aval, dès que la pente se réduit, les bourrelets et sillons transversaux apparaissent et marquent les phénomènes de compression qui se produisent à cet endroit. Cette compression explique les faibles déplacements horizontaux ainsi que des mouvements verticaux « vers le haut ». Dans la partie amont, la moraine de rive gauche, relativement pentue dans sa face interne (25-27°), présentent des déplacements horizontaux de plus grande ampleur que l'actuelle racine du glacier rocheux, plus plane (10-12°) (cf.6.2.2.1). Les phénomènes d'extension et de compression, en partie conditionnés par la topographie et la géomorphologie, expliquent également les déplacements verticaux. Sur la moraine latérale de rive gauche, en amont et au pied de l'éboulis, l'accumulation des matériaux est à l'origine de phénomènes de compression associés à un exhaussement de la surface. Plus bas, l'espace disponible du fait de la disparition de glacier engendre un « élargissement » de la moraine (=abaissement) puis à nouveau la contrainte topographique des verrous engendre compression.

En second lieu, la présence de glace souterraine explique aussi certaines spécificités des déplacements. D'une part les secteurs qui, à la lumière des mesures géoélectriques, présentent de la glace de pergélisol (cas de la moraine latérale) montrent des déplacements plus importants que ceux qui n'en abritent pas (dépression anciennement occupée par le glacier). A l'extrême amont, encore occupé par les glaces au début de la décennie 80, des signes de fonte de la glace, en particulier un thermokarst, suggèrent que la zone s'affaisse par dégradation de culot de glace massive souterraine dans un schéma proche de celui observé sur le glacier rocheux du Lac Rouge.

Enfin, la réactivité des secteurs présentant de la glace souterraine est différente en fonction de l'épaisseur de la couverture en débris. Se produisent notamment des inversions de relief créées par la fusion différentielle, dont le paysage typique est celui des *hummocky moraines* et dont la prospection géomorphologique fait état à l'amont du glacier rocheux. Cela semble également la raison qui fait que la zone frontale, bien que contenant de la glace massive souterraine et ayant des conditions de températures *a priori* peu favorables au maintien du pergélisol (Figure 7-17) présente si peu de mouvements. La couverture détritique, épaisse de 5 à 8 mètres (Evin *et al.*, 1990; Ribolini *et al.*, 2010), semble en mesure d'empêcher la fonte de la glace et limite de ce fait le potentiel affaissement de la zone.

8.3.5 Le glacier rocheux du Roure

8.3.5.1 Caractéristiques principales des déplacements

Entre 2010 et 2012, les déplacements horizontaux du glacier rocheux du Roure sont compris entre 6 et 35 cm et les déplacements verticaux entre – 25 et +43 cm (Figure 8-8).

Les déplacements horizontaux mesurés entre 2010 et 2012 sont de faible ampleur, et sont tous strictement inférieurs à 35cm. Les résultats montrent également que, d'une saison à l'autre, l'ampleur des déplacements n'a pas varié (la moyenne des écarts de déplacement entre 2010/2011 et 2011/2012 est de 4.9cm, $\sigma=3.7$ cm). D'un point de vue spatial, deux secteurs apparaissent comme ayant un comportement spécifique. En premier lieu, la racine et le corps du glacier rocheux occidental qui montrent des déplacements supérieurs à 15cm. Nous noterons au passage que, dans ces zones, l'ampleur des déplacements décroît d'amont vers l'aval. En second lieu, sur le replat topographique en pied de versant, la spatule du glacier rocheux inactif et le glacier rocheux oriental affichent des déplacements inférieurs à 3.6 cm qui, compte tenu de la marge d'erreur planimétrique (± 4 cm), peuvent être considérés comme non significatifs.

Les déplacements verticaux mesurés sur la même période montrent à quelques exceptions près une tendance similaire aux déplacements horizontaux, et font ressortir la spécificité des deux mêmes secteurs. D'une part, le glacier rocheux occidental présente dans sa partie racinaire des mouvements d'affaissement, tandis que le corps du glacier rocheux *stricto sensu* présente une tendance à l'exhaussement. D'autre part, les deux glaciers rocheux, *a priori* considérés comme inactifs, présentent des gains altitudinaux mais de faible amplitude, compris entre +15 et +1.4 cm (moy= 6.7 cm et $\sigma=4.3$ cm). Compte tenu de la marge d'erreur altimétrique (± 4.7 cm), les mouvements enregistrés sur ces glaciers rocheux sont donc peu significatifs.

8.3.5.2 Facteurs d'explication

Les mouvements mesurés corroborent une nouvelle fois les observations géomorphologiques observées. Ainsi les deux glaciers rocheux qui présentent de faibles déplacements sont également ceux qui sur le terrain affichent des indicateurs d'inactivité géomorphologique.

Concernant la spatule du glacier rocheux inactif, la présence de végétation éparse, développée sur une matrice fine probablement issue de l'altération mécanique des blocs de surface, de lichens sur ces blocs, de l'aspect même des blocs (patine), de la faible pente du front, sont autant d'éléments qui concourent à caractériser la faible activité de la forme.

Sur le glacier rocheux oriental, la présence de nombreux lichens et la faible pente du front renforcent cette impression d'inactivité. *A priori*, la raison la plus évidente de cette faible activité est d'ordre topographique. D'une part, le plancher du cirque du Roure est plat (pente $\leq 10^\circ$). Ainsi, dès lors que les glaciers rocheux l'ont atteint, les contraintes de cisaillement augmentent et réduisent les déplacements jusqu'à l'arrêt total de ces derniers. D'autre part, la présence d'un verrou quartzitique, haut de 20 m et large de plusieurs centaines de mètres dans l'axe d'écoulement du glacier rocheux, empêche tout simplement les possibilités de déplacement. Cette contrainte est particulièrement efficace dans l'axe de la spatule et sur toute la partie occidentale du glacier rocheux.

À propos du glacier rocheux occidental, les indicateurs géomorphologiques observés à la surface du glacier rocheux corroborent les mesures de déplacement. Les plus marquants d'entre eux sont l'absence de végétation et de lichen, l'instabilité des blocs et le front raide du glacier rocheux ($32-33^\circ$). Quant au facteur d'explication des déplacements de ce secteur, il semblerait une nouvelle fois que la topographie en soit la cause. En effet, la zone racinaire et le corps du glacier rocheux occidental, localisés en grande partie sur le versant, correspondent au secteur où la pente est la plus importante.

La comparaison de ces résultats avec ceux obtenus par tomographie électrique montre que le glacier rocheux occidental a les plus faibles résistivités (quelques dizaines de milliers de Ohm, tout au plus) et en même temps les déplacements les plus marqués. D'un autre côté, la spatule présente les résistivités les plus fortes (glace massive) et les déplacements les plus faibles. Or comme l'ont montré de nombreux auteurs (Kääb et Vollmer, 2000; Arenson *et al.*, 2002; Lambiel et Delaloye, 2004; Haeberli *et al.*, 2006; Kääb *et al.*, 2007b; Ikeda *et al.*, 2008), les glaciers rocheux dont la température du pergélisol est proche du point de fusion se déplacent plus rapidement. Les résistivités mesurées sur le glacier rocheux occidental, indicatrices de la présence d'un pergélisol pauvre en glace et/ou à glace tempérée, pourraient donc constituer un second facteur d'explication de l'ampleur des déplacements.

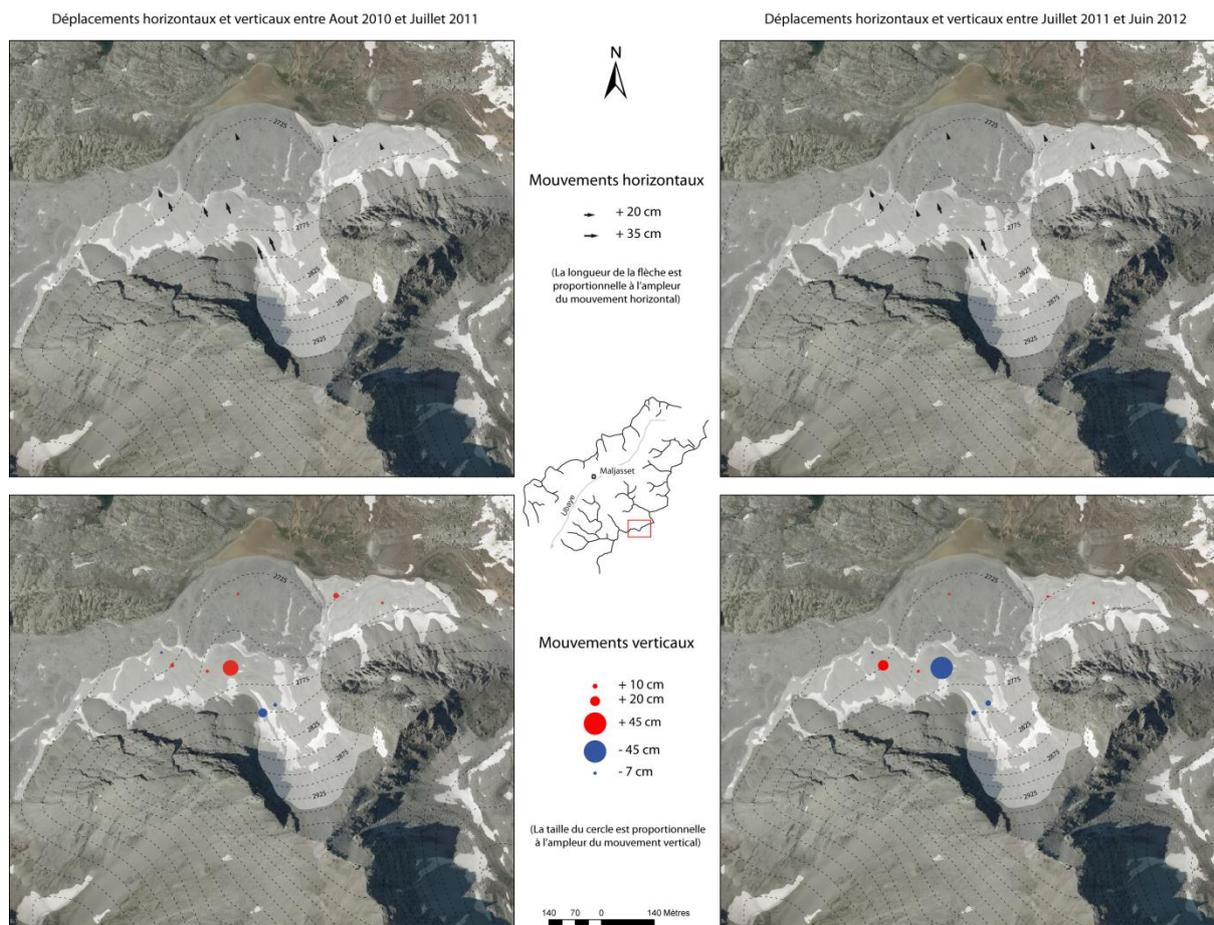


Figure 8-8. Carte des déplacements horizontaux et verticaux à la surface du glacier rocheux du Roure entre août 2010 et juillet 2011 (cartes de gauche) et juillet 2011 et juin 2012 (cartes de droite)

8.3.6 Synthèse sur les déplacements mesurés à la surface des glaciers rocheux des vallées de l'Ubaye et de la Clarée

Les déplacements mesurés sur l'ensemble des glaciers rocheux montrent donc des comportements très hétérogènes dont l'un des traits les plus marquants se caractérise par les faibles mouvements dans les parties frontales, qui s'opposent aux parties hautes, parfois médianes, davantage affectées par des déplacements. Cette observation est d'autant plus vraie lorsque l'on s'intéresse aux mouvements verticaux. Les zones racinaires sont ainsi affectées par des mouvements « vers le bas » synonymes de perte d'altitude, alors que les zones frontales sont animées de mouvements « vers le haut » ou par la quasi absence de mouvement. Ces mouvements verticaux peuvent résulter de différents facteurs d'ordre topographique, liées à la compression ou à l'extension, mais aussi comme le résultat de la fonte de la glace souterraine. Dans le contexte du changement climatique actuel, il convient de faire la part à ce qui revient à l'un ou l'autre de ces facteurs.

8.4 Essai de typologie régionale de la cinématique des glaciers rocheux :

Cette section présente une typologie régionale de la cinématique des glaciers rocheux des vallées de l'Ubaye et de la Clarée. La typologie est construite à partir des mesures géodésiques réalisées à grande échelle et en particulier à partir des mouvements verticaux dont on cherche à déterminer s'ils sont uniquement liés au « fluage régulier » du glacier rocheux ou s'ils sont imputables à la fonte de la glace souterraine reflétant de ce fait l'instabilité thermique de celle-ci avec les conditions climatiques actuelles.

8.4.1 Peut-on à partir de l'examen des variations verticales, caractériser ce qui relève de la dégradation de la glace souterraine de ce qui relève du « simple fluage » des glaciers rocheux ?

La composante verticale des mouvements de surface résulte de deux facteurs principaux.

Le premier facteur est strictement lié à des déplacements horizontaux soit le long de la pente topographique, soit de déformations telles que la compression et l'extension (Figure 8-9). Dans les deux cas, le mouvement vertical de la surface résulte du schéma classique du déplacement d'un glacier rocheux (*permafrost creep*) et n'est dans tous les cas pas associé à une perte de volume liée à la fonte de la glace souterraine.

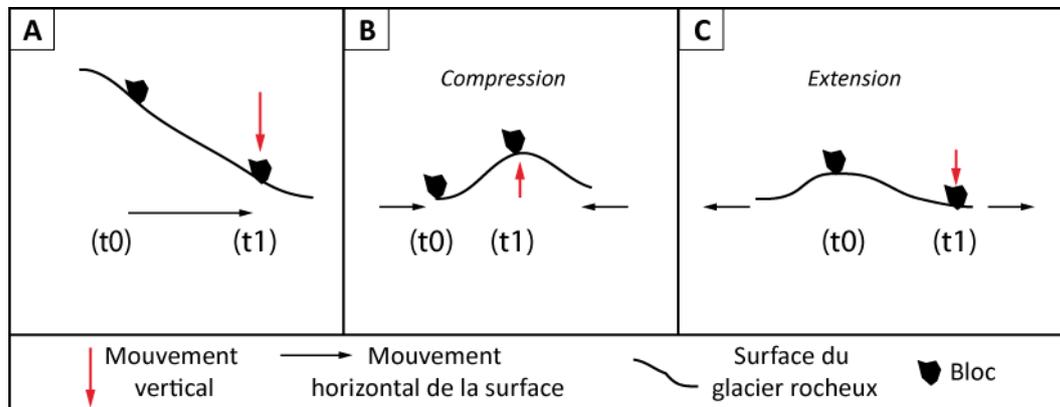


Figure 8-9. Impact du déplacement horizontal d'un bloc sur son mouvement vertical. A) Entre t_0 et t_1 , le mouvement vertical du bloc résulte du déplacement horizontal de ce dernier le long de la pente topographique B) Entre t_0 et t_1 , le mouvement vertical du bloc résulte de la compression de la surface du glacier rocheux (composante horizontale) C) Entre t_0 et t_1 , le mouvement vertical du bloc résulte de l'extension de la surface du glacier rocheux

Le second facteur résulte principalement du changement d'état de la glace, notamment de sa fusion, qui entraîne un abaissement de la surface (*thaw settlement*) (Figure 8-10). Dans ce cas-là, le mouvement vertical de la surface traduit une instabilité thermique entre la glace et les conditions climatiques actuelles. A noter que dans ce cas de

figure, le déplacement horizontal n'est pas complètement exclu mais son rôle reste secondaire sur le mouvement vertical du bloc.

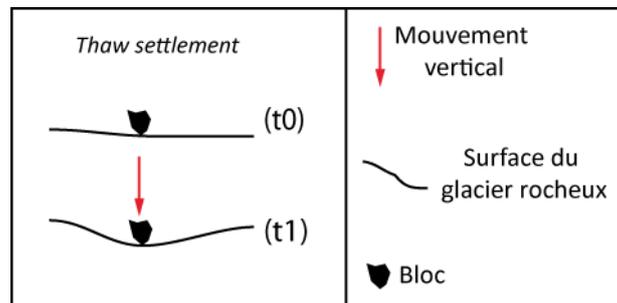


Figure 8-10. Impact de la fonte de la glace souterraine sur le tassement de la surface et le mouvement vertical d'un bloc qui y est associé

Les simples mesures de déplacement de la surface permettent difficilement de caractériser le rôle de l'un ou l'autre des facteurs sur le mouvement vertical. Néanmoins, la variation de l'épaisseur du glacier rocheux et surtout l'attribution de cette variation à d'autres paramètres que les déplacements horizontaux peut être appréhendée en comparant la pente moyenne du glacier rocheux à l'emplacement d'un bloc et la pente moyenne liée au déplacement de ce même bloc (Lambiel et Delaloye, 2004). Si l'angle lié au déplacement du bloc est supérieur à celui de la pente, il est probable qu'une perte d'épaisseur, liée à la fonte de la glace, s'est produite. Ainsi, après avoir évalué, au regard des conditions topographiques locales, l'impact sur le mouvement vertical des effets de compression/extension, les résidus du mouvement peuvent alors être interprétés comme résultant de la dégradation ou de l'aggradation de la glace de pergélisol.

Après avoir comparé les angles de déplacements de blocs et ceux de la pente pour chacun des glaciers rocheux suivis, et après avoir déterminé ce qui relève du fonctionnement normal du *permafrost creep* et de la fonte de la glace souterraine, nous essayons de caractériser à l'échelle régionale les glaciers rocheux susceptibles d'appartenir à l'une ou l'autre des catégories.

8.4.2 Type 1 : formes mouvantes d'évolution « classique »

Au vu des résultats obtenus, les déplacements verticaux de ce type de glacier rocheux résulte principalement de facteurs topographiques et géodynamiques locaux. Dans le cas de glacier rocheux où la pente topographique constitue le facteur principal du déplacement de surface, la comparaison entre l'angle formé par le déplacement des blocs est du même ordre que celui lié à la pente locale (Figure 8-11, exemple du Roure). Pour ce type de glaciers rocheux, les secteurs à faible pente sont marqués par de faibles, voire par l'absence de mouvements (blocs 4, 3 et 7 du glacier rocheux du Roure, Figure 8-11) alors que les secteurs

à forte pente sont marqués par des mouvements verticaux plus importants (blocs 5 et 6 du glacier rocheux du Roure). Dans certains cas, la géodynamique locale et en particulier l'accumulation de matériaux en surface ou le transfert de matériaux d'une partie à l'autre du glacier rocheux modifie ce schéma de fonctionnement. Ainsi, en dépit d'une forte pente en théorie propice au déplacement vertical « vers le bas » des matériaux de surface (Figure 8-9, encart A), l'accumulation des matériaux dû à un transfert entre le versant rocheux et la surface du GR et la compression éventuelle qui en résulte peut produire l'effet inverse en « élevant » la surface du glacier rocheux. C'est le cas de la partie amont du glacier rocheux de Moutouze (blocs 1 et 8, Figure 8-11).

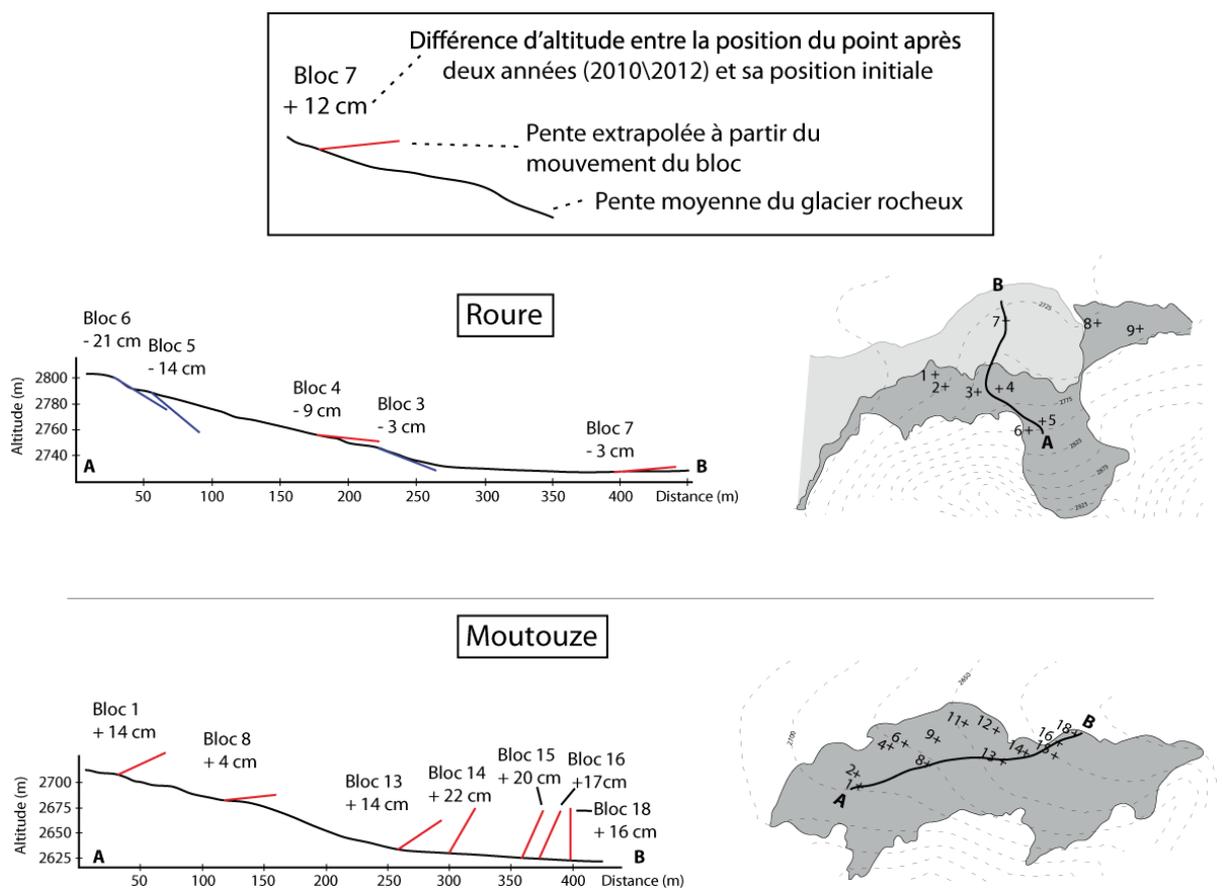


Figure 8-11. Comparaison entre la pente topographique estimée et le mouvement de blocs le long de profils longitudinaux sur les glaciers rocheux du Roure et de Moutouze

8.4.3 Type 2: formes mouvantes dont l'évolution actuelle est en partie conditionnée par la présence de glace massive souterraine

Pour ce type de glacier rocheux, la comparaison entre l'angle lié au déplacement de la surface et celui formé par la pente locale montre 3 types de comportements à l'origine d'une variabilité spatiale des mouvements :

Dans la partie amont, les mouvements verticaux « vers le bas » significatifs au regard de la pente locale (Figure 8-12) ne peuvent que traduire une dégradation de la glace souterraine. Cette observation est corroborée par les observations géomorphologiques de terrain qui font état pour les 3 glaciers rocheux étudiés de la présence de forme de dégradation avancée tels que des thermokarsts.

Dans les parties médianes et aval, l'angle formé par le déplacement des blocs montre au regard de celui formé par la pente locale soit l'impact des facteurs géodynamiques locaux (apport de matériaux par les versants ou transfert d'une zone à l'autre du GR), soit l'impact de la topographie locale. Nous retrouvons pour ces parties les mouvements d'évolution « classique » observés pour le type 1.

Ce second type regroupe 7 glaciers rocheux de grande taille tous localisés dans des cirques en partie occupés par un glacier ou un glacieret au PAG. Il s'agit de formes similaires à celles du Lac Rouge, du Riou Blanc ou du Marinet où l'on distingue, d'amont en aval : i) une dépression racinaire hectométrique sous laquelle de la glace massive souterraine est présente sous une fine couche de débris, avec la présence éventuelle de lac thermokarstique. ii) un tronçon à pente variable (15-25°) marqué par des sillons longitudinaux et/ou des bourrelets longitudinaux, iii) un front marqué par la présence de bourrelets arqués et transversaux.

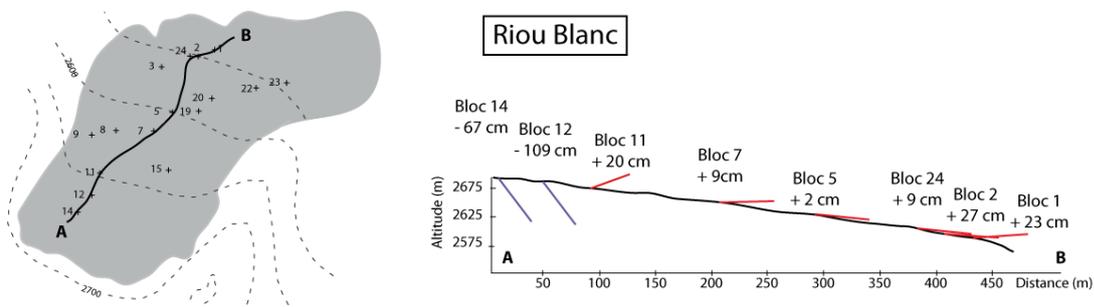
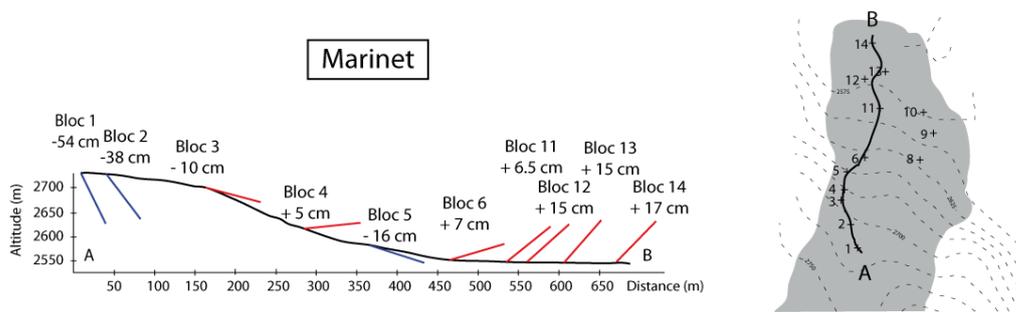
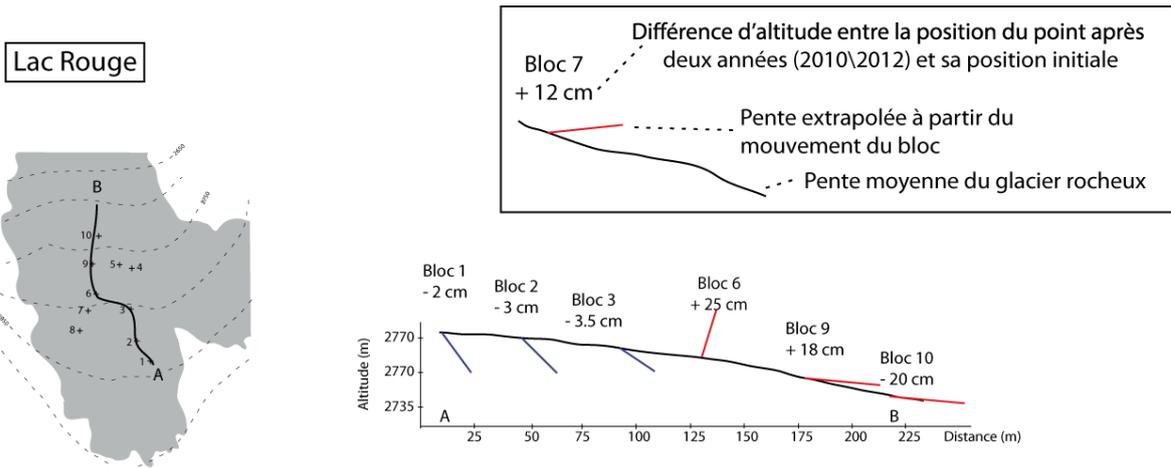


Figure 8-12. Comparaison entre la pente topographique estimée et le mouvement de blocs le long de profils longitudinaux sur les glaciers rocheux du Lac Rouge, du Marinet et du Riou Blanc

8.5 Conclusion du chapitre

Les résultats de trois campagnes de mesures géodésiques réalisées entre 2010 et 2012 ont permis de caractériser le mouvement d'une série de glaciers rocheux dans les vallées de la Clarée et de l'Ubaye. La mise en place d'un réseau de points et leur suivi grâce à l'utilisation d'un théodolite laser a permis la quantification précise de ces déplacements. Les résultats obtenus ont ainsi mis en évidence des vitesses de déplacement très différentes à la fois à l'échelle du glacier rocheux mais aussi entre les différents glaciers rocheux, tant d'un point de vue des déplacements horizontaux que verticaux. En combinant l'approche géodésique et l'approche géomorphologique, nous avons pu mettre en évidence la complexité de la cinématique des glaciers rocheux et notamment le rôle des contextes topographiques et géomorphologiques ainsi que l'importance des facteurs locaux, en particulier la présence de glace massive sur les changements de surface à court terme. Ainsi les glaciers rocheux qui présentent à proximité de leur surface de la glace massive sont les plus susceptibles, à court terme, de présenter des mouvements rapides et des affaissements qui, dans certains cas, peuvent conduire à la rupture totale du glacier rocheux comme ce fut le cas au glacier rocheux du Bérard (Alpes de Haute Provence) en 2007 (Krysiecki et al., 2008). A l'inverse, les glaciers rocheux ou les unités de glaciers rocheux qui présentent d'autres types de glace, voire une absence de glace, sont actuellement caractérisés par de faibles déplacements. Ces observations restent néanmoins à nuancer en fonction de facteurs locaux notamment d'ordre topographique qui peuvent représenter des contraintes (verrou glaciaire, faible pente) au libre déplacement des glaciers rocheux. Ces constatations nous amènent naturellement à nous interroger sur la significativité de ces déplacements de surface, notamment lorsqu'ils sont confrontés à d'autres indicateurs (géomorphologiques, thermiques), comme indicateurs de la dégradation du pergélisol dans le contexte de changement climatique contemporain.

Chapitre 9. Caractérisation et répartition spatiale de la dégradation du pergélisol dans les Alpes du sud

La variabilité climatique actuelle est à l'origine de perturbations du pergélisol alpin. Parmi celles-ci, est attendu un déséquilibre thermique entre les conditions thermiques de surface observées et celles théoriquement nécessaires au maintien du pergélisol. Ce déséquilibre s'accompagne parfois d'une dégradation du pergélisol dont les acteurs scientifiques cherchent à comprendre les modalités : inertie, temps de relaxation demeurent par exemple mal documentés. Aujourd'hui, les travaux de suivi du pergélisol font principalement usage d'indicateurs indirects, souvent onéreux et difficiles à mettre en place, pour caractériser cette dégradation. Il s'agit de reconstituer l'épaississement de la couche active, déterminée à partir de mesures géophysiques, de l'accélération du fluage des glaciers rocheux, caractérisée par des mesures géodésiques ou d'indicateurs thermiques obtenus dans des forages profonds. Exceptionnellement et dans le cadre de travaux de suivi des déplacements de surface (Roer et al., 2008; Delaloye et al., 2013), des indicateurs morphologiques directs (crevasses transversales) ont été observés et considérés comme ceux d'une dégradation potentielle. Néanmoins, ces derniers se sont toujours manifestés sur des glaciers rocheux ayant des déplacements de grande ampleur, à la faveur de conditions topographiques favorables (pente marquée, rupture de pente, etc.). Il convient donc d'être en mesure de déterminer si cette dégradation supposée du pergélisol peut être révélée par des changements morphologiques de surface dans des contextes autres que ceux de glaciers rocheux ayant des déplacements de grande ampleur. Par ailleurs, dans les Alpes du sud, la répartition du pergélisol est très discontinue et sa nature très hétérogène. La dégradation est en conséquence susceptible de ne pas se manifester sur l'ensemble des glaciers rocheux et, le cas échéant, d'une façon différente d'un glacier rocheux.

Ce dernier chapitre a donc pour objectifs de : i) caractériser les changements morphologiques apparus à la surface de plusieurs glaciers rocheux au cours des dernières décennies et de déterminer, en les confrontant à d'autres indicateurs (thermiques, géodésiques, géophysique), s'ils peuvent être considérés comme ceux de la dégradation du pergélisol ; ii) déterminer les contextes topo-climatiques de l'occurrence de ces indicateurs de la dégradation et de les cartographier à l'échelle régionale les secteurs concernés.

9.1 Essai de caractérisation de la dégradation potentielle du pergélisol à la surface des glaciers rocheux englacés au PAG par combinaison d'indicateurs directs et indirects

9.1.1 Le glacier rocheux du Lac Rouge

Depuis la décennie 1950, la surface du glacier rocheux du Lac Rouge, jusqu'alors relativement stable, montre un accroissement des changements morphologiques de surface. Les premiers d'entre eux se sont manifestés à la suite du retrait du glacier du Lac Rouge, opéré tout au long du XXe siècle (cf.6.2.1.4). Pour autant, et compte tenu de la part importante qu'occupe la glace massive souterraine héritée du PAG et de la localisation de ces changements, nous nous interrogeons sur la possibilité de les considérer comme des indicateurs de la dégradation du pergélisol ou plus généralement comme ceux de la dégradation de la cryosphère héritée du PAG ?

9.1.1.1 Les changements morphologiques associés à des processus thermokarstiques

La partie amont (2800-2750 m) du glacier rocheux concernée par la présence de glace massive présente une série d'indices morphologiques apparus entre le début des années 50 et l'actuel.

En premier lieu, sur la photographie aérienne de 1952 (référence : C3535-0031_1952_F3535-3536_0012), un sillon de fonte ou sillon d'érosion thermique (Figure 9-1), long de 150 à 200 m et non présent sur la photographie de 1939, a été observé. Ce dernier prend naissance dans la zone racinaire du glacier rocheux, encore occupée à cette date par un glacieret, et s'écoule en direction du front dans un chenal méandrique large de 0.5 à 1 m. Sur la photographie aérienne de 1971 (C3535-0011_1971_FR2116_2916), le sillon s'est légèrement élargi (jusqu'à presque 2 m) probablement en raison d'une augmentation de l'apport en eau consécutif à la fonte du glacieret.

En second lieu, un réseau de lacs de thermokarst apparaît à partir de 1971 dans la zone racinaire de l'actuel glacier rocheux (Figure 9-1). Ces derniers voient le jour dans la dépression amont laissée par la disparition du glacier et affectent directement une partie des bourrelets longitudinaux. Le premier lac thermokarstique apparu en 1971 était toujours présent en été 2013. Sa superficie mesure actuellement environ 50 m². Sa présence met à jour une coupe dans le bourrelet longitudinal, laissant apercevoir la présence de glace massive sur près de 3.5 m d'épaisseur (à partir de la surface du lac) et recouverte par une couche de débris de 30 à 50 cm (Figure 9-1). Depuis 2008, la prospection de terrain a révélé une extension de la surface du lac, de l'ordre de quelques m², à la faveur de la déstabilisation de ses rives. En 2009, un nouveau lac thermokarstique apparaît dans un

bourrelet parallèle au premier de la dépression racinaire, à environ 50 m à l'ouest du précédent. Sa superficie, en 2013, était légèrement inférieure à celle du premier et de l'ordre de 30 m². Particulièrement concernée, la zone racinaire demeure la seule et unique zone affectée par des changements morphologiques significatifs.

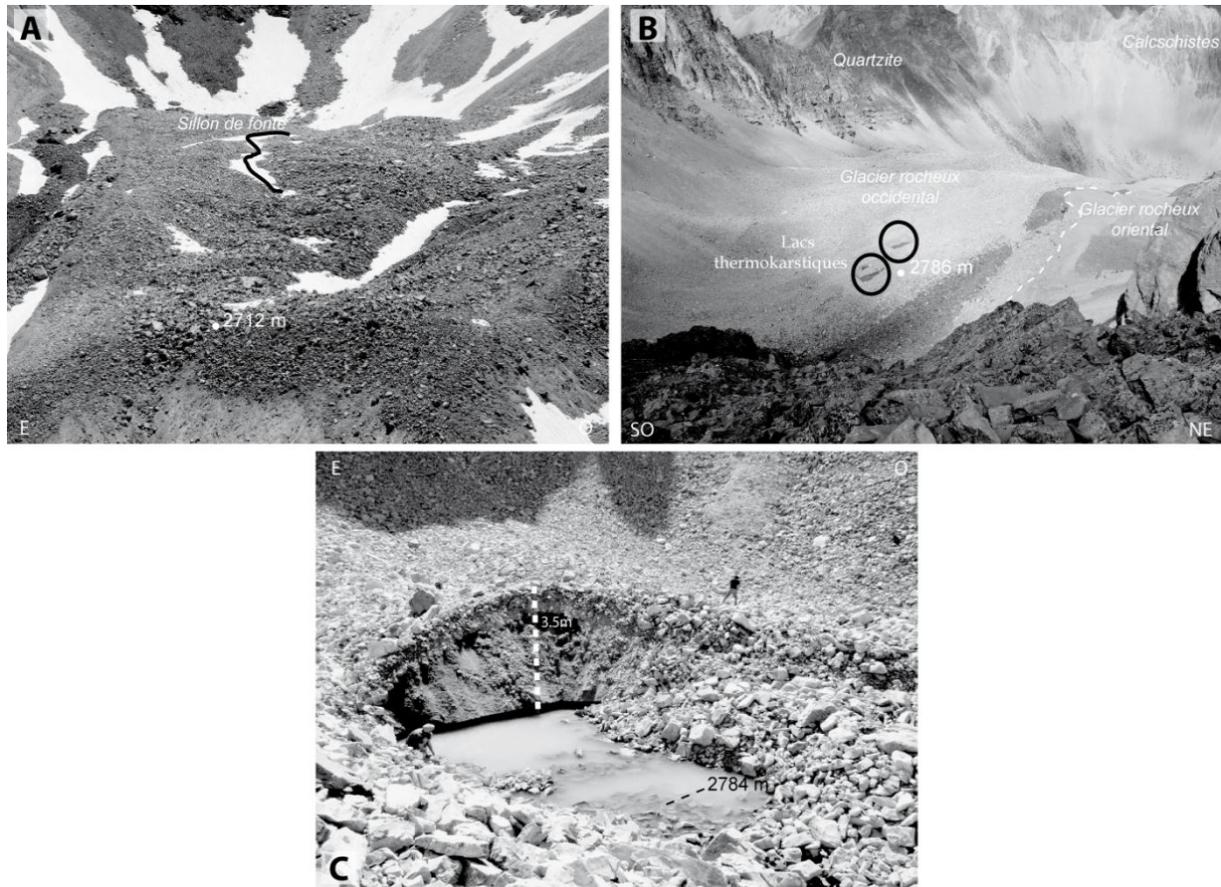


Figure 9-1. Illustrations photographiques des changements morphologiques de surface associés à des thermokarsts sur le glacier rocheux du Lac Rouge : A. Sillons de fonte, B. Lac thermokarstiques vus depuis la crête sud de la Combe du Lac Rouge, C. Zoom sur le lac thermokarstique le plus méridional

9.1.1.2 Un mouvement de masse dans la zone frontale : signe de dégradation du pergélisol ?

Dans la zone frontale, la photographie aérienne de 1971 révèle la présence d'un mouvement de masse ayant affecté le zone occidentale du front du glacier rocheux du Lac Rouge (alt. 2690 m) sur près de 85 m de long (Figure 9-2). Semblable à ce qui a été observé sur d'autres glaciers rocheux (par ex Avian *et al.*, 2009), ce dernier peut résulter i) d'un accroissement de l'apport en eau lié à la fonte de la glace massive à l'origine de la décohésion de matériaux, ii) d'une dégradation de la glace de pergélisol également à l'origine d'une décohésion des matériaux, iii) d'un effet de rupture mécanique liée à l'avancé du front du glacier rocheux sur les formes fossiles situées à l'aval.

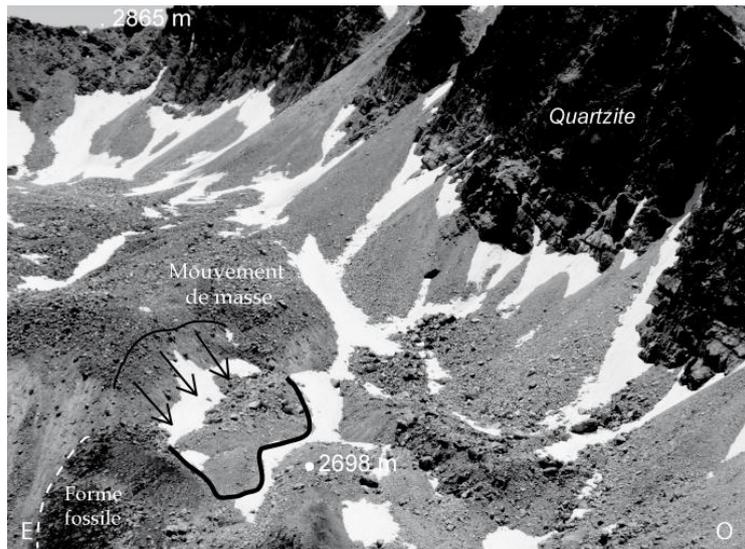


Figure 9-2. Illustration photographique du mouvement de masse présente dans la partie frontale occidentale du glacier rocheux du Lac Rouge

9.1.1.3 Homogénéité de la répartition des changements morphologiques

Les changements morphologiques à la surface du glacier rocheux du Lac rouge sont répartis de façon homogène puisqu'ils se sont essentiellement manifestés dans la zone racinaire au cours de ces 50 dernières années. La comparaison de la distribution des changements et des valeurs de résistivité révèle que ces derniers apparaissent principalement dans la zone concernée par des valeurs supérieures à 1 M. ohm et qui, à la lumière de la coupe ouverte naturellement, révèle un épais corps de glace massive. Dans les autres secteurs, davantage concernés par la présence de glace souterraine non massive (cf Chapitre 6), les changements morphologiques ne sont représentés que par un seul et unique mouvement de masse dont l'origine reste incertaine. Nous noterons ainsi que de l'amont vers l'aval, les manifestations de changements morphologiques décroissent au même titre que le contenu en glace (Figure 9-3).

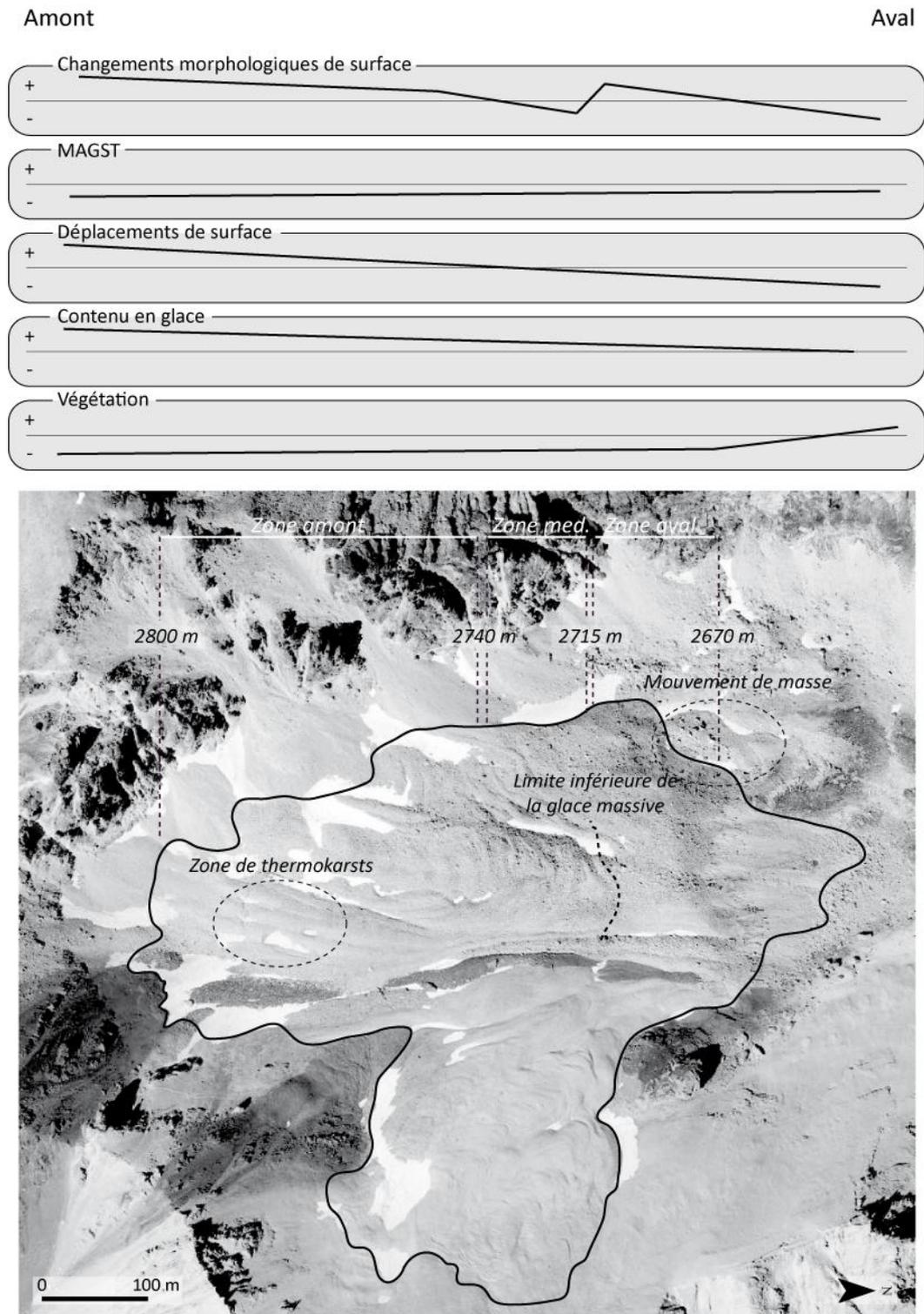


Figure 9-3. Distribution longitudinale de l'ampleur des différents indicateurs utilisés pour caractériser la dégradation du pergélisol sur le glacier rocheux du Lac Rouge

9.1.1.4 Que nous enseignent les autres indicateurs ?

Les mesures géodésiques réalisées sur le glacier rocheux montrent que la partie amont est la seule réellement sujette à des déplacements significatifs, principalement

matérialisés sous la forme d'affaissements. Néanmoins, à la lumière des mesures de résistivité réalisées, ces affaissements s'expliquent par la fonte de la glace massive héritée du glacier du PAG. Haeberli *et al.* (2006) souligne à ce sujet que les mouvements verticaux ponctuels d'une telle ampleur ne peuvent résulter que de la fonte de glace massive. Seuls des mouvements verticaux affectant un glacier rocheux dans son ensemble (Ikeda et Matsuoka, 2002) peuvent illustrer une dégradation globale de la glace souterraine non massive. Sur le reste du glacier rocheux, notamment sur la partie aval, où le pergélisol riche en glace est présent, les déplacements, tous de faible ampleur, ne vont pas dans le sens d'une accélération du déplacement du glacier rocheux.

D'un point de vue thermique, les MAGST calculées sur les saisons 2010/2011 et 2011/2012, toutes négatives (à l'exception d'une durant l'année 2010/2011), montrent que les conditions climatiques locales de surface sont *a priori* favorables au maintien du pergélisol. Nous noterons toutefois qu'une partie d'entre elles ne sont inférieures à 0°C que de quelques dixièmes de degrés et donc susceptibles, en fonction de la variabilité des conditions climatiques annuelles, de basculer dans les valeurs positives. Néanmoins, l'altitude du glacier rocheux, 200 m plus haut que la limite inférieure régionale du pergélisol, sa position en fond de cirque et les hautes parois rocheuses qui le ceignent, concourent à favoriser des conditions climatiques localement « froides » propices au pergélisol.

Enfin, l'absence de végétation, tant à l'amont qu'à l'aval, la vigueur des formes et l'instabilité du front sont autant d'indicateurs suggérant le caractère actif du glacier rocheux. Cette observation est d'autant plus vraie qu'en dehors du glacier rocheux, notamment sur les formes fossiles développées au pied du front, la végétation est présente.

En résumé et malgré des changements morphologiques significatifs, aucun des indicateurs observés ou mesurés sur le glacier rocheux du Lac Rouge ne va dans le sens d'une dégradation, ni d'un déséquilibre du pergélisol. La dynamique actuelle résulte d'avantage d'une dégradation de la glace massive héritée du PAG, comme en témoignent les nombreux processus thermokarstiques actuellement en cours.

9.1.2 Le glacier rocheux du Riou Blanc

A l'image de ce qui a été observé sur le glacier rocheux du Lac Rouge, distant à vol d'oiseau de 2.5km, le glacier rocheux du Riou-Blanc présente depuis deux décennies des changements morphologiques de surface notamment dans sa partie amont.

9.1.2.1 Changements morphologiques dans la zone englacée au PAG

Les premiers changements morphologiques significatifs apparaissent sur la photographie aérienne de 2003 (CP03000521_2003_FD05_0572). Situé dans la partie amont

du glacier rocheux, encore occupée par un glacier au début du siècle (cf. chapitre 6), le premier indicateur se présente sous la forme d'un sillon de fonte au tracé méandrique et au profil en V, long d'environ 100 m et large de 2 à 5 m. En 2009 (photographie n° 05-2009-0970-6450-LA93), la longueur du tracé atteint environ 175 m (Figure 9-4) et certaines sections du chenal atteignent presque 30 m. Conjointement, dans cette même zone amont, la photographie aérienne de 2009 révèle la présence d'un réseau de crevasses parallèles au sens d'écoulement du glacier rocheux, notamment sur les parties saillantes du *hummocky terrain* qui caractérise la morphologie du secteur.

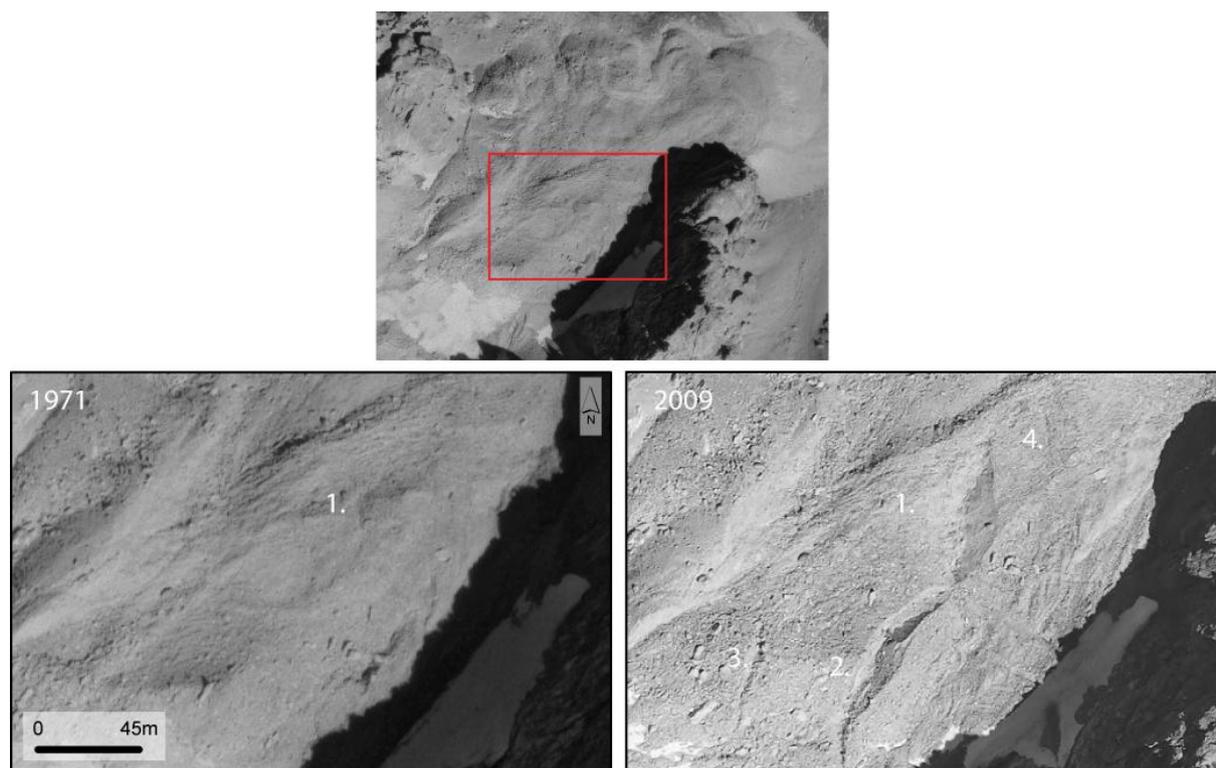


Figure 9-4. Développement d'un réseau de crevasses et de sillons de fonte dans la partie amont du glacier rocheux du Riou Blanc. Une première « entaille » est visible en 1971 (numérotée 1). En 2009, elle s'est élargie sur près de 15 m, est profonde de 4-5 m et s'est allongée de 100 m par érosion régressive (n°2). D'autres entailles apparaissent également en 2009 (n° 3, 4)

En septembre 2008, la prospection de terrain d'une de ces crevasses a révélé son existence dès avant 2009. Ainsi, à 2675 m, une crevasse longitudinale (numérotée 3 sur la Figure 9-4) sépare en deux parties une des buttes du *hummocky terrain*. Profonde de 2 à 3 m, large de 1 à 1.5 m, son ouverture permet l'observation de glace massive recouverte par 0.3 à 0.5 m de débris. En 2009, la crevasse mesure 45 m de long et 5 à 6 m de large. En 2010, son élargissement se maintient puisqu'elle atteint près de 10 m de large. La glace qui apparaissait les deux années précédentes n'est désormais plus visible et toute la butte est recouverte de débris. Jusqu'en septembre 2013, date de la dernière prospection de terrain, la crevasse n'a cessé de s'agrandir jusqu'à ne former butte avachie (Figure 9-5).



Figure 9-5. Evolution d'une crevasse longitudinale séparant une butte du hummocky terrain entre 2008 et 2013 dans la partie amont du glacier rocheux du Riou Blanc. Le trait rouge sert de point de repère

Les différentes campagnes de terrain ont également permis l'observation de glace massive en de nombreux autres endroits (Figure 9-6) de la partie amont et ce à la faveur d'affaissements de terrain attribués à la fonte de cette glace. C'est notamment le cas dans la zone située au pied de la paroi nord-est qui marque le rebord oriental du glacier rocheux. Aperçue en 2008 dans des crevasses (non observées sur les photographies aériennes), épaisse de 5 à 6 m, cette glace présente une couverture détritique de quelques dizaines de cm à 1-1,5 m. Les campagnes suivantes ont montré que la zone est à présent recouverte de débris. En 2013, la prospection de terrain révèle que la zone amont a subi en une année d'importants changements morphologiques. Ces derniers se manifestent surtout par l'élargissement des crevasses et sillons déjà observés. L'élargissement du long sillon (numéroté 1 et 2 sur la Figure 9-4) révèle de nouveau la présence généralisée de glace massive dans la partie racinaire (Figure 9-6).



Figure 9-6. *Glace massive observée à la surface du glacier rocheux du Riou Blanc. A) Partie amont du glacier rocheux où un corps massif de glace héritée est présent. Celui-ci mesure près de 100 m de diamètre. B) Zoom sur la glace massive observée. Noter l'épaisseur de glace apparente et la couche peu épaisse de débris qui la recouvre. C) Secteurs (flèches rouges) ayant présenté de la glace massive durant l'été 2013*

9.1.2.2 Affaissement du front du glacier rocheux ?

Entre 1971 et 2009, les deux lobes les plus occidentaux ont progressé vers l'aval d'une dizaine de mètres en moyenne (soit 0.25 m/an) (Figure 9-7) ce qui, au vu des mesures de déplacements réalisées entre 2010 et 2012, paraît cohérent. Au-delà de ces considérations géodésiques, l'observation qualitative des photographies aériennes permet de déceler un affaissement du lobe le plus occidental. Ainsi la progression du front ne serait-elle pas uniquement la conséquence du fluage du glacier rocheux, mais elle serait aussi associée à un « étalement » progressif de l'ensemble du lobe. Si l'ampleur du déplacement vertical entre ces deux dates n'a pas ici été quantifiée, la prospection de terrain révèle qu'un certain nombre d'indicateurs qualitatifs vont dans le sens de l'hypothèse formulée. C'est notamment le cas du lobe le plus occidental marqué par une retouche du granoclassement initial, comme en témoignent les blocs qui viennent recouvrir la pente frontale, faite d'une fine matrice, et ourler la base de cette dernière.

L'attribution de l'affaissement du front à la dégradation du pergélisol ou à un simple effet mécanique reste cependant difficile à estimer, notamment en l'absence de données géophysiques certifiant la présence de glace souterraine.

9.1.2.3 Des changements morphologiques majoritaires dans la zone amont

A l'image de ce qui a été observé au glacier rocheux du Lac Rouge, la répartition des changements morphologiques à l'échelle du glacier rocheux du Riou Blanc est homogène et se concentre principalement dans la zone englacée au PAG, soit l'actuelle zone amont du glacier rocheux (Figure 9-8). La comparaison des déplacements horizontaux de surface entre 1971 et 2009 illustre cette répartition puisque cette même zone amont concentre les déplacements les plus significatifs (Figure 9-7).

En dépit de l'absence de données géophysiques qui auraient pu aider à l'interprétation de la structure interne et indirectement à expliquer les raisons de la répartition de ces changements morphologiques, la prospection de terrain réalisée apporte des clés d'interprétation. Nous avons vu que tous les secteurs affectés depuis le début des années 2000 sont concernés par l'occurrence de glace massive telle qu'elle a pu être observée en de nombreux endroits sur le terrain. Par ailleurs, la mise en relation des affleurements de glace avec les documents iconographiques de la répartition du glacier du PAG permet d'affirmer que la zone dans laquelle les changements morphologiques se manifestent est bien celle qui était occupée par le glacier du PAG. La fonte de la glace massive semble à l'origine de ces changements, dont l'un des moteurs est l'ouverture puis l'élargissement des crevasses. Ainsi, plus de 150 ans après la fin du PAG, la fonte de la glace héritée de cette période se révèle être encore un acteur des processus sur le glacier rocheux.

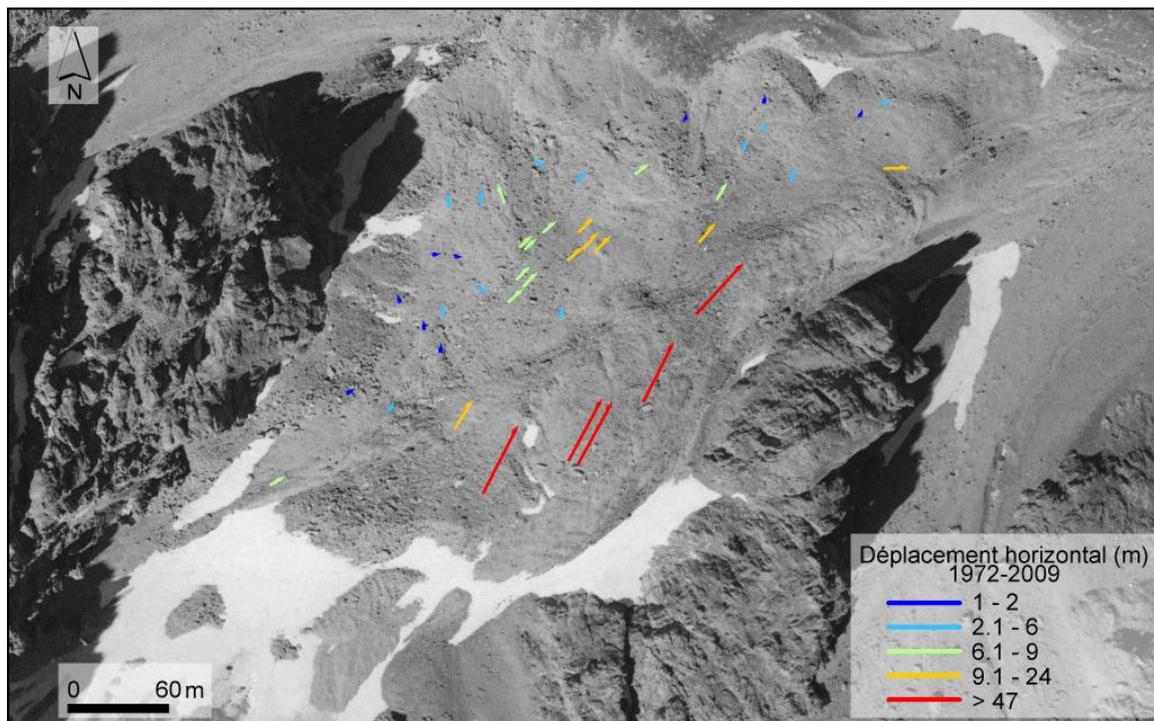


Figure 9-7. Déplacements horizontaux à la surface du glacier rocheux du Riou Blanc entre 1971 et 2009. La longueur du trait est proportionnelle à l'amplitude du déplacement

En dehors de cette zone, le glacier rocheux ne présente qu'un seul et unique changement morphologique dans la partie frontale dont les causes peuvent être multiples. Néanmoins, et au vu de l'environnement immédiat de la zone frontale, caractérisée par la présence d'un sol et d'une végétation développée, de son altitude proche de la limite inférieure régionale du pergélisol et de son exposition à un fort rayonnement solaire incident, il apparaît que la partie frontale ne peut pas être en équilibre avec les conditions climatiques actuelles. Reste à savoir si ce déséquilibre a été amorcé depuis suffisamment longtemps pour avoir déjà dégradé le pergélisol (voire l'avoir fait totalement disparaître) ou s'il s'agit d'un processus en cours.

9.1.2.4 L'apport des autres indicateurs pour la caractérisation du déséquilibre du pergélisol

Les mesures géodésiques réalisées (théodolite laser et photogrammétrie) montrent systématiquement des déplacements de grande ampleur dans la partie amont du glacier rocheux. Ces déplacements sont en partie caractérisés par des affaissements qui, à la lumière des observations réalisées sur le terrain, sont attribués à la fonte de la glace massive. Sur les autres secteurs du glacier rocheux, les déplacements mesurés, d'une faible amplitude relative, n'illustrent que ceux d'un glacier rocheux à faible activité. Ces faibles déplacements sont-ils ceux d'un glacier rocheux en cours d'immobilisation ? Cette inactivité résulte-t-elle d'un effet mécanique (*dynamic inactivity*, Barsch 1996) du à la contrainte

topographique exercée par le replat à l'aval du GR ? Résulte-t-elle d'une dégradation de la glace de pergélisol (*climatic inactivity*, Barsch 1996) si tenté que celle-ci est encore présente ? La réponse à ces questions demande des investigations supplémentaires, en particulier des sondages géophysiques afin de connaître la structure interne du GR.

Les MAGST calculées sur les saisons 2010/2011 et 2011/2012 (cf chapitre 7) montrent globalement que seule la partie amont présente des conditions de températures favorables au maintien du pergélisol. Ceci s'explique en partie par la situation d'abri occasionnée par les hautes parois calcaires ceinturant cette partie du glacier rocheux. La partie aval et les secteurs en dehors du glacier rocheux présentent des MAGST positives *a priori* peu favorables au pergélisol. Peut-on ainsi considérer au regard des valeurs de MAGST que les parties médiane et aval du glacier rocheux sont en déséquilibre thermique avec les conditions climatiques actuelles ?

Les autres indicateurs, notamment la végétation, corroborent les autres observations réalisées. Si la partie amont en est totalement dépourvue, la partie aval présente en de nombreux endroits, en particulier entre 2600 m et la partie la plus basse du front (2515 m), une végétation éparse et clairsemée synonyme de stabilité. Si cette dernière ne peut constituer un indicateur direct de la dégradation du pergélisol, sa présence confirme que cette partie du glacier rocheux est en cours d'immobilisation

La distribution spatiale des différents indicateurs montre une partie amont active et animée par des processus liés à la dégradation de la glace massive. Celle-ci est à l'origine de changements morphologiques. A l'inverse, les parties médianes et aval montrent un glacier rocheux peu mobile et des conditions climatiques peu favorables au pergélisol. Collectivement, ces données suggèrent un déséquilibre thermique entre les conditions actuelles et celles nécessaires au maintien du pergélisol.

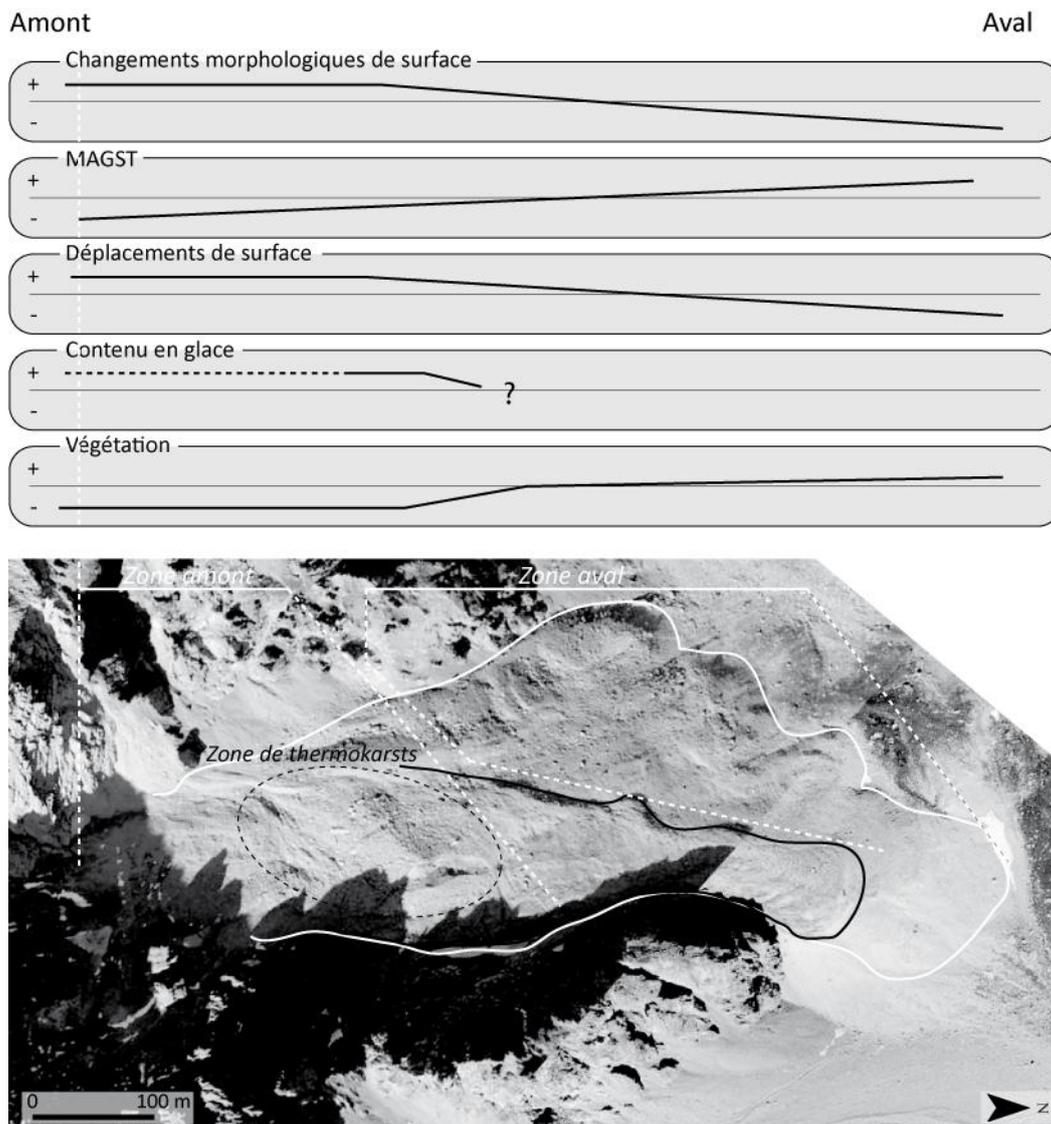


Figure 9-8. Distribution longitudinale de l'ampleur des différents indicateurs utilisés pour caractériser la dégradation du pergélisol sur le glacier rocheux du Riou Blanc

9.1.3 Le glacier rocheux du Marinnet

Egalement englacé au PAG, le glacier rocheux du Marinnet ne présente, contrairement à ceux du Lac Rouge et du Riou Blanc, que peu de changements morphologiques depuis la fin du PAG.

9.1.3.1 Un glacier rocheux peu marqué par les changements morphologiques

Sur le glacier rocheux du Marinnet, entre 1974 et 2013, un seul changement morphologique significatif présent sous la forme d'un lac thermokarstique a été observé. Absent sur la photographie aérienne de 1974, ce dernier apparaît pour la première fois sur la photographie aérienne de 2009 (n°04-2009-1005-6395-LA93) A la date du cliché aérien

(19/07/2009), le lac mesurait environ 1000 m². En 2012, la surface du lac a presque triplé et approche les 3000 m² (Figure 9-9).

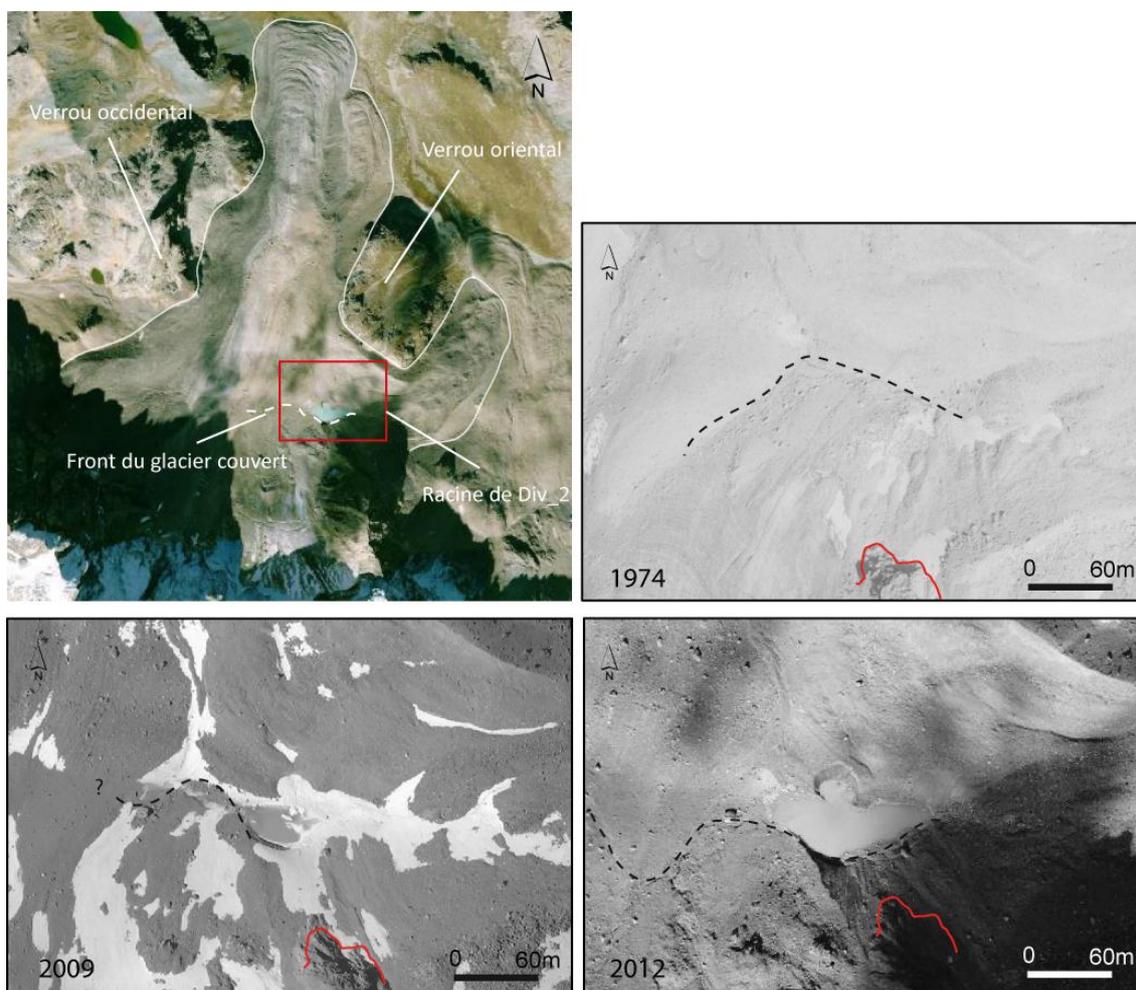


Figure 9-9. Développement d'un lac de thermokarst dans la partie amont du glacier rocheux du Marinet entre 1974 et 2012. La tracé rouge est utilisé comme point de repère et marque un secteur de roche en place. Noter que les traits noirs pointillés marquent la position du glacier couvert

Développé à 2760 m, en rive droite de la racine du glacier rocheux, le thermokarst est localisé dans une zone déprimée, fermée au sud par la partie orientale du front du glacier, au nord par la moraine retro-fluée qui tapisse le verrou quartzitique oriental et à l'est par la racine de Div_2 (Figure 9-10). Les différentes missions de terrain réalisées révèlent que la « rive nord » du Lac est bordée par un corps de glace massive, épais de plusieurs mètres, recouvert d'une fine couche de débris (20-30cm) (Figure 9-10) correspondant au front du glacier du Marinet. La rive sud présente une moraine affectée par du fluage, comme l'indique la présence d'un front haut de 0.7 à 1.5 m. La raideur du front, le granoclassement et l'absence de végétation suggèrent que la forme est toujours active. L'affaissement d'une partie de celle-ci pendant l'été 2011 a permis d'apercevoir la présence de glace massive sur une épaisseur d'un mètre (*a minima*).

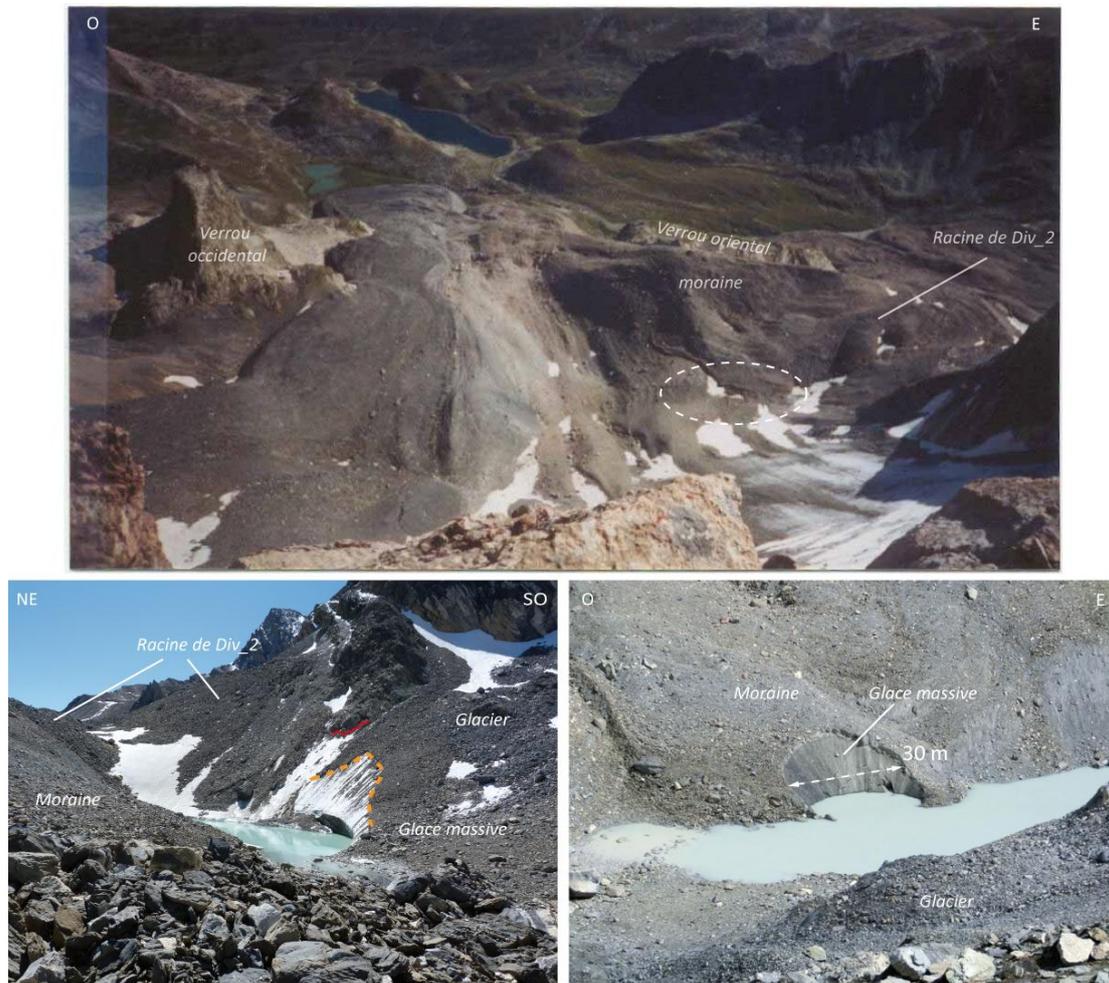


Figure 9-10. Thermokarst dans la partie amont du glacier rocheux du Marinet. Note : La photo du haut a été prise par M. Evrard en juillet 2000

Les travaux d'Assier (1993) montrent que l'emplacement actuel du thermokarst correspondait il y a 20 ans à celui du front du glacier occidental du Marinet (Figure 9-9). L'observation de glace massive bordant le nord et le sud du lac indique que celle-ci est toujours présente dans le secteur et que seule une fine couche de débris la dissimule. L'omniprésence de la glace massive autour du thermokarst suggère que la présence de celui-ci reflète la fonte du glacier du Marinet. A l'image du retrait glaciaire opéré depuis la fin du PAG (Assier, 1993), la dynamique dominante en cours dans cette partie du glacier rocheux semble toujours être celle de la dégradation de la glace du glacier. Cette hypothèse semble d'autant plus réaliste que les sondages électriques (chapitre 6) réalisés dans la dépression occupée par le glacier du PAG et à proximité du thermokarst révèlent l'absence de glace de pergélisol.

En dehors de la zone amont, l'observation de photographies aériennes et la prospection de terrain n'a pas révélé la présence de changements morphologiques significatifs. Nous apportons plusieurs hypothèses pour essayer d'en expliquer les causes.

- Dans la partie amont, en dehors du secteur concerné par l'occurrence du thermokarst, la faible teneur voire l'absence de pergélisol (pour la dépression) et la faible pente du secteur (limitant le dynamisme des potentiels processus) ne permettent pas de changements morphologiques significatifs. Seule la moraine de rive gauche, concernée par la présence d'un pergélisol moyennement riche en glace (cf. 6.2.2.3) aurait pu être concernée mais l'altitude (> 2700 m) et les hautes parois du Chambeyron favorisent un contexte topo-climatique froid *a priori* favorable à la stabilité du pergélisol.
- Dans la zone médiane, l'absence de pergélisol empêche l'occurrence de changements morphologiques, du moins liés à sa dégradation.
- Enfin, dans la zone frontale, concernée la présence d'un corps de glace massive, il semblerait qu'en dépit d'une altitude basse (< 2560 m) la présence d'une épaisse couche de débris (6 à 8 m) suffise à protéger sa fonte.

9.1.3.2 Quid des autres indicateurs ?

- **Partie amont (2775 à 2650 m)**

Les indicateurs géodésiques montrent qu'entre 2725 m et 2675 m, les déplacements sont principalement caractérisés par des affaissements. La mise en relation de la distribution de ces derniers avec les observations de terrain et les mesures géophysiques montrent qu'ils résultent de la fonte des culots de glace massive présents sous la couverture de débris. Des mesures géodésiques effectuées par photogrammétrie sur un petit glacier rocheux localisé à l'ouest du glacier rocheux du Marinnet situé dans une gamme d'altitude (alt 2650-2750 m) et des conditions de radiation similaires entre 2009 et 2012 corroborent ces hypothèses ; le déplacement moyen de ce glacier rocheux est de 0.9 m entre 2009/2012 (0.3 m/an) soit des valeurs *a priori* trop faibles pour illustrer celles d'un glacier rocheux en cours d'accélération et potentiellement concerné par la dégradation du pergélisol (Figure 9-11).

Les indicateurs thermiques de surface, notamment la MAGST, ne sont pas disponibles dans ce secteur faute d'avoir pu y déposer des capteurs. Néanmoins, l'application d'un gradient de 0.6°C/100 m aux MAGST disponibles pour les parties médiane et frontale, dont les valeurs sont comprises entre 0.1 et 1°C (entre 2535 et 2590 m), montre que les MAGST calculées seraient inférieures à 0°C au-dessus de 2650 m. Sans préjuger de l'état thermique

du pergélisol *stricto sensu*, les conditions de température en surface semblent favorables à son maintien (Figure 9-12).

Par ailleurs, l'absence de végétation, l'instabilité des blocs en particulier sur les moraines latérales, et l'absence de lichens sur ces blocs illustrent l'activité de cette zone du glacier rocheux (Figure 9-12).

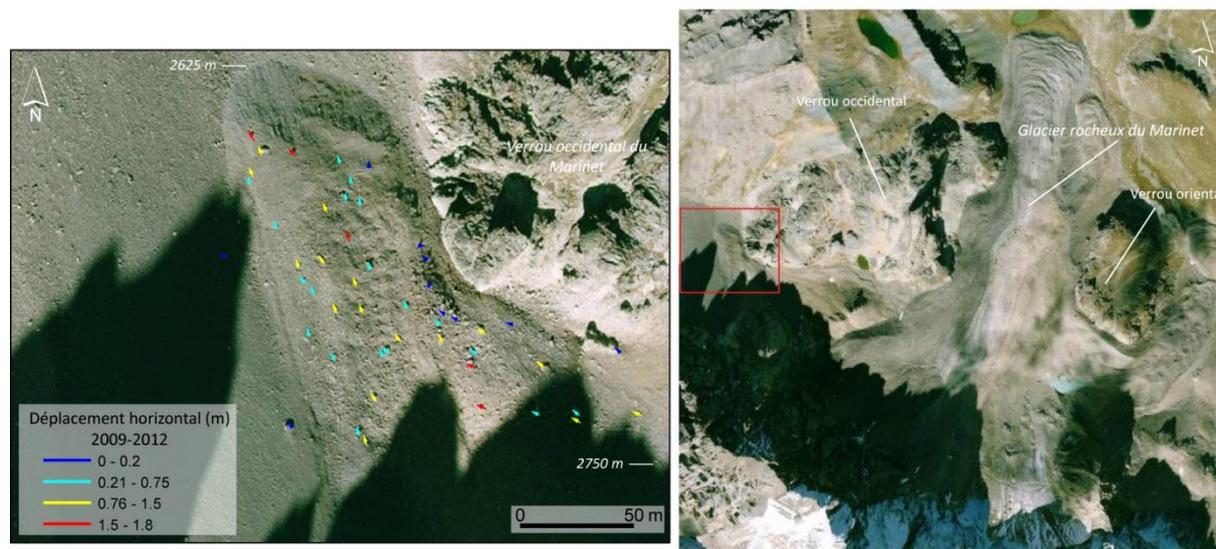


Figure 9-11. Déplacements horizontaux mesurés entre 2009 et 2012 à la surface d'un glacier rocheux situé à l'ouest de celui du Marinet. La gamme d'altitude dans lequel le glacier rocheux se développe correspond à celle de la zone amont du GR du Marinet

- **Partie aval (2590 à 2535 m)**

Les mesures géodésiques réalisées entre 2010 et 2012 montrent que les déplacements dans ce secteur sont de faible amplitude (<18cm) voire nuls puisque 87.5 % (7 mesures sur un total de 8) sont inférieurs à la marge d'erreur. Ces observations sont corroborées qualitativement par la présence d'une végétation clairsemée développée au sommet des bourrelets transversaux, notamment ceux présentant une matrice fine.

D'un point de vue thermique, les MAGST calculées durant les saisons 2010/2011 et 2011/2012, toutes strictement positives (de 0.1°C à +1°C), indiquent que les conditions climatiques locales sont globalement défavorables au maintien du pergélisol. Malgré sa proximité avec la limite inférieure régionale du pergélisol (Bodin, 2007; Cossart *et al.*, 2008), le cas de la partie frontale du Marinet illustre la capacité de la glace souterraine à se maintenir en dépit du déséquilibre de celle-ci avec les conditions climatiques actuelles.

Tous les indicateurs de la partie aval concourent ainsi à caractériser la faible activité du glacier rocheux et le déséquilibre thermique probable du pergélisol (Figure 9-12).

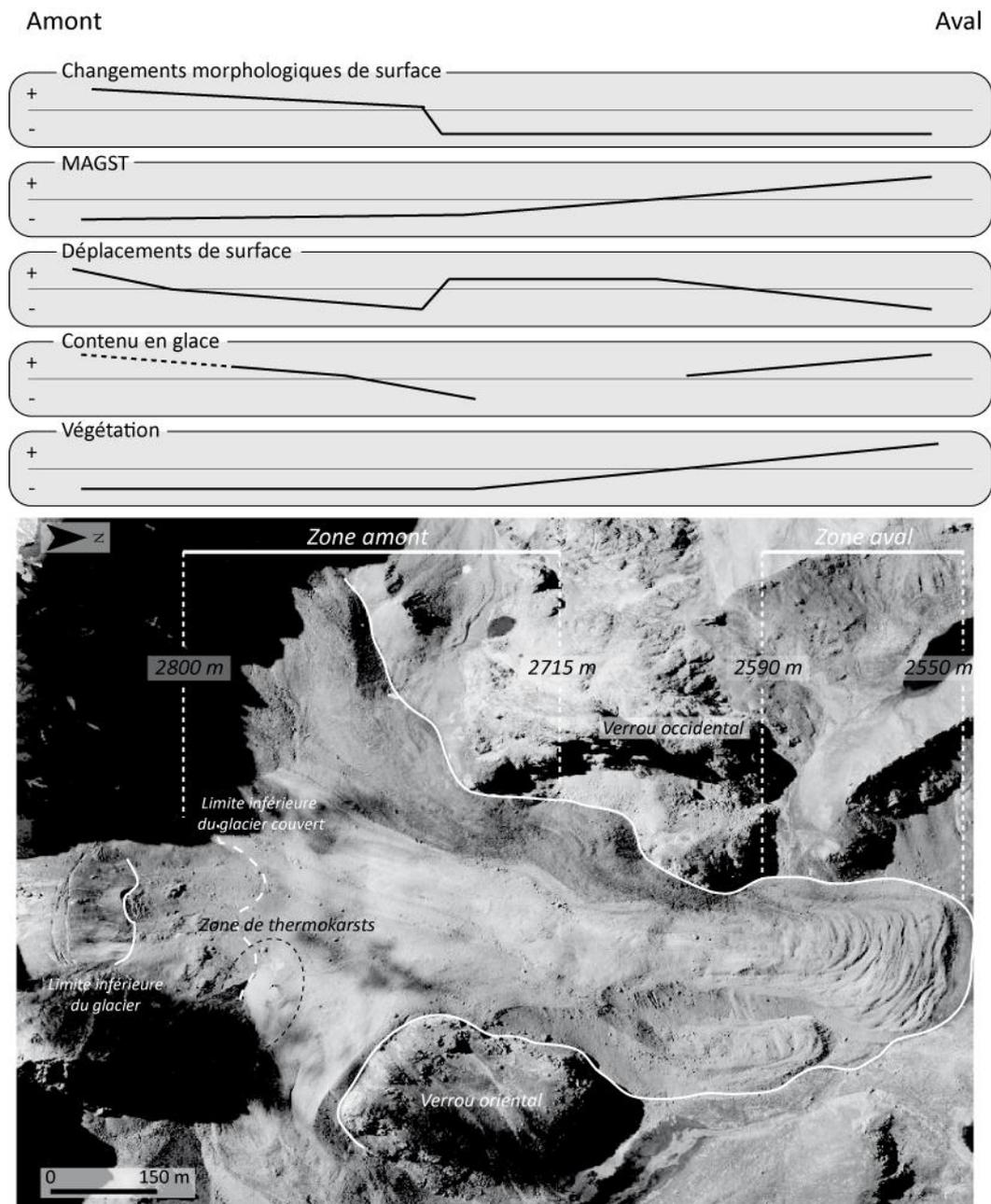


Figure 9-12. Distribution longitudinale de l'ampleur des différents indicateurs utilisés pour caractériser la dégradation du pergélisol sur le glacier rocheux du Marinet

Le glacier rocheux du Marinet, en dépit de faibles changements morphologiques récents, montre que les processus actuellement dominants sont liés à la fonte de la glace massive héritée du PAG. Dans les secteurs uniquement concernés par la glace de pergélisol, et malgré la convergence d'indicateurs suggérant le déséquilibre du pergélisol, l'absence d'indicateurs clairs rend difficile, voire impossible, l'affirmation que le pergélisol s'y dégrade.

9.2 L'absence d'indices de la dégradation du pergélisol sur des glaciers rocheux non englacés au PAG

9.2.1 L'absence de changements morphologiques significatifs sur les glaciers rocheux du Roure, des Béraudes et de Moutouze

L'analyse de la surface de trois glaciers rocheux non englacés au PAG à partir de photographies aériennes, de 1956 à 2012 pour celui du Roure, et de 1952 à 2009 pour ceux des Béraudes et de Moutouze, ainsi que les différentes missions de terrain réalisées entre 2008 et 2012, n'ont pas permis de déceler de changements morphologiques significatifs. Cette absence de changement morphologique traduit-elle pour autant une absence de dégradation?

Pour répondre à cette interrogation, il est nécessaire de prendre en compte le rôle d'un certain nombre de facteurs locaux (topographique, géomorphologique et géodynamique) pour comprendre pourquoi certains glaciers rocheux ne peuvent pas présenter de signes de déstabilisation eux-mêmes potentiellement témoins de la dégradation du pergélisol.

9.2.2 Facteurs d'explication de l'absence de ces changements morphologiques

9.2.2.1 Les contraintes topographiques à l'origine de l'absence de crevasses

Nous avons vu à différentes reprises que l'accélération des mouvements des glaciers rocheux pouvait être la cause de l'ouverture de crevasses transversales à la direction d'écoulement du glacier rocheux (Roer *et al.*, 2008; Delaloye *et al.*, 2013). Ces accélérations résultent à la fois de la dégradation de la glace de pergélisol et d'un différentiel de vitesse de déplacement entre deux zones, lié à un seuil topographique marquant une différence d'inclinaison de pente (Figure 9-13, A). En l'absence d'un de ces deux paramètres, les crevasses ne peuvent se manifester. Dans les différents cas étudiés (Béraudes, Moutouze et Roure), la pente concave sur l'ensemble du versant (Figure 9-13, B) et la présence d'obstacle (versant ou verrou glaciaire) à l'aval du front de ces glaciers rocheux constituent des contraintes topographiques empêchant l'avancée des glaciers rocheux (Cossart et Perrier, 2011). En conséquence, l'apparition de crevasses transversales n'est tout simplement pas possible.

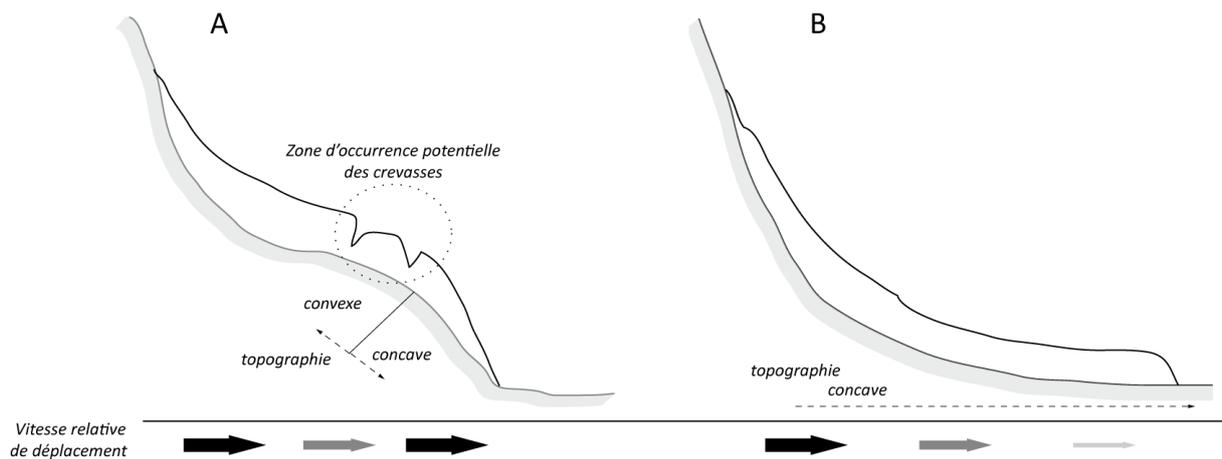


Figure 9-13. Illustrations théoriques du contexte topographique nécessaire d'occurrence des crevasses transversale (A) et contextes topographiques simplifiés des glaciers rocheux de Moutouze, Béraudes et Roure. La figure A est modifiée de Avian et al., (2009)

9.2.2.2 L'absence de glace massive conditionne l'absence de phénomènes thermokarstiques

Par définition, les phénomènes thermokarstiques n'apparaissent que dans les milieux périglaciaires (Tricart, 1992; French, 2007). Pourtant, leur occurrence ne peut se produire que dans les secteurs où de la glace massive existe. Dans les milieux périglaciaires de haute latitude, ces derniers se manifestent donc dans des formes strictement liées au pergélisol du type coins de glace, qui présentent de la glace massive formée en subsurface. Dans les milieux périglaciaires de haute altitude, la présence de glace massive souterraine suppose, au regard des résultats de cette thèse, qu'il y ait eu un englacement. Or nous avons pu déterminer, par le biais de documents historiques, de données géophysiques et d'un travail de terrain, que les glaciers rocheux des Béraudes, de Moutouze et du Roure n'avaient pas été englacés et ne présentaient en conséquence pas de glace massive en subsurface.

Cette absence de glace massive ne permet donc pas la manifestation de thermokarst à la surface des 3 glaciers rocheux étudiés.

9.2.3 Qu'apportent les indicateurs autres que la morphologie de surface ? Peuvent-ils contribuer à la caractérisation de l'état du pergélisol ?

Nous venons de voir que les 3 glaciers rocheux étudiés ne présentent pas de formes de déstabilisation capables de traduire une potentielle dégradation du pergélisol et ce pour des raisons topographiques et de structure interne. Pour autant, est-il possible de caractériser la dégradation ou le déséquilibre du pergélisol à partir d'indicateurs autres que la morphologie ?

9.2.3.1 Les déplacements de surface

Les déplacements de surface, que ce soit sur les deux glaciers rocheux de Clarée ou sur celui du Roure, sont globalement de faible ampleur. Pour autant, peut-on, par opposition aux glaciers rocheux ayant des déplacements rapides attribués à la dégradation du pergélisol, considérer que ces glaciers rocheux ont une cinématique synonyme de stabilité et de maintien du pergélisol ? S'il est difficile de répondre objectivement à cette interrogation tant les facteurs du déplacement sont nombreux, nous rappelons que les contraintes topographiques, notamment la décroissance des valeurs de pente amont/aval et les replats situés au front de chacun de ces trois glaciers rocheux, constituent un frein à leur fluage. Une glace souterraine suffisamment froide peut également être un facteur du faible déplacement à ne pas négliger. Dans tous les cas, la cinématique de surface, si elle constitue un bon indicateur de l'activité des glaciers rocheux, ne peut servir d'indicateur de la dégradation potentielle du pergélisol pour des glaciers rocheux se trouvant dans des contextes topographiques identiques à ceux décrits ici.

9.2.3.2 La végétation

Sur les glaciers rocheux étudiés, la prospection de terrain et dans une moindre mesure les photographies aériennes ont montré que la quantité de végétation tend à augmenter de l'amont vers l'aval et est, de ce fait, inversement proportionnelle à celle des déplacements avec lesquels elle entretient un lien étroit (Figure 9-14 Figure 9-15). A l'image des déplacements surfacique, la végétation constitue donc un bon indicateur de l'activité des glaciers rocheux mais ne peut être utilisée ni comme un indicateur de la dégradation, ni du déséquilibre du pergélisol.

9.2.3.3 La température de surface

Nous l'avons dit, les conditions d'existence du pergélisol dépendent en grande partie des conditions thermiques de surface. L'utilisation de la MAGST, même si elle requiert de la prudence notamment du fait du rôle de la variabilité climatique interannuelle et intra-annuelle ainsi que des décalages thermiques dans la couche active, peuvent permettre la caractérisation de l'équilibre ou du déséquilibre du pergélisol avec les conditions climatiques en vigueur. Nous prenons ici le parti de les considérer comme telles.

Sur le glacier rocheux du Roure, toutes les MAGST mesurées pendant les deux saisons de mesure sont négatives. Nous considérons ainsi qu'au regard des valeurs de ces MAGST, que le pergélisol y est en équilibre avec les conditions actuelles. Cette observation semble d'autant plus plausible que le glacier rocheux se situe 150 m plus haut que la limite inférieure régionale du pergélisol.

Sur le glacier rocheux de Moutouze, une seule MAGST, négative, est disponible. L'objectivité des interprétations y est ainsi peu évidente. Néanmoins, cette dernière suggère que le pergélisol y est en équilibre. A cela s'ajoute des conditions topographiques et géomorphologiques locales (cf. 7.3.2.2), notamment un faible couvert neigeux en saison hivernale mais un maintien tardif en saison estivale.

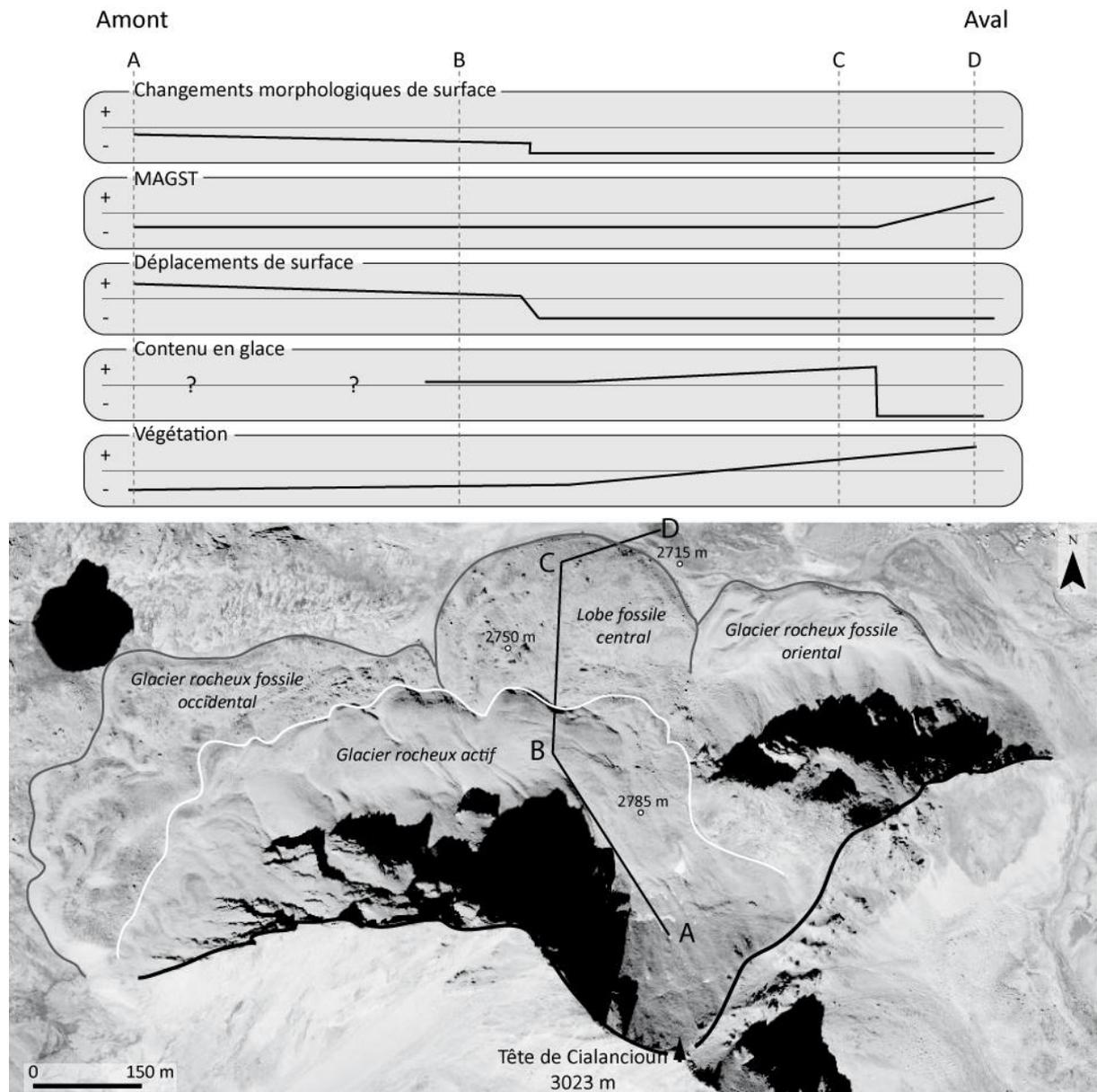


Figure 9-14. Distribution longitudinale de l'ampleur des différents indicateurs utilisés pour caractériser la dégradation du pergélisol sur le glacier rocheux du Roure

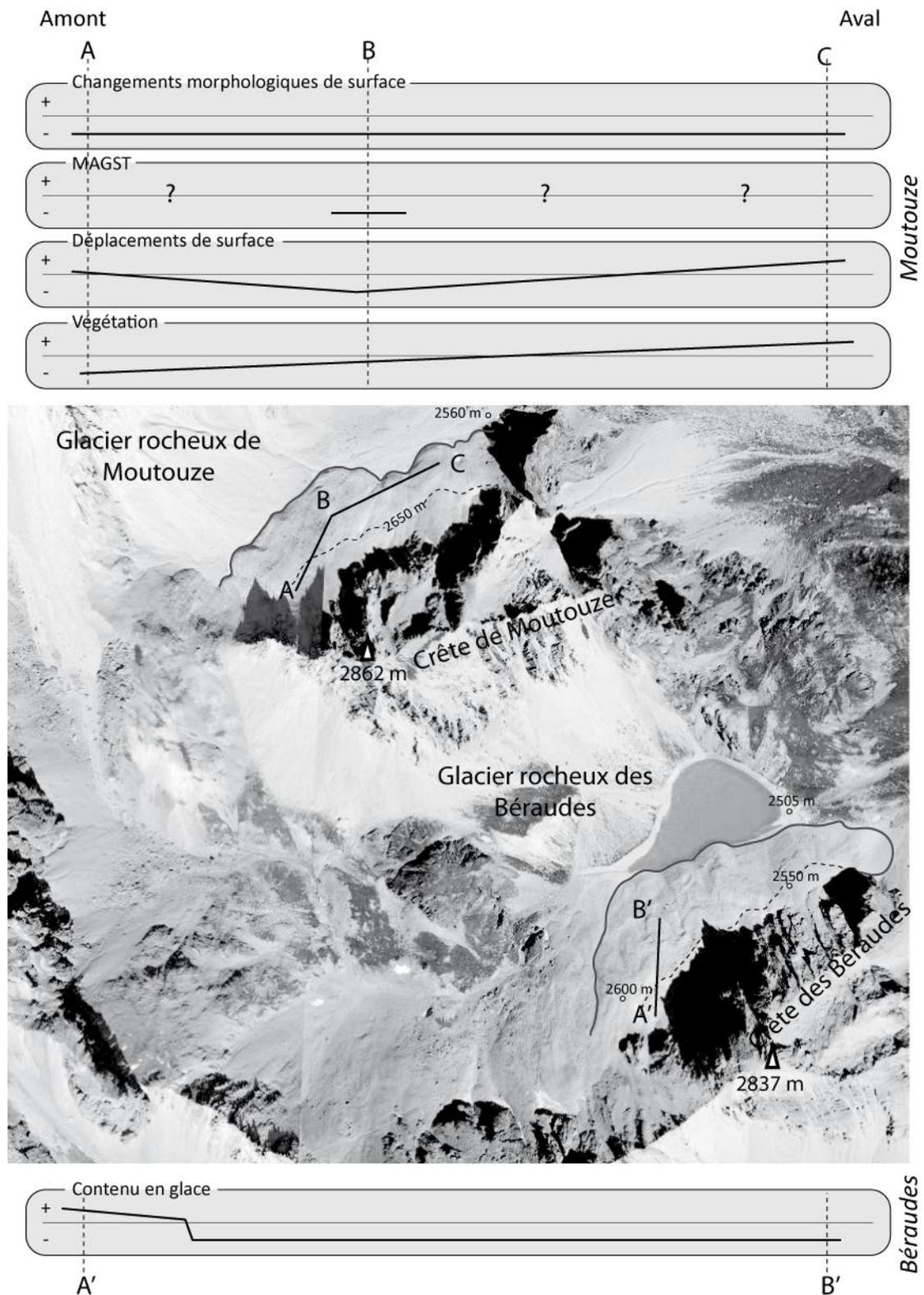


Figure 9-15. Distribution longitudinale de l'ampleur des différents indicateurs utilisés pour caractériser la dégradation du pergélisol sur les glaciers rocheux de Moutouze (profil A-B-C) et des Béraudes (profil A'-B')

9.3 Un modèle topo-climatique de la distribution du pergélisol en déséquilibre dans les vallées de la Clarée et de l'Ubaye

Nous venons de voir dans les paragraphes précédents qu'il était difficile de caractériser la dégradation du pergélisol uniquement à partir d'indicateurs morphologiques relevés en surface. Cependant, lorsque ces indicateurs peuvent être couplés à la MAGST, un faisceau d'arguments peut permettre de déterminer si le pergélisol est potentiellement en déséquilibre ou non. Suivant ce constat, nous présentons dans les paragraphes suivants un modèle de distribution des zones de déséquilibre du pergélisol. Ce modèle est construit à partir des MAGST, relevées dans le cadre de ce travail de thèse (chapitre 7), ainsi que de l'altitude et la radiation solaire incidente.

9.3.1 Démarche suivie pour la modélisation du pergélisol en déséquilibre

Pour modéliser la distribution des secteurs d'occurrence du pergélisol en déséquilibre thermique avec les conditions climatiques actuelles, il a fallu dans un premier temps caractériser la signature de ce déséquilibre. Dans un second temps, nous avons cherché à déterminer les conditions topo-climatiques (altitude et radiation solaire) de l'occurrence de ces indicateurs. Enfin, l'utilisation d'un SIG nous a permis de déterminer à l'échelle régionale les secteurs présentant ce type de conditions et de les cartographier.

9.3.1.1 Déséquilibre thermique ou dégradation du pergélisol : quel(s) indicateur(s) utiliser dans le cadre de la modélisation ?

Les recherches menées à échelle fine sur les différents glaciers rocheux des vallées de la Clarée et de l'Ubaye ont montré que la caractérisation de la dégradation du pergélisol par le biais d'indicateurs de surface, notamment géomorphologiques, est difficile à établir. En conséquence, et dans l'objectif de déterminer les secteurs où le pergélisol est sujet à l'impact potentiel du changement climatique, nous avons décidé de caractériser les secteurs d'occurrence du pergélisol présentant un déséquilibre thermique avec les conditions climatiques actuelles. La démarche repose sur l'inadéquation entre la présence de pergélisol (ou de glace associée) et un bilan thermique de surface positif *a priori* défavorable au maintien du pergélisol. La caractérisation du déséquilibre thermique du pergélisol s'est faite par l'utilisation des MAGST relevées à la surface des glaciers rocheux dans le cadre de leur suivi thermique. Nous avons considéré qu'un déséquilibre thermique existait lorsqu'à l'aplomb d'un secteur présentant de la glace souterraine, la MAGST était positive ($> 0^{\circ}\text{C}$). Lorsque les informations sur la présence de glace n'étaient pas disponibles, nous avons mis en relation la MAGST avec des indicateurs géomorphologiques (raideur du front, granoclassement, etc.) et géodésique suggérant l'activité du glacier rocheux.

9.3.1.2 Acquisition de la base de données

Les données thermiques utilisées pour caractériser la zone de déséquilibre du pergélisol sont celles obtenues à partir des enregistreurs miniatures de température du type I-buttons® présentés dans le chapitre 7. Nous rappelons ici que pour maximiser la représentativité de l'information, les enregistreurs ont été disposés sur et en dehors de glaciers rocheux à la physionomie variée (langue, lobe, interaction avec des glaciers) et dans des contextes topoclimatiques variées (altitude et radiation solaire incidente. Les coordonnées géographiques et l'altitude des Ibuttons ont été enregistrées sur le terrain au moyen d'un GPS.

Le MNT utilisé pour la modélisation et l'acquisition des paramètres de radiation solaire incidente provient de la Base de Données Altimétrique de l'IGN. La résolution de ce dernier est de 25 m. L'utilisation d'un module dédié (ArcToolbox-Spatial Analyst®) permet, à partir du MNT, le calcul de la radiation solaire incidente.

9.3.1.3 Cartographie des secteurs de pergélisol en déséquilibre

Pour chacun des points correspondant à l'emplacement d'un capteur de température ayant enregistré une MAGST, nous avons extrait du pixel associé la valeur de radiation solaire incidente. Chacun de ces pixels a ensuite été classé en fonction de la valeur perçue et ce, de façon à obtenir des classes de pixel. Les classes ont été déterminées à partir des quantiles (6 classes). Pour chacune des classes, l'aspect positif ou négatif de la MAGST ainsi que l'altitude de l'emplacement du capteur ont été reportés. Pour chacune de ces classes, et en fonction de la distribution des valeurs de MAGST, nous avons distingué les secteurs présentant un déséquilibre de ceux n'en présentant pas. Suivant une méthode développée pour la cartographie du pergélisol (Keller *et al.*, 1998; Bodin, 2007; Cossart *et al.*, 2008), les secteurs présentant un déséquilibre ont été classés en deux catégories : « déséquilibre probable » lorsque toutes les MAGST sont négatives et « déséquilibre possible » lorsque MAGST positives et négatives sont combinées. Des seuils altitudinaux correspondant au déséquilibre probable et possible ont été définis et, par un jeu de requêtes spatiales réalisées sous SIG, nous avons pu spatialiser à l'échelle régionale les zones concernées par le déséquilibre.

Pour parfaire la modélisation et notamment pour éviter la prise en compte de secteurs présentant une absence certaine ou une très faible probabilité d'occurrence du pergélisol, seuls les secteurs concernés par $p > 0.25$ (cf chapitre 5) ont été pris en compte. D'un point de vue altitudinal, cela signifie que seuls les secteurs situés globalement au-dessus de 2500 m ont été considérés par le modèle. En outre, nous avons contraint spatialement ce modèle à une limite supérieure altitudinale de 2800 m pour deux raisons : i) d'une part, du fait du faible nombre de données disponibles au-delà de cette altitude ii)

d'autre part, de la superficie réduite des formations meubles situées au-dessus de ce seuil dans les vallées de la Clarée et de l'Ubaye.

9.3.2 Résultats

Pour faciliter la lecture des résultats et permettre leur comparaison avec la distribution actuelle du pergélisol, nous avons associées les MAGST aux températures d'eau de source ayant servies à la modélisation de la distribution du pergélisol à l'échelle régionale.

9.3.2.1 Distribution des zones de déséquilibre en fonction de la radiation solaire incidente

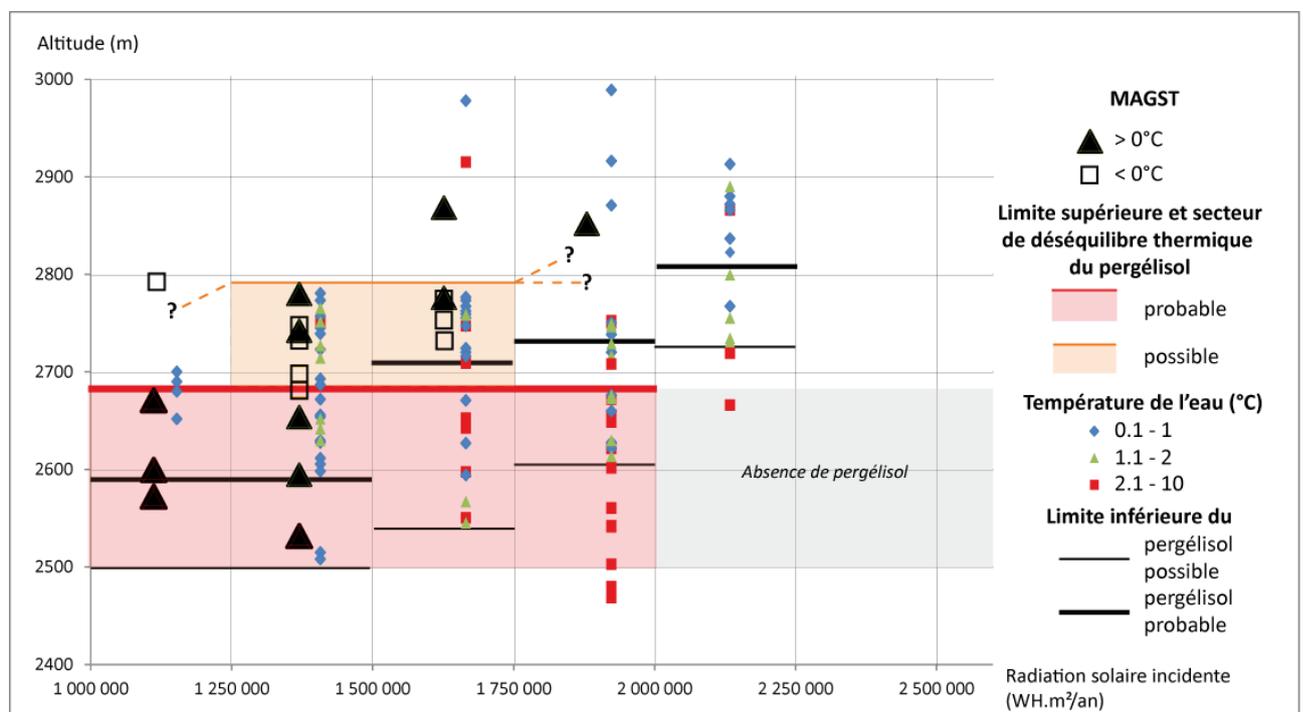


Figure 9-16. Modèle topo-climatique de la distribution du pergélisol en déséquilibre dans les vallées de la Clarée et de l'Ubaye

La localisation des zones de déséquilibre montre que conformément à ce qui pouvait être attendu, plus de 50 % des MAGST positives mesurées se concentrent dans la frange basse d'occurrence du pergélisol soit à des altitudes comprises entre 2500 et 2680 m (Figure 9-16). De manière plus précise, il apparaît une tendance expliquée par l'ampleur du rayonnement solaire incident puisque l'altitude des MAGST positives augmente à mesure que l'intensité de la radiation solaire incidente augmente. Ainsi, pour les secteurs faiblement ombragés ($< 1.25 \cdot 10^6 \text{ W.m}^2/\text{an}$), l'altitude moyenne des MAGST positives se situe autour de 2600 m alors que pour les secteurs moyennement ombragés ($> 1.25 \text{ et } \leq 1.5 \cdot 10^6 \text{ W.m}^2/\text{an}$), l'altitude moyenne des MAGST positives est proche de 2700 m. Ce gradient est semblable à

celui observé pour la distribution du pergélisol à l'échelle régionale et illustre une élévation de la limite inférieure du pergélisol lorsque la l'intensité du rayonnement solaire incident augmente.

En classant les MAGST en fonction des valeurs de radiation solaire incidente, plusieurs configurations peuvent être observées.

Dans les secteurs à faible radiation solaire incidente ($\leq 1.25 \cdot 10^6$ W.m²/an), entre 2560 et 2690 m d'altitude, toutes les MAGST mesurées ont des valeurs positives comprises entre 0.2 et 1.6°C. Entre ces d'altitudes, tous les indicateurs thermiques suggèrent un déséquilibre probable du pergélisol. Au-dessus de 2690 m, une seule MAGST présente une valeur négative (-0.3°C) à une altitude de 2790 m. Cette unique donnée rend difficile l'estimation de la limite supérieure du déséquilibre possible, mais au vu des résultats des classes de radiation supérieure, il se peut que cette limite supérieure soit comprise entre 2700 et 2800 m.

Dans les secteurs à radiation solaire incidente comprise entre 1.25 et $1.5 \cdot 10^6$ W.m²/an, entre 2530 et 2670 m d'altitude, toutes les MAGST présentent des valeurs positives (0.1 à 1.4°C). Comme pour la classe précédente, nous considérons ici aussi que les indicateurs thermiques vont dans le sens d'un déséquilibre probable du pergélisol. Pour cette même gamme de radiation solaire, entre 2675 et 2800 m, les valeurs des MAGST sont plus hétérogènes et oscillent entre valeurs négatives et valeurs positives. Nous considérons que le déséquilibre du pergélisol y est possible.

Pour la classe de radiation solaire comprise entre 1.5 et $1.75 \cdot 10^6$ W.m²/an, en dessous de 2700 m, l'absence de données thermiques limite la confirmation des observations effectuées pour les classes de radiation précédentes. Nous supposons néanmoins qu'à gamme altitudinale égale (2500 -2700 m), le déséquilibre thermique du pergélisol est d'autant plus plausible que les valeurs de radiation solaire incidente y sont élevées. Entre 2700 et 2800 m, les valeurs de MAGST sont ici aussi hétérogènes (positives et négatives) et suggèrent que le déséquilibre y est possible.

Pour les classes de radiation solaire supérieures à $1.75 \cdot 10^6$ W.m²/an, l'absence de données en nombre suffisant (une seule MAGST) empêche la formulation de résultats objectifs. Nous pouvons néanmoins supposer, à l'image de ce qui a été observé pour les classes de plus faible radiation, que le pergélisol est en déséquilibre probable entre 2500 et 2700 m. Pour les secteurs les plus ensoleillés (au-delà de $2 \cdot 10^6$ W.m²/an), le pergélisol est absent dans la gamme d'altitude 2500-2700 m. Au-delà de 2700 m, l'absence de données ne permet que la formulation d'hypothèses. Il est ainsi envisageable que la limite supérieure de déséquilibre dépasse 2800/2850 m.

9.3.2.2 Distribution des zones de déséquilibre du pergélisol à l'échelle des hautes vallées de la Clarée et de l'Ubaye

Dans la haute vallée de la Clarée, la zone couverte par le déséquilibre probable du pergélisol (Figure 9-17) représente 3.3 km² et celle par le déséquilibre possible 2.7 km², soit respectivement 52 et 43 % des surfaces couvertes par une probabilité d'occurrence du pergélisol supérieure à 0.25 (cf chapitre 5). Les zones les plus concernées par le déséquilibre du pergélisol sont le massif des Cerces ainsi que le versant nord de la crête des Muandes (rive gauche de la vallée).

A une échelle plus fine, les résultats montrent que la distribution des secteurs de déséquilibre du pergélisol est conditionnée, à l'image de du pergélisol, par la radiation solaire incidente et l'altitude (cf chapitre 5). Ainsi le déséquilibre probable du pergélisol est possible dès 2525 m dans les cirques du massif des Cerces où altitude et radiation solaire sont respectivement élevées et basse et autour de 2650 m sur les versants gréseux de rive gauche alors que la limite supérieure, conditionnée par le modèle, se situe autour de 2700 m dans tous les secteurs. En ce qui concerne le déséquilibre possible et conformément au modèle, celui-ci est distribué entre 2700 et 2800 m d'altitude dans tous les secteurs d'occurrence du pergélisol de la haute vallée.

Dans la haute vallée de l'Ubaye, les secteurs concernés par le déséquilibre probable et le déséquilibre possible du pergélisol (Figure 9-17) représentent respectivement 2.5 et 5.2 km² soit 20.3 et 42.3 % des surfaces concernées par l'occurrence du pergélisol (pour $p \geq 0.25$). L'altitude moyenne plus élevée en haute Ubaye qu'en Clarée explique que les valeurs soient inférieures. La grande majorité des secteurs concernés par le déséquilibre (probable et possible) sont situés dans les cirques de rive gauche, là où se situe également la plupart des terrains concernés par l'occurrence du pergélisol.

A l'échelle des cirques glaciaires, les secteurs concernés par le déséquilibre probable sont principalement présents sur les versants nord, entre 2600 et 2650 m, ponctuellement à partir de 2575 m. Sur les versants sud, la faible présence de secteurs en déséquilibre probable s'explique par le fait que la limite inférieure du pergélisol (pour $p \geq 0.25$) est globalement située au-dessus de 2800 m, soit au-dessus de la limite supérieure du déséquilibre probable prévue par le modèle. Pour le déséquilibre possible, les résultats montrent que celui-ci se manifeste entre 2750 et 2800 m sur les versants exposés au nord, et entre 2700 et 2800 m sur les versants exposés au sud. Tous les cirques de la haute vallée sont ainsi concernés.

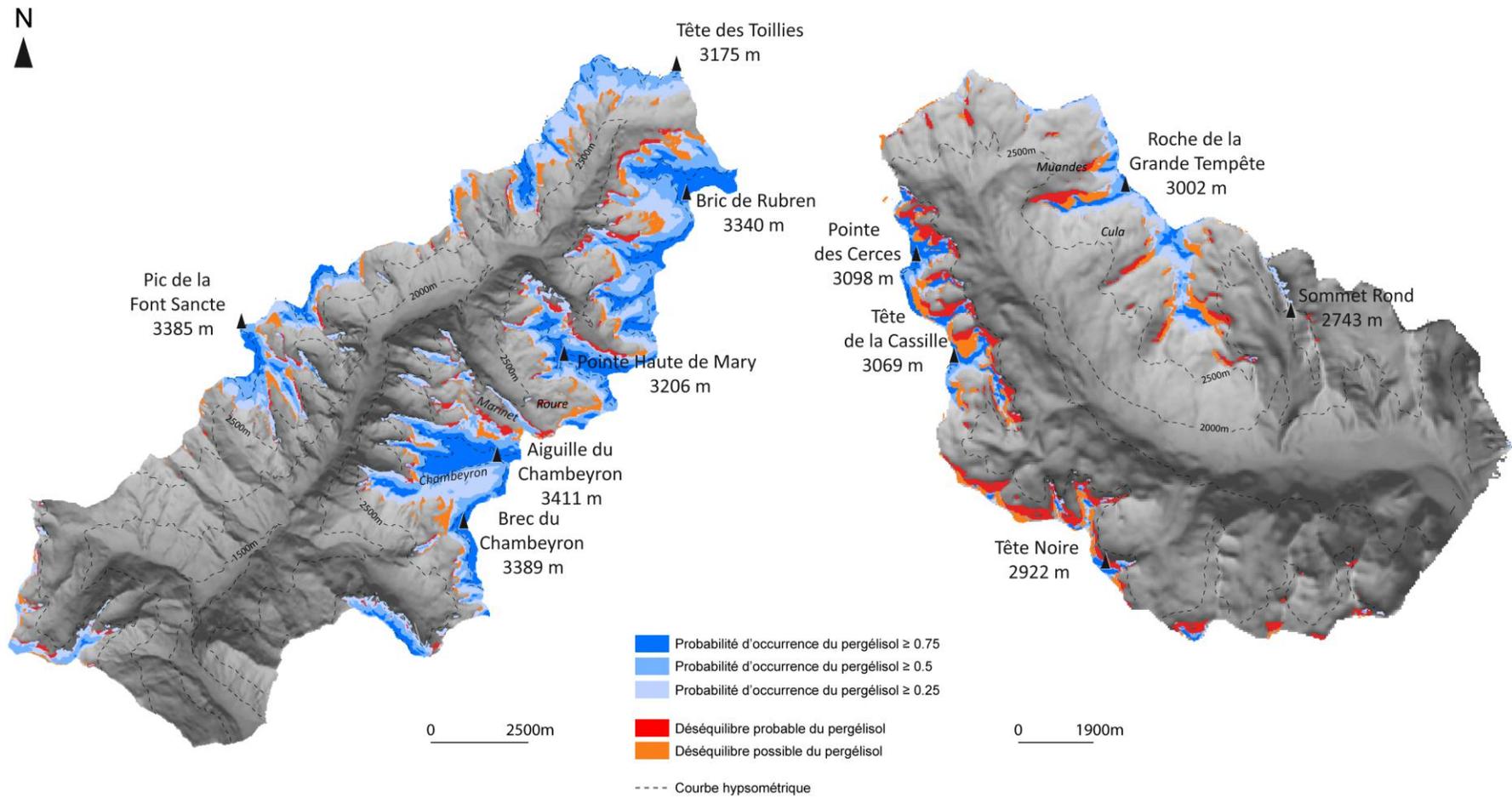


Figure 9-17. Distribution spatiale du déséquilibre probable et possible du pergélisol dans les hautes vallées de l'Ubaye (gauche) et de la Clarée (droite)

9.3.2.3 Analyse qualitative des cartes à grande échelle

Les cartes de répartition du pergélisol apparaissent d'un point de vue « expert » comme plutôt satisfaisantes concernant le déséquilibre probable et comme surestimant les zones de déséquilibre possible. Statistiquement, 72 % des MAGST positives mesurées (Ubaye/Clarée confondues) sont localisées dans des zones considérées comme en déséquilibre par le modèle et 36 % uniquement localisées dans la zone de déséquilibre probable (Figure 9-18). Celles non considérées par le modèle se trouvent soit à des altitudes supérieures à celles que le modèle considère comme concernée par le déséquilibre (Figure 9-18). A l'inverse, aucune des MAGST négatives mesurées n'est localisée dans la zone de déséquilibre probable mais 100 % d'entre elles le sont dans la zone de déséquilibre possible.

La comparaison de la distribution des zones de déséquilibre et des glaciers rocheux apporte par ailleurs quelques informations sur la pertinence des résultats :

En Clarée, seul le glacier du Lac Rouge n'est pas concerné par le déséquilibre probable mais uniquement par le déséquilibre possible. Pour les autres glaciers rocheux, notamment à Moutouze et au Riou Blanc, les parties aval et médianes sont concernées par le déséquilibre probable et amont par le déséquilibre possible. Enfin, seul le glacier rocheux des Béraudes est entièrement concerné le déséquilibre probable. Ce sont donc logiquement les glaciers rocheux ou les parties de glaciers rocheux les plus basses et les plus exposées au rayonnement solaire incident qui sont les plus concernés par le déséquilibre probable du pergélisol. Inversement, à mesure que l'on remonte en altitude et que l'on se rapproche de secteurs ombragés (pied de versant), cette tendance au déséquilibre diminue.

En Ubaye, les glaciers rocheux du Marinnet, notamment leurs parties aval, sont les seuls concernés par un déséquilibre probable. Les glaciers rocheux du Roure et de Tuissier, bien que situés dans des secteurs de forte radiation solaire, ne sont concernés que par le déséquilibre possible, ce qui s'explique par une position altitudinale (> 2700 m) plutôt favorable.

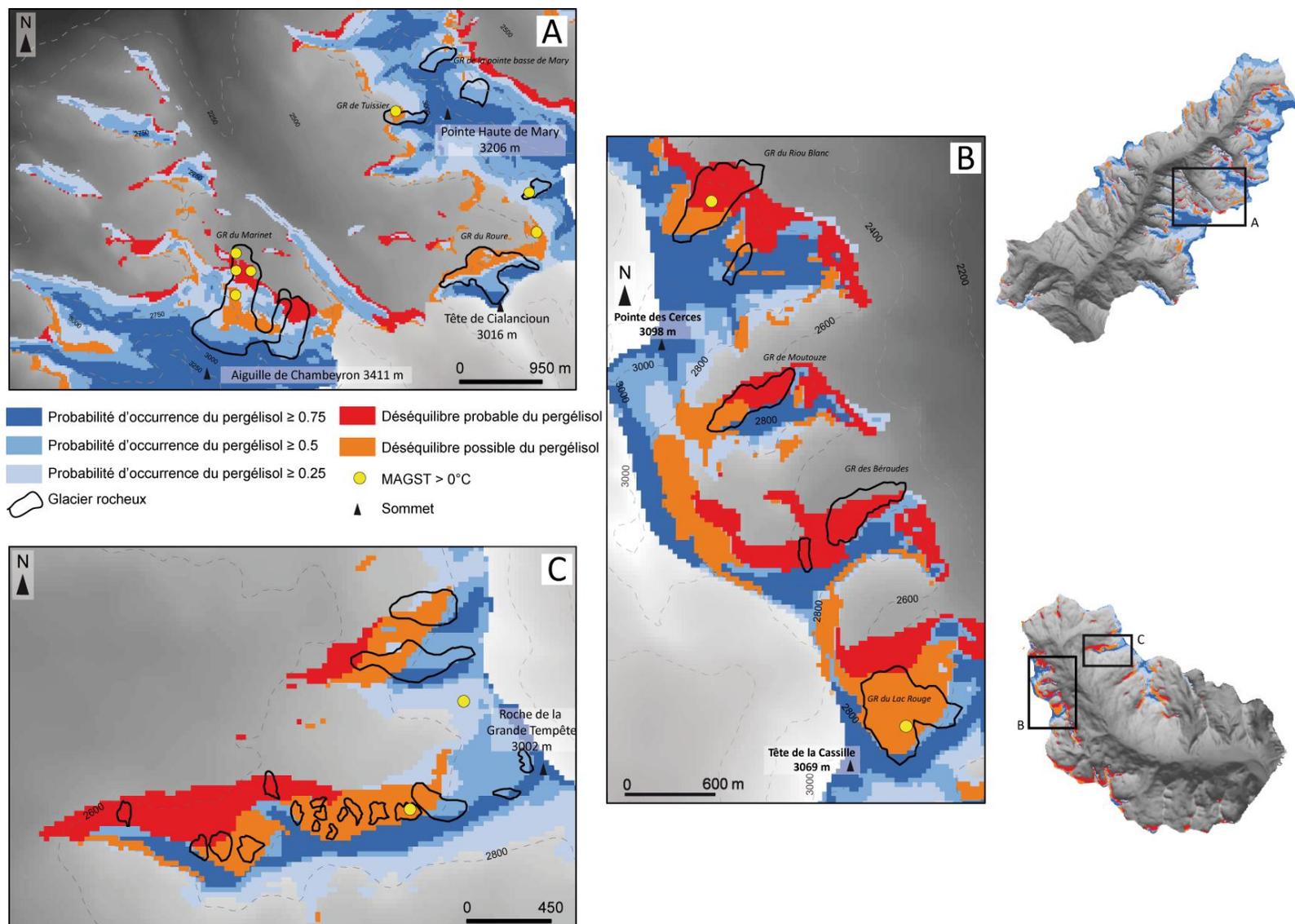


Figure 9-18. Extrait de la carte de distribution du pergélisol possible et probable des vallées de la Clarée et de l'Ubaye. Les polygones noirs représentent les glaciers rocheux

9.3.2.4 Discussion : limite de l'utilisation des MAGST comme indicateur du déséquilibre

L'utilisation des MAGST comme indicateur du déséquilibre thermique entre la surface du sol et le pergélisol *stricto sensu* peut présenter des biais.

D'une part, les MAGST sont très dépendantes des conditions climatiques saisonnières et notamment des caractéristiques couvert neigeux. Ainsi en fonction de la période de mise en place, de la durée de maintien et dans une moindre mesure, de l'épaisseur de ce dernier, les valeurs de MAGST sont susceptibles de varier d'une année sur l'autre, notamment de part et d'autre de 0°C. Dans notre modèle, l'utilisation de la MAGST pour caractériser le déséquilibre du pergélisol ou non est fondée sur sa valeur par rapport à ce seuil de 0°C.

D'autre part, l'inertie du pergélisol est importante et très dépendante des spécificités locales du terrain, en particulier de la nature des formations superficielles et de la couche active (cf. *surface offset* (Harris et Pedersen, 1998; Smith et Riseborough, 2002; Isaksen *et al.*, 2003; Hanson et Hoelzle, 2004; Schneider *et al.*, 2012). Ces caractéristiques sont ainsi à l'origine de conductivités thermiques particulières qui rendent le pergélisol plus ou moins réactif aux températures de l'air. Il est donc possible que les MAGST soit défavorables au pergélisol, marquant ainsi son déséquilibre mais que celui ne soit peu ou pas affecté à court ou moyen terme. Le déséquilibre thermique de surface n'est donc pas synonyme de dégradation du pergélisol, mais doit être considéré comme une zone actuellement potentiellement offerte à la dégradation.

9.4 Conclusion du chapitre

Le suivi morphologique des glaciers rocheux des hautes vallées de la Clarée et de l'Ubaye montre le rôle prépondérant du type de glace dans l'évolution des modelés de surface. La disparition de la glace massive sous-tend l'ensemble des changements morphologiques et explique la localisation des éventuelles déstabilisations qui y sont associées. Ainsi, seuls les glaciers rocheux ayant été englacés au Petit Age de Glace, et qui présentent aujourd'hui encore de la glace massive souterraine, sont affectés par des changements morphologiques significatifs. De toute évidence, les modifications de la morphologie de surface observées ne peuvent être associées directement à la dégradation du pergélisol telle que définie au début de ce travail. Elles sont en revanche l'expression de la dégradation de reliquats des glaciers du PAG. Les résultats ont donc montré que l'appréhension de la dégradation du pergélisol par le biais des changements morphologiques de surface reste difficile à établir tant les facteurs locaux, topographiques et géomorphologiques, sont importants dans la cinématique de surface d'un glacier rocheux. Si la dégradation stricto sensu du pergélisol reste difficile à établir sans investigations géophysiques ou forage profond, la caractérisation de son déséquilibre thermique semble une approche plus adaptée, notamment à de vastes échelles, lesquelles garantissent une répétitivité des observations. Il apparaît ainsi, à l'échelle régionale, que de vastes surfaces concernées par l'occurrence du pergélisol le sont aussi par son déséquilibre potentiel. C'est en particulier le cas pour les secteurs situés à proximité de la limite inférieure régionale du pergélisol, qui représentent une superficie de l'ordre de 15 km², soit 40 % de l'emprise du pergélisol. A une échelle plus fine, les résultats ont montré que seules les parties amont des glaciers rocheux, localisées dans des secteurs aux conditions topoclimatiques froides, ne sont pas concernées par ce déséquilibre. Néanmoins, compte tenu de l'inertie thermique du pergélisol, nous soulignons que ce déséquilibre ne se traduit pas nécessairement par de la dégradation (i.e. épaissement de la couche active, fusion, etc.), pour cette raison nous le qualifions de « déséquilibre potentiel ».

Conclusion générale

La présente étude avait pour objectif principal de caractériser la ou les réponses du pergélisol des formations meubles face au changement climatique.

De cet objectif principal découlait plusieurs objectifs secondaires parmi lesquels :

- la spatialisation de l'extension de la frange à pergélisol ;
- l'émergence d'une typologie des secteurs à pergélisol ;
- la caractérisation de la réponse morphologique des glaciers rocheux face à la dégradation du pergélisol et les conditions de déclenchement de cette ou ces réponses morphologiques.

Nous avons utilisé comme support d'étude deux vallées des Alpes du sud qui, au regard de leurs spécificités, présentent à la fois un étage périglaciaire développé favorable à l'existence du pergélisol et une vaste gamme de glaciers rocheux. Une combinaison d'approches mises en œuvre à différentes échelles spatiales et empruntant des méthodes issues de la modélisation spatiale, de la géomorphologie, de la géophysique, de la climatologie et de la géodésie a permis d'acquérir une base de données inédites, dans un secteur peu étudié des Alpes, puis de répondre partiellement aux objectifs de ce travail doctoral.

Principaux résultats

Tout d'abord, la ***distribution du pergélisol aux échelles régionale et locale a été abordée***

- Un inventaire des glaciers rocheux a été réalisé. Il montre qu'au-delà du nombre important de formes présentes dans les vallées de la Clarée et de l'Ubaye, ces glaciers rocheux sont caractérisés par une extrême diversité, tant en termes de formes que de localisation au sein de l'étage périglaciaire
- Dans l'objectif de compléter l'inventaire des glaciers rocheux et de caractériser les terrains susceptibles de traduire la dégradation du pergélisol à une vaste, un modèle de distribution régionale du pergélisol, basé sur les températures d'eau de source, a été réalisé. Ce modèle met en évidence à la fois le rôle fondamental des facteurs altitudinaux et de radiation solaire incidente sur l'occurrence du pergélisol mais souligne également, par ses limites, l'influence certaine des facteurs locaux. Au final, le pergélisol des Alpes du sud (Clarée/Ubaye) est généralement distribué entre 2500 et 2850 m et recouvre un peu moins de 35 km².

- A partir d'un minutieux travail géomorphologique de terrain et de l'utilisation de la géophysique, nous avons pu mettre en évidence toute la complexité de la répartition et de la nature de la glace souterraine contenue dans les glaciers rocheux des Alpes du sud. Celle-ci va de la glace massive, probablement d'origine sédimentaire, à une glace dite de pergélisol davantage caractérisée par un mélange de glace et de débris en proportion variable.
- Cette diversité dans la nature et le contenu en glace trouve son origine principalement dans la géodynamique locale. La présence passée de glaciers ayant recouverts les glaciers rocheux, notamment au PAG, conditionne la présence de glace massive souterraine. Les transferts de matériaux des versants vers leur base est à l'origine de l'enfouissement de névé qui, associé à la percolation d'eau d'origine diverse, favorise le développement d'une glace interstitielle. Au-delà de ce résultat, le caractère parfois aléatoire de la géodynamique (recrudescence des avalanches, mouvement de masse entraînant glace et débris très en aval), peut provoquer des baissements locaux significatifs de la limite inférieure du pergélisol. La distribution régionale s'en trouve localement modifiée. On peut ainsi trouver du pergélisol dans les Alpes du sud 100 à 150 m plus bas que la limite de l'isotherme -2°C régionalement considéré comme nécessaire à l'occurrence du pergélisol.

Ensuite, nous avons cherché à ***caractériser et à quantifier le fonctionnement actuel du pergélisol au travers d'un suivi détaillé des glaciers rocheux***

- Dans un premier temps, grâce à l'enregistrement continu de la température à la surface des glaciers rocheux, nous avons pu mettre en évidence le rôle des facteurs locaux et régionaux sur le bilan d'énergie de la surface du sol. A l'échelle régionale d'abord, où la température de l'air liée à l'altitude crée des conditions plus ou moins favorables au pergélisol. A l'échelle locale ensuite, où le manteau neigeux et les effets d'ombrage modifient le climat régional et conditionnent le bilan d'énergie local.
- A partir de ces constats, attendus, nous avons caractérisé 4 types de comportement principaux. Ces derniers sont globalement dictés par la température de l'air, les caractéristiques du manteau neigeux et la présence/ l'absence de pergélisol. Les signaux thermiques obtenus sur deux années (2010-2012) semblent également faire apparaître une discrimination entre des secteurs caractérisés par l'équilibre ou, *a contrario*, le déséquilibre thermique entre les conditions climatiques de surface et celles nécessaires au maintien du pergélisol.
- Dans un second temps, le suivi géodésique de surface des glaciers rocheux a été abordé par le biais de mesures interannuelles réalisées à l'aide d'un tachéomètre électronique. Les résultats obtenus montrent l'extrême hétérogénéité des déplacements, tant en matière de vitesses que d'orientation. Dans le détail, les

glaciers rocheux qui présentent actuellement encore de la glace massive souterraine sont également ceux qui montrent les déplacements les plus significatifs. La fonte actuelle de la glace massive entraîne un vaste remaniement morphologique de surface (affaissements, apparition de lacs, crevasses, sillons, etc.). Les évolutions demeurent moins tranchées dans le cas des glaciers rocheux dépourvus de glace massive : ils sont caractérisés par des déplacements « plus classiques », liés au *permafrost creep*, et dont les modalités sont essentiellement conditionnées par la pente locale et les transferts de matériaux amont-aval.

Enfin, dans un dernier axe, ***les recherches ont visé à caractériser les changements morphologiques récents à la surface des glaciers rocheux, de déterminer, le cas échéant, si ces changements sont ceux de la dégradation du pergélisol et enfin, d'identifier les contextes topoclimatiques dans lesquels le pergélisol pourrait être en déséquilibre.***

- L'analyse géomorphologique détaillée des glaciers rocheux révèle que seule une partie d'entre eux est affectée par des changements morphologiques significatifs. Ces changements se manifestent quasi exclusivement à la surface des glaciers rocheux qui présentent actuellement de la glace massive souterraine. A l'inverse, les glaciers rocheux qui en sont dépourvu ne montrent pas, à l'exception d'un ou deux cas, de tels changements.
- Au vu de la confrontation entre les différents paramètres du suivi (thermique, géophysique, géodésique et géomorphologique) et des changements morphologiques de surface observés, ces derniers ne peuvent, en l'état, être directement imputés à la dégradation du pergélisol. Les changements morphologiques significatifs observés sur les glaciers rocheux des Alpes du sud au cours des dernières décennies ne sont que le reflet de la dégradation de la glace massive héritée du PAG. En conséquence, ce suivi morphologique de surface montre le rôle prépondérant du type de glace dans l'évolution des modelés de surface.
- La difficulté de caractériser la dégradation du pergélisol à partir d'indicateurs morphologiques nous a conduits à utiliser pour la modélisation spatiale une approche basée sur le déséquilibre thermique du pergélisol. Ainsi, les MAGST positives (sur deux années), synonymes d'un déséquilibre thermique potentiel, ont été mises en relation avec l'altitude et la radiation solaire en vue de réaliser un modèle topoclimatique régional du déséquilibre potentiel du pergélisol. Cette zone, recouvrirait approximativement 15 km², soit 40 % de l'emprise du pergélisol. Nous insistons sur le caractère « potentiel » de cette distribution car, bien qu'elle soit fondée sur des MAGST et vérifiée par notre connaissance géomorphologique et empirique du terrain, elle n'ouvre pas toutes les boîtes noires qui constituent le « système pergélisol ».

Dès le début de nos travaux en montagne, nos observations de terrain nous ont incité à comparer le comportement des glaciers rocheux, de manière à nous affranchir d'une vision parfois monographique des objets étudiés. Cette incitation est même devenue progressivement une contrainte car, pour produire une recherche scientifique apportant une pierre à l'édifice de la connaissance, il fallait également se démarquer des glaciologues et spécialistes des sciences de la Terre. En effet, un bagage scientifique de géographe ne peut rivaliser dans le domaine de l'observation et la modélisation physique du comportement d'un glacier ou d'un glacier rocheux. En revanche, une démarche comparative entre de multiples objets, questionnant les problèmes de représentativité des objets étudiés par nos collègues constitue une voie complémentaire pour nous. De cette voie comparative émerge un enjeu scientifique fondamental en montagne : celui de la granularité des données, c'est-à-dire l'ampleur de leur variabilité locale. En effet, le milieu de montagne est une telle mosaïque qu'il faut sans cesse comparer les objets qui constituent ce milieu avec leurs voisins, tantôt très proches, parfois plus lointains. Cette comparaison sur des portées/distances variées permet de s'assurer que les observations stationnelles convergent, au moins partiellement, et qu'elles ne reflètent pas des artefacts, des variabilités aléatoires liées avant toute chose à des contextes très particuliers. Cette approche requiert l'acquisition d'une masse de données suffisante pour effectuer ces comparaisons. Suffisante en terme d'étendue et de fréquence dans l'espace, mais également suffisante de par leur profondeur temporelle, nécessitant bien sûr de répéter les démarches utilisées dans ce travail.

Bibliographie

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

Allison, P. (2012). *Logistic Regression Using SAS: Theory and Application* (SAS Institute). pp 339.

André, M.-F. (1992). Les glaciers rocheux du Spitsberg central et nord-occidental. *Rev. Géomorphologie Dyn.* *XLI*, 47–63.

Arenson, L.U. (2002). Unstable Alpine permafrost: a potentially important natural hazard - variations of geotechnical behaviour with time and temperature. PhD thesis. Zurich, pp 304.

Arenson, L., and Jakob, M. (2010). A New GIS based Mountain Permafrost Distribution Model. In *GEO2010: 63rd Canadian Geotechnical Conference & 6th Canadian Permafrost Conference*, pp. 452–458.

Arenson, L.U., and Springman, S.M. (2005). Triaxial constant stress and constant strain rate tests on ice-rich permafrost samples. *Can. Geotech. J.* 42, 412–430.

Arenson, L., Hoelzle, M., and Springman, S. (2002). Borehole deformation measurements and internal structure of some rock glaciers in Switzerland. *Permafr. Periglac. Process.* 13, 117–135.

Arenson, L., Springman, S., and Sego, David (2007). The Rheology of Frozen Soils. *Appl. Rheol.* 17, 12147–1/12147–14.

Arnold, A., Thielen, A., and Springman, S. (2005). On the stability of active layers in alpine permafrost. In *Proceedings of the 11th International Conference and Field Trip on Landslides (ICFL)*, (Trondheim, Norway: Taylor & Francis, London),.

Assier, A. (1993). *L'englacement des alpes du sud franco-italiennes du Petit Age de Glace a la fin du XXème siecle*. Thèse de doctorat, Grenoble 1. 487 pages.

Auer, I., Böhm, R., Jurkovic, A., Lipa, W., Orlik, A., Potzmann, R., Schöner, W., Ungersböck, M., Matulla, C., Briffa, K.,. (2007). HISTALP—historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region. *Int. J. Climatol.* 27, 17–46.

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

Azizi, F., and Whalley, W.B. (1996). Numerical modelling of the creep behaviour of ice–debris mixtures under variable thermal regimes. In *Sixth International Offshore and Polar Engineering Conference*, (Los Angeles, USA), pp. 362–366.

- Baroni, C., Carton, A., and Seppi, R. (2004). Distribution and behaviour of rock glaciers in the Adamello–Presanella Massif (Italian Alps). *Permafr. Periglac. Process.* *15*, 243–259.
- Barsch, D. (1971). Rock glaciers and ice-cored moraines. *Geogr. Ann. Ser. Phys. Geogr.* *53*, 203–206.
- Barsch, D. (1977). Ein permafrostprofil aus Graubünden, Schweizer Alpen. *Z. Für Geomorphol.* NF 79–86.
- Barsch, D. (1987). Rock Glacier: an approach to their systematics. In *Rock Glaciers*, (London: Giardino JR, Shroder JF, Vitek JD), pp. 41–44.
- Barsch, D. (1988). Rock Glaciers. In *Advances in Periglacial Geomorphology*, (Chichester: John Wiley & Sons, Inc.), pp. 69–90.
- Barsch, D. (1992). Permafrost creep and rockglaciers. *Permafr. Periglac. Process.* *3*, 175–188.
- Barsch, D. (1996). Rockglaciers: Indicators for the Present and Former Geoecology in High Mountain Environments, (Springer). pp 331.
- Barsch, D., Fierz, H., and Haerberli, W. (1979). Shallow Core Drilling and Bore-Hole Measurements in the Permafrost of an Active Rock Glacier near the Grubengletscher, Wallis, Swiss Alps. *Arct. Alp. Res.* *11*, 215–228.
- Bauer, A., Paar, G., and Kaufmann, V. (2003). Terrestrial laser scanning for rock glacier monitoring. (In *Proceedings of the 8th Int. Permafrost Conf. Zurich, Switzerland*), pp. 55–60.
- Benn, D., and Evans, D.J.A. (2010). *Glaciers and Glaciation* (Routledge), pp 816.
- Berger, J., Krainer, K., and Mostler, W. (2004). Dynamics of an active rock glacier (Ötztal Alps, Austria). *Quat. Res.* *62*, 233–242.
- Berthling, I. (2011). Beyond confusion: Rock glaciers as cryo-conditioned landforms. *Geomorphology* *131*, 98–106.
- Berthling, I., and Etzelmüller, B. (2011). The concept of cryo-conditioning in landscape evolution. *Quat. Res.* *75*, 378–384.
- Berthling, I., Etzelmüller, B., Isaksen, K., and Sollid, J.L. (2000). Rock Glaciers on Prins Karls Forland. II: GPR Soundings and the Development of Internal Structures. *Permafr. Periglac. Process.* *11*, 357–369.
- Bigot, S., and Rome, S. (2010). Contraintes climatiques dans les Préalpes françaises : évolution récente et conséquences potentielles futures. *EchoGéo* [Http://echogeoreviews.org/12160](http://echogeoreviews.org/12160).
- Bodin, X. (2007). Géodynamique du pergélisol de montagne: fonctionnement, distribution, et évolution récente. L'exemple du massif du Combeynot. Thèse de doctorat. Université Paris Denis Diderot. 274 pages.

- Bodin, X. (2011). Apport des données de LiDAR terrestre pour le suivi et l'analyse du déplacement d'un glacier rocheux - Glacier du Laurichard , Hautes Alpes , France. Collection EDYTEM : "Images et modèles 3D en milieux naturels". *12*, 77–84.
- Bodin, X. (2013). Present status and development of rock glacier complexes in south-faced valleys (45°N, French Alps). *Geogr. Fis. E Din. Quat.* *36*, 27–38.
- Bodin, X., and Schoeneich, P. (2003). Spatial distribution of permafrost in the French Alps : a first attempt of modelling. Poster à l'International Conference on Permafrost, Zurich, juillet 2003.
- Bodin, X., Thibert, E., Fabre, D., Ribolini, A., Schoeneich, P., Francou, B., Reynaud, L., and Fort, M. (2009). Two decades of responses (1986–2006) to climate by the Laurichard rock glacier, French Alps. *Permafr. Periglac. Process.* *20*, 331–344.
- Boeckli, L. (2013). Characterizing Permafrost in the Entire European Alps: Spatial Distribution and Ice Content. pp 192.
- Boeckli, L., Brenning, A., Gruber, S., and Noetzli, J. (2012a). Permafrost distribution in the European Alps: calculation and evaluation of an index map and summary statistics. *The Cryosphere* *6*, 807–820.
- Boeckli, L., Brenning, A., Gruber, S., and Noetzli, J. (2012b). A statistical approach to modelling permafrost distribution in the European Alps or similar mountain ranges. *The Cryosphere* *6*, 125–140.
- Boeckli, L., Brenning, A., Gruber, S., and Noetzli, J. (2012c). Permafrost distribution in the European Alps: calculation and evaluation of an index map and summary statistics. *The Cryosphere* *6*, 807–820.
- Böhner, J., Blaschke, T., and Montanarella, L. (2008). SAGA – Seconds Out. *Hamburger Beiträge zur Physischen Geographie und Landschaftsökologie*, Vol.19, 113pp.
- Bommer, C., Phillips, M., and Arenson, L.U. (2010). Practical recommendations for planning, constructing and maintaining infrastructure in mountain permafrost. *Permafr. Periglac. Process.* *21*, 97–104.
- Bonham-Carter, G. (1994). *Geographic information systems for geoscientists: modelling with GIS.* (Pergamon). pp 406.
- Bonnaventure, P.P., Lewkowicz, A.G., Kremer, M., and Sawada, M.C. (2012). A Permafrost Probability Model for the Southern Yukon and Northern British Columbia, Canada. *Permafr. Periglac. Process.* *23*, 52–68.
- Brazier, V., Kirkbride, M.P., and Owens, I.F. (1998). The relationship between climate and rock glacier distribution in the Ben Ohau Range, New Zealand. *Geogr. Ann. Ser. Phys. Geogr.* *80*, 193–207.

- Brenning, A., and Trombotto, D. (2006). Logistic regression modeling of rock glacier and glacier distribution: Topographic and climatic controls in the semi-arid Andes. *Geomorphology* 81, 141–154.
- Burger, K.C., Degenhardt Jr, J.J., and Giardino, J.R. (1999). Engineering geomorphology of rock glaciers. *Geomorphology* 31, 93–132.
- Capps, S.R. (1910). Rock glaciers in Alaska. *J. Geol.* 18, 359–375.
- Chaix, A. (1923). Les coulées de blocs du Parc National Suisse d'Engadine (Notes préliminaires). *Le Globe* 62, 1–35.
- Chapellier, D. (2000). Prospection électrique de surface. Cours en ligne de l'Université de Lausanne, Institut de géophysique.
- Clague, J.J. (2013). Cryospheric hazards. *Geol. Today* 29, 73–79.
- Clark, D.H., Steig, E.J., Potter, N., Jr., and Gillespie, A.R. (1998). Genetic Variability of Rock Glaciers. *Geogr. Ann. Ser. Phys. Geogr.* 80, 175–182.
- Cossart, E. (2005). Evolution géomorphologique du haut bassin durancien (Alpes du sud, France) depuis la dernière glaciation. Thèse de doctorat. Université Paris 7. 476 pages.
- Cossart, E. (2011). Mapping Glacier Variations at Regional Scale through Equilibrium Line Altitude Interpolation: GIS and Statistical Application in Massif des Écrins (French Alps). *J. Geogr. Inf. Syst.* 3, 232–241.
- Cossart, E., and Perrier, R. (2011). L'évolution récente des glaciers rocheux de la vallée de la Clarée (Briançonnais, Hautes-Alpes) : typologie réalisée d'après des observations géomorphologiques et la photogrammétrie. In *La Géomorphologie Alpine : Entre Patrimoine et Contrainte. Actes Du Colloque de La Société Suisse de Géomorphologie*, 3-5 septembre 2009, Olivone, C. Lambiel, E. Reynard, and C. Scapozza, eds. (Lausanne: Université, Institut de géographie), pp. 161–176.
- Cossart, E., Fort, M., Jomelli, V., and Grancher, D. (2006). Les variations glaciaires en Haute-Durance (Briançonnais, Hautes-Alpes) depuis la fin du XIX^e siècle: mise au point d'après les documents d'archives et la lichénométrie. *Quaternaire* 17, 75–92.
- Cossart, E., Perrier, R., Schwartz, M., and Houée, S. (2008). Mapping permafrost at a regional scale: interpolation from field data by GIS application in the upper Durance catchment (southern Alps). 205–224.
- Cossart, E., Fort, M., Bourles, D., Carcaillet, J., Perrier, R., Siame, L., and Braucher, R. (2010). Climatic significance of glacier retreat and rockglaciers re-assessed in the light of cosmogenic dating and weathering rind thickness in Clarée valley (Briançonnais, French Alps). *CATENA* 80, 204–219.
- Cossart, E., Bourlès, D., Braucher, R., Carcaillet, J., Fort, M., and Siame, L. (2011). L'englacement du haut bassin durancien (Alpes françaises du sud) du Dernier Maximum

Glaciaire à l'Holocène : synthèse chronologique. *Géomorphologie Relief Process. Environ.* 123–142.

Cossart, E., Fort, M., Bourlès, D., Braucher, R., Perrier, R., and Siame, L. (2012). Deglaciation pattern during the Lateglacial/Holocene transition in the southern French Alps. Chronological data and geographical reconstruction from the Clarée Valley (upper Durance catchment, southeastern France). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 315-316, 109–123.

Coutard, J.-P. (1997). Fernand Joly. *Glossaire de Géomorphologie. Base de données pour la cartographie. Quaternaire* 8, 420.

Croce, F.A., and Milana, J.P. (2002). Internal structure and behaviour of a rock glacier in the Arid Andes of Argentina. *Permafr. Periglac. Process.* 13, 289–299.

Degenhardt, J.J. (2003). Subsurface investigation of a rock glacier using ground-penetrating radar: Implications for locating stored water on Mars. *J. Geophys. Res.* 108.

Delaloye, R. (2004). Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale. Thèse de doctorat. Université de Fribourg. 240 pages.

Delaloye, R., and 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). *Nor. Geogr. Tidsskr. - Nor. J. Geogr.* 59, 194–203.

Delaloye, R., and Morand, S. (1997). Du Val Ferret au Grand-Combin (Alpes valaisannes) : inventaire des glaciers rocheux et analyse spatiale du pergélisol à l'aide d'un système d'information géographique (IDRISI). *Trav. Diplôme Inst Geogr Univ Fribg. Non Publ.*

Delaloye, R., Lambiel, C., and Gärtner--Roer, I. (2010). Overview of rock glacier kinematics research in the Swiss Alps. Seasonal rhythm, interannual variations and trends over several decades. *Overview of rockglacier kinematic research in the Swiss a. Geogr. Helvetica* 2, 135–145.

Delaloye, R., Morard, S., Barboux, C., Abbet, D., Gruber, V., Riedo, M., and Gachet, S. (2013). Rapidly moving rock glaciers in Mattertal. In *Mattertal – Ein Tal in Bewegung.*, (St Niklaus. Birmensdorf, Eidg. Forschungsanstalt WSL: Graf, C. (Red.)), pp. 21–31.

Deluigi, N., and Lambiel, C. (2012). PERMAL: a machine learning approach for alpine permafrost distribution modeling. *Jahrestag. Schweiz. Geomorphol. Ges.* 4 47–62.

Dijkstra, T.A., Salomé, A.I., Middelkoop, H., and Janssen, C.R. (1990). Observations concerning the extent and chronology of the Late-Glacial déglaciation stages in the Southern French Alps on the basis of two pollen diagrams. *Quaternaire* 1, 123–137.

Dobinski, W. (2011). Permafrost. *Earth-Sci. Rev.* 108, 158–169.

Dobinski, W., Grabiec, M., and Gądek, B. (2011). Spatial relationship in interaction between glacier and permafrost in different mountainous environments of high and mid latitudes, based on GPR research. *Geol. Q.* 55, 375–388.

Dobrowolski, A. (1923). *Historia naturalna lodu* (The natural history of ice). (Kasa Pomocy im. Dr. J. Mianowskiego). pp 940.

Douguedroit, A., and De Saintignon, M.-F. (1981). Décroissance des températures mensuelles et annuelles avec l'altitude dans les Alpes du Sud et en Provence (séries 1959-1978). *Eaux Clim. Mélanges Géographiques Offer. En Hommage À Ch P Péguy* 179–194.

Ebohon, B., and Schrott, L. (2008). Ebohon, B. & L. Schrott (2008): Modeling Mountain Permafrost Distribution. A New Permafrost Map of Austria. ♦ In: Kane, D. & K. Hinkel (Eds.): *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost*, Fairbanks, Alaska, 397-402. *Proc. 9th Int. Conf. Permafr.* 397–402.

Echelard, T. (2014). Contribution à l'étude de la dynamique des glaciers rocheux dans les Alpes françaises par interférométrie radar différentielle (D-InSAR). Thèse de doctorat. Université Joseph Fourier. pp 208.

ESRI, (Environmental Systems Resource Institute) (2009). ArcMap 9.2.

Etzel Müller, B., Heggem, E.S.F., Sharkhuu, N., Frauenfelder, R., Kääh, A., and Goulden, C. (2006). Mountain permafrost distribution modelling using a multi-criteria approach in the Hövsgöl area, northern Mongolia. *Permafr. Periglac. Process.* 17, 91–104.

Van Everdingen, R. (1998). *Multi-Language Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice Terms* (National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology, Boulder, CO).

Evin, M. (1984a). Caractéristiques physico-chimiques des eaux issues des glaciers rocheux des Alpes du Sud (France). *Z. Für Gletscherkunde Glazialgeol.* 20, 27–40.

Evin, M. (1984b). Sondages électriques sur quelques glaciers rocheux et moraines des Alpes du Sud. *Rev. Géomorphologie Dyn.* 33, 127–137.

Evin, M. (1985). Contribution à l'étude de la macrofissuration dans les parois situées à l'amont des glaciers rocheux des Alpes du Sud. *Rev. Géomorphologie Dyn.* 34, 17–30.

Evin, M. (1987a). Lithology and fracturing control of rockglaciers in southwestern Alps of France and Italy. In *Rock Glaciers*, (London: Giardino JR, Shroder JF, Vitek JD), pp. 83–106.

Evin, M.V.E. (1987b). Dynamique, répartition et âge des glaciers rocheux des alpes du Sud. *A.N.R.T.* pp 309.

Evin, M., and Assier, A. (1983a). Glacier et glaciers rocheux dans le haut-vallon du Loup, (Haute-Ubaye, Alpes du Sud, France). *Z. Für Gletscherkunde Glazialgeol.* 19, 27–41.

Evin, M., and Assier, A. (1983b). Mise en évidence de mouvements sur la moraine et le glacier rocheux de Sainte-Anne (Queyras, Alpes du Sud - France) : le rôle du pergélisol alpin. *Rev. Géographie Alp.* 71, 165–178.

- Evin, M., and Beaulieu, J.. (1985). Nouvelles données sur l'âge de la mise en place et les phases d'activité du glacier rocheux de Marinet I (Haute-Ubaye, Alpes du Sud françaises). *Méditerranée* 56, 21–30.
- Evin, M., and Fabre, D. (1990). The distribution of permafrost in rock glaciers of the Southern Alps (France). *Geomorphology* 3, 57–71.
- Evin, M., Assier, A., and Fabre, D. (1990). Les glaciers rocheux du Marinet (Haute-Ubaye, France). *Rev. Géomorphologie Dyn.* 39, 139–155.
- Evin, M., Fabre, D., Assier, A., and Guilan, C. (1993a). Les glaciers rocheux du Roure. In *Proceeding of Annual Meeting of Société Hydrotechnique de France*, (Grenoble, France), p. 6.
- Evin, M., Fabre, D., Assier, A., and Guillain, C. (1993b). Les glaciers rocheux du Roure (Haute-Ubaye). (Grenoble), p. 6.
- Farbrot, H., Isaksen, K., Eiken, T., Kääb, A., and Sollid, J.L. (2005). Composition and internal structures of a rock glacier on the strandflat of western Spitsbergen, Svalbard. *Nor. Geogr. Tidsskr. - Nor. J. Geogr.* 59, 139–148.
- Farbrot, H., Etzelmüller, B., Schuler, T.V., Guðmundsson, Á., Eiken, T., Humlum, O., and Björnsson, H. (2007). Thermal characteristics and impact of climate change on mountain permafrost in Iceland. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 112, F03S90.
- Fisch, W., and Haerberli, W. (1977). Electrical D.C. resistivity soundings with long profiles on rock glaciers and moraines in the Alps of Switzerland. *Z. Für Gletscherkunde Glazialgeol.* 13, 239–260.
- Fisch, W. sen, Fisch, W. jun, and Haerberli, W. (1978). Electrical D.C. resistivity soundings with long profiles on rock glaciers and moraines in the Alps of Switzerland. *Z Gletscherkd Glazialgeol* 239–260.
- Fort, M. (2003). Are high altitude, lava stream-like, debris mixtures all rock glaciers? A perspective from the Western Himalaya. *Z. Für Geomorphol. Suppl.* 130, 11–29.
- Francou, B. (1988). L'éboulisation en haute montagne: Andes et Alpes : six contributions à l'étude du système corniche-éboulis en milieu périglaciaire. Thèse de doctorat, Université Paris 7. pp 689.
- Francou, B. (1993). *Hautes montagnes : passion d'explorations*, (Masson). pp 202.
- Francou, B., and Reynaud, L. (1992). 10 year surficial velocities on a rock glacier (Laurichard, French Alps). *Permafr. Periglac. Process.* 3, 209–213.
- Frauenfelder, R., and Kääb, A. (2000). Towards a palaeoclimatic model of rock-glacier formation in the Swiss Alps. *Ann. Glaciol.* 31, 281–286.
- Frauenfelder, R., Schneider, B., and Kääb, A. (2008). Using dynamic modelling to simulate the distribution of rockglaciers. *Geomorphology* 93, 130–143.

- French, H.M. (2007). *The periglacial environment*. (Chichester: Wiley & Sons). pp 478.
- Fressard, M. (2013). *Les glissements de terrain du Pays d’Auge continental (Normandie, France). Caractérisation, cartographie, analyse spatiale et modélisation*. Thèse de doctorat, Université de Caen-Basse Normandie. 332 pages.
- Garitte, G. (2006). *Les torrents de la vallée de la Clarée (Hautes-Alpes, France). Évolution contemporaine, dynamique actuelle et analyse géographique des risques associés*. Thèse de doctorat, Université des Sciences et Technologies de Lille. 388 pages.
- Garitte, G., Lahousse, P., Thénard, L., and Salvador, P.-G. (2007). *Évolution contemporaine de l’activité torrentielle sur les cônes de déjection de la basse vallée de la Clarée (Briançonnais, Alpes françaises du Sud)*. *Géomorphologie Relief Process. Environ.* 293–308.
- Gärtner-Roer, I. (2012). *Sediment transfer rates of two active rockglaciers in the Swiss Alps*. *Geomorphology* 167-168, 45–50.
- Gärtner--Roer, I., and Nyenhuis, M. (2009). *Volume Estimation, Kinematics and Sediment Transfer Rates of Active Rockglaciers in the Turtmann Valley, Switzerland*. In *Landform - Structure, Evolution, Process Control*, J.-C. Otto, and R. Dikau, eds. (Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg), pp. 185–198.
- Gautier.E. (1992). *Recherches sur la morphologie et la dynamique fluviale dans le bassin du Buëch (Alpes du sud)*. Thèse de doctorat, Université Paris X Nanterre. 439 pages
- Giardino, J.R., Schroder, J., and Lawson, M.. (1978). *Movement mechanisms for ice-cemented rock glaciers*. *Am. Quat. Assoc. Abstr.* 202.
- Gidon, M., Kerckhove, C., Michard, A., Tricart, P., and Goffé, B. (1994). *Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille Aiguille de Chambeyron (872)*. (Orléans: BRGM).
- GIEC (2007). *Changements climatiques 2007 - Les éléments scientifiques. Contribution du Groupe de travail I au Quatrième rapport d’évaluation du Groupe d’experts intergouvernemental sur l’évolution du climat* (Cambridge University Press, Cambridge, Royaume Uni et New York, NY, États-Unis.).
- Gruber, S. (2005). *Mountain Permafrost: Transient Spatial Modelling, Model Verification and the Use of Remote Sensing*. PhD thesis. Zurich. pp 131.
- Gruber, S. (2012). *Derivation and analysis of a high-resolution estimate of global permafrost zonation*. *The Cryosphere* 6, 221–233.
- Gruber, S., and Haeberli, W. (2009). *Mountain Permafrost* (Berlin, Heidelberg: R.Margesin).
- Gruber, S., and Hoelzle, M. (2001). *Statistical modelling of mountain permafrost distribution: local calibration and incorporation of remotely sensed data*. *Permafr. Periglac. Process.* 12, 69–77.

- Gruber, S., Hoelzle, M., and Haeberli, W. (2004a). Rock-wall temperatures in the Alps: modelling their topographic distribution and regional differences. *Permafr. Periglac. Process.* *15*, 299–307.
- Gruber, S., Hoelzle, M., and Haeberli, W. (2004b). Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003. *Geophys. Res. Lett.* *31*, n/a – n/a.
- Gubler, S., Fiddes, J., Keller, M., and Gruber, S. (2011). Scale-dependent measurement and analysis of ground surface temperature variability in alpine terrain. *The Cryosphere* *5*, 431–443.
- Guglielmin, M., Aldighieri, B., and Testa, B. (2003). PERMACLIM: a model for the distribution of mountain permafrost, based on climatic observations. *Geomorphology* *51*, 245–257.
- Guglielmin, M., Camusso, M., Polesello, S., and Valsecchi, S. (2004). An Old Relict Glacier Body Preserved in Permafrost Environment: The Foscagno Rock Glacier Ice Core (Upper Valtellina, Italian Central Alps). *Arct. Antarct. Alp. Res.* *36*, 108–116.
- Guodong, C., and Dramis, F. (1992). Distribution of mountain permafrost and climate. *Permafr. Periglac. Process.* *3*, 83–91.
- Gustavsson, M., Kolstrup, E., and Seijmonsbergen, A.C. (2006). A new symbol-and-GIS based detailed geomorphological mapping system: Renewal of a scientific discipline for understanding landscape development. *Geomorphology* *77*, 90–111.
- Haeberli, W. (1975). Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (Graubünden). *Mitt VAW ETH* *17*.
- Haeberli, W. (1985). Creep of Mountain permafrost : internal structure and flow of alpine rock glaciers. *Mitt VAW ETH* *77*.
- Haeberli, W. (1989). Pilot analysis of permafrost cores from the active rockglacier Murtel I, Piz Corvatsch, Eastern Swiss Alps. *Vers. Wasserbau Hydrol. Glaziologie* *9*.
- Haeberli, W. (1992). Construction, environmental problems and natural hazards in periglacial mountain belts. *Permafr. Periglac. Process.* *3*, 111–124.
- Haeberli, W. (2000). Modern Research Perspectives Relating to Permafrost Creep and Rock Glaciers: A Discussion. *Permafr. Periglac. Process.* *11*, 290–293.
- Haeberli, W., and Beniston, M. (1998). Climate Change and Its Impacts on Glaciers and Permafrost in the Alps. *Ambio* *27*, 258–265.
- Haeberli, W., and Gruber, S. (2009). Global Warming and Mountain Permafrost. In *Permafrost Soils*, P.D.R. Margesin, ed. (Springer Berlin Heidelberg), pp. 205–218.
- Haeberli, W., and Vonder Mühl, D.S. (1996). On the Characteristics and Possible Origins of Ice in Rock Glacier Permafrost. *Z. Für Geomorphol. NF* *104*, 43–57.

- Haerberli, W., Huder, J., Keusen, H.-R., Pika, J., and Röthlisberger, H. (1988). Core drilling through rock glacier-permafrost. *Proc. 5th Can. Permafr. Conf.* 937–942.
- Haerberli, W., Guodong, C., Gorbunov, A.P., and Harris, S.A. (1993). Mountain permafrost and climatic change. *Permafr. Periglac. Process.* 4, 165–174.
- Haerberli, W., Hallet, B., Arenson, L., Elconin, R., Humlum, O., Kääh, A., Kaufmann, V., Ladanyi, B., Matsuoka, N., Springman, S., (2006). Permafrost creep and rock glacier dynamics. *Permafr. Periglac. Process.* 17, 189–214.
- Haerberli, W., Noetzli, J., Arenson, L., Delaloye, R., Gartner-Roer, I., Gruber, S., Isaksen, K., Kneisel, C., Krautblatter, M., and Phillips, M. (2010). Mountain permafrost: development and challenges of a young research field. *J. Glaciol.* 56, 1043–1058.
- Hamilton, S.J., and Whalley, W.B. (1995). Rock glacier nomenclature: A re-assessment. *Geomorphology* 14, 73–80.
- Hanson, S., and Hoelzle, M. (2004). The thermal regime of the active layer at the Murtèl rock glacier based on data from 2002. *Permafr. Periglac. Process.* 15, 273–282.
- Harris, C., and Isaksen, K. (2008). Recent warming of European permafrost: evidence from borehole monitoring. In *Proceedings*, pp. 655–661.
- Harris, S.A., and Pedersen, D.E. (1998). Thermal regimes beneath coarse blocky materials. *Permafr. Periglac. Process.* 9, 107–120.
- Harris, C., Haerberli, W., Vonder Mühl, D., and King, L. (2001). Permafrost monitoring in the high mountains of Europe: the PACE project in its global context. *Permafr. Periglac. Process.* 12, 3–11.
- Harris, C., Smith, J.S., Davies, M.C.R., and Rea, B. (2008). An investigation of periglacial slope stability in relation to soil properties based on physical modelling in the geotechnical centrifuge. *Geomorphology* 93, 437–459.
- Harris, C., Arenson, L.U., Christiansen, H.H., Etzelmüller, B., Frauenfelder, R., Gruber, S., Haerberli, W., Hauck, C., Hölzle, M., Humlum, O.,. (2009). Permafrost and climate in Europe: Monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses. *Earth-Sci. Rev.* 92, 117–171.
- Hauck, C. (2001). *Geophysical Methods for Detecting Permafrost in High Mountains*. PhD thesis. Eidgenössische Technische Hochschule. pp 204.
- Hauck, C., and Mühl, D.V. (2003). Inversion and interpretation of two-dimensional geoelectrical measurements for detecting permafrost in mountainous regions. *Permafr. Periglac. Process.* 14, 305–318.
- Hauck, C., Isaksen, K., Vonder Mühl, D., and Sollid, J.L. (2004). Geophysical surveys designed to delineate the altitudinal limit of mountain permafrost: an example from Jotunheimen, Norway. *Permafr. Periglac. Process.* 15, 191–205.

- Hauck, C., Böttcher, M., and Maurer, H. (2011). A new model for estimating subsurface ice content based on combined electrical and seismic data sets. *The Cryosphere* 5, 453–468.
- Hausmann, H., Krainer, K., Brückl, E., and Mostler, W. (2006). Creep of two alpine rock glaciers—observation and modelling (Ötztal-and Stubai Alps, Austria). In *Proceedings of the 9th International Symposium on High Mountain Remote Sensing Cartography (Grazer Schriften Der Geographie Und Raumforschung)*, pp. 146–150.
- Hausmann, H., Krainer, K., Brückl, E., and Mostler, W. (2007). Internal structure and ice content of Reichenkar rock glacier (Stubai Alps, Austria) assessed by geophysical investigations. *Permafr. Periglac. Process.* 18, 351–367.
- Hausmann, H., Krainer, K., Brückl, E., and Ullrich, C. (2012). Internal structure, ice content and dynamics of Ölgrube and Kaiserberg rock glaciers (Ötztal Alps, Austria) determined from geophysical surveys. *Austrian J. Earth Sci.* 105, 2.
- Hilbich, C. (2010). Time-lapse refraction seismic tomography for the detection of ground ice degradation. *The Cryosphere* 4, 243–259.
- Hilbich, C., Hauck, C., Hoelzle, M., Scherler, M., Schudel, L., Völksch, I., Vonder Mühll, D., and 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. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 113, F01S90.
- Hilbich, C., Marescot, L., Hauck, C., Loke, M.H., and Mäusbacher, R. (2009). Applicability of electrical resistivity tomography monitoring to coarse blocky and ice-rich permafrost landforms. *Permafr. Periglac. Process.* 20, 269–284.
- Hinzman, L.D., Kane, D., Yoshikawa, K., Carr, A., Bolton, W., and Fraver, M. (2003). Hydrological variations among watersheds with varying degrees of permafrost. In *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, (Zurich, Switzerland: Phillips, M., Springman, S., and Arenson, L.), pp. 407–411.
- Hoelzle, M. (1992). Permafrost occurrence from BTS measurements and climatic parameters in the eastern Swiss Alps. *Permafr. Periglac. Process.* 3, 143–147.
- Hoelzle, M., and Gruber, S. (2008). Borehole and ground surface temperatures and their relationship to meteorological conditions in the Swiss Alps. In *Proceedings Ninth International Conference on Permafrost*, June, pp. 723–728.
- Hoelzle, M., Wegmann, M., and Krummenacher, B. (1999). Miniature temperature dataloggers for mapping and monitoring of permafrost in high mountain areas: first experience from the Swiss Alps. *Permafr. Periglac. Process.* 10, 113–124.
- Hoelzle, M., Mittaz, C., Etzelmüller, B., and Haeberli, W. (2001). Surface energy fluxes and distribution models of permafrost in European mountain areas: an overview of current developments. *Permafr. Periglac. Process.* 12, 53–68.

- Hoelzle, M., Haeberli, W., and Stocker-Mittaz, C. (2003). Miniature ground temperature data logger measurements 2000-2002 in the Murtèl-Corvatsch area. 419–424.
- Hosmer, D.W., and Lemeshow, S. (2005). Introduction to the Logistic Regression Model. In *Applied Logistic Regression*, (John Wiley & Sons, Inc.), pp. 1–30.
- Huggel, C., Kääh, A., and Schneider, J. (2010). Climate and Geomorphic Risks in High-Mountain Environments: Glacier Hazards, Permafrost Hazards, and Glacier Lake Outburst Floods in Mountain Areas: Processes, Assessment, Prevention, Mitigation; Vienna, Austria, 10–13 November 2009. *Eos Trans. Am. Geophys. Union* 91, 103–103.
- Humlum, O. (1982). Rock glacier types on Disko, central West Greenland. *Geogr. Tidskr.* 82, 59–66.
- Humlum, O. (1988). Rock glacier appearance level and rock glacier initiation line altitude: a methodological approach to the study of rock glaciers. *Arct. Alp. Res.* 160–178.
- Humlum, O. (1997). Active layer thermal regime at three rock glaciers in Greenland. *Permafr. Periglac. Process.* 8, 383–408.
- Humlum, O., Christiansen, H.H., and Juliussen, H. (2007). Avalanche-derived rock glaciers in Svalbard. *Permafr. Periglac. Process.* 18, 75–88.
- Ikeda, A. (2006). Combination of conventional geophysical methods for sounding the composition of rock glaciers in the Swiss Alps. *Permafr. Periglac. Process.* 17, 35–48.
- Ikeda, A., and Matsuoka, N. (2002). Degradation of talus-derived rock glaciers in the Upper Engadin, Swiss Alps. *Permafr. Periglac. Process.* 13, 145–161.
- Ikeda, A., Matsuoka, N., and Kääh, A. (2003). A rapidly moving small rock glacier at the lower limit of the mountain permafrost belt in the Swiss Alps. In *Proceedings of the Eighth International Conference on Permafrost*, (Zurich, Switzerland: Balkema), pp. 455–460.
- Ikeda, A., Matsuoka, N., and Kääh, A. (2008). Fast deformation of perennially frozen debris in a warm rock glacier in the Swiss Alps: An effect of liquid water. *J. Geophys. Res.* 113.
- Imhof, M. (1996). Modelling and verification of the permafrost distribution in the Bernese Alps (Western Switzerland). *Permafr. Periglac. Process.* 7, 267–280.
- Isaksen, K., Holmlund, P., Sollid, J.L., and Harris, C. (2001). Three deep Alpine-permafrost boreholes in Svalbard and Scandinavia. *Permafr. Periglac. Process.* 12, 13–25.
- Isaksen, K., Heggem, E.S.F., Bakkehøi, S., Ødegård, R., Eiken, T., Etzelmüller, B., and Sollid, J.L. (2003). Mountain permafrost and energy balance on Juvvasshøe, southern Norway. In *Proceedings Eighth International Conference on Permafrost*, (Zurich, Switzerland: M. Phillips.), pp. 467–472.
- Isaksen, K., Sollid, J.L., Holmlund, P., and Harris, C. (2007). Recent warming of mountain permafrost in Svalbard and Scandinavia. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 112, F02S04.

- Isaksen, K., Ødegård, R.S., Etzelmüller, B., Hilbich, C., Hauck, C., Farbrot, H., Eiken, T., Hygen, H.O., and Hipp, T.F. (2011). Degrading Mountain Permafrost in Southern Norway: Spatial and Temporal Variability of Mean Ground Temperatures, 1999-2009: Degrading Mountain Permafrost in Southern Norway. *Permafr. Periglac. Process.* 22, 361–377.
- Ishikawa, M. (2003). Thermal regimes at the snow–ground interface and their implications for permafrost investigation. *Geomorphology* 52, 105–120.
- Janke, J.R. (2005). Modeling past and future alpine permafrost distribution in the Colorado Front Range. *Earth Surf. Process. Landf.* 30, 1495–1508.
- Johnson, P.G. (1983). Rock Glaciers. A Case for a Change in Nomenclature. *Geogr. Ann. Ser. Phys. Geogr.* 65, 27–34.
- Johnson, P.G. (1984). Rock Glacier Formation by High-Magnitude Low-Frequency Slope Processes in the Southwest Yukon. *Ann. Assoc. Am. Geogr.* 74, 408–419.
- Johnson, B.G., Thackray, G.D., and Van Kirk, R. (2007). The effect of topography, latitude, and lithology on rock glacier distribution in the Lemhi Range, central Idaho, USA. *Geomorphology* 91, 38–50.
- Johnson Jr., J.P., and Nickling, W.G. (1979). Englacial temperature and deformation of a rock glacier in the Kluane Range, Yukon Territory, Canada. *Can. J. Earth Sci.* 16, 2275–2283.
- Joly, F. (1962). Principes pour une méthode de cartographie géomorphologique. *Bull. Assoc. Géographes Fr.* 309, 270–278.
- Joly, F. (1997). Glossaire de géomorphologie - base de données sémiologiques pour la cartographie. (Armand Colin). pp 325.
- Jorda, M. (1983). L'Évolution glaciaire d'altitude dans les Alpes françaises du Sud au cours des quinze derniers millénaires. *Oscil. Fin- Postglaciaires Glaciers Formes Glaciaires Périglaciaires Memoriam Hans Kinzl Schroeder-Lanz H Ed - Rotterdam* 35–54.
- Jorda, M., and Rosique, T. (1994). Le Tardiglaciaire des Alpes françaises du Sud: Rythme et modalités des changements bio-morphoclimatiques [The late glacial period of the southern french Alps : Rythm and modes of bio-morphoclimatic changes]. *Quaternaire* 5, 141–149.
- Jorda, M., Rosique, T., and Évin, J. (2000). Données nouvelles sur l'âge du dernier maximum glaciaire dans les Alpes méridionales françaises. *Comptes Rendus Académie Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci.* 331, 187–193.
- Juliussen, H., and Humlum, O. (2007). Towards a TTOP ground temperature model for mountainous terrain in central-eastern Norway. *Permafr. Periglac. Process.* 18, 161–184.
- Kääb, A. (2005a). Remote sensing of mountain glaciers and permafrost creep. PhD thesis. Zürich. pp 266.
- Kääb, A. (2005b). Remote sensing of mountain glaciers and permafrost creep. *Geograph. Inst. d. Univ.*

- Kääb, A., and Haeblerli, W. (2001). Evolution of a High-Mountain Thermokarst Lake in the Swiss Alps. *Arct. Antarct. Alp. Res.* *33*, 385–390.
- Kääb, A., and Vollmer, M. (2000). Surface Geometry, Thickness Changes and Flow Fields on Creeping Mountain Permafrost: Automatic Extraction by Digital Image Analysis. *Permafr. Periglac. Process.* *11*, 315–326.
- Kääb, A., Haeblerli, W., and Gudmundsson, G.H. (1997). Analysing the creep of mountain permafrost using high precision aerial photogrammetry: 25 years of monitoring Gruben rock glacier, Swiss Alps. *Permafr. Periglac. Process.* *8*, 409–426.
- Kääb, A., Chiarle, M., Raup, B., and Schneider, C. (2007a). Climate change impacts on mountain glaciers and permafrost. *Glob. Planet. Change* *56*, vii – ix.
- Kääb, A., Frauenfelder, R., and Roer, I. (2007b). On the response of rockglacier creep to surface temperature increase. *Glob. Planet. Change* *56*, 172–187.
- Kääb, A., Berthier, E., Nuth, C., Gardelle, J., and Arnaud, Y. (2012). Contrasting patterns of early twenty-first-century glacier mass change in the Himalayas. *Nature* *488*, 495–498.
- Kaiser, B. (1975). *Carte géomorphologique de Lanserlia (Vanoise) (S.l.: s.n)]*.
- Kaufmann, V., and Ladstädter, R. (2009). Documentation and visualization of the morphodynamics of Hinteres Langtalkar rock glacier (Hohe Tauern Range, Austrian Alps) based on aerial photographs (1954–2006) and geodetic measurements (1999–2007). In *Proceedings of the 10th International Symposium on High Mountain Remote Sensing Cartography, Kathmandu, Nepal, in Press*, pp. 8–11.
- Kaufmann, V., Ladstädter, R., and Kienast, G. (2006). 10 years of monitoring of the Doesen rock glacier (Ankogel group, Austria) - A review of the research activities for the time period 1995-2005. In *Proceedings of the 5th ICA Mountain Cartography Workshop, (Bohinj, Slovenia)*, p. pp 17.
- Keller, F. (1992). Automated mapping of mountain permafrost using the program PERMAKART within the geographical information system ARC/INFO. *Permafr. Periglac. Process.* *3*, 133–138.
- Keller, F., Frauenfelder, R., Gardaz, J.-M., Hoelzle, M., Kneisel, C., Lugon, R., Phillips, M., Reynard, E., and Wenker, L. (1998). Permafrost map of Switzerland. *Proc. 7th Int. Conf. Permafr.* 557–562.
- Kellerer-Pirklbauer, A. (2005). Alpine permafrost occurrence at its spatial limits: First results from the eastern margin of the European Alps. *Nor. Geogr. Tidsskr. - Nor. J. Geogr.* *59*, 184–193.
- Kenyi, L., and Kaufmann, V. (2003). Measuring rock glacier surface deformation using SAR interferometry. In *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, (Zurich, Switzerland: A.A. Balkema Publishers)*, pp. 537–541.

- Kneisel, C. (2003). Permafrost in recently deglaciated glacier forefields - measurements and observations in the eastern Swiss Alps and northern Sweden. *Z. Für Geomorphol. NF* 289–305.
- Kneisel, C., and Kääh, A. (2007). Mountain permafrost dynamics within a recently exposed glacier forefield inferred by a combined geomorphological, geophysical and photogrammetrical approach. *Earth Surf. Process. Landf.* 32, 1797–1810.
- Kneisel, C., Hauck, C., and Mühl, D.V. (2000a). Permafrost below the Timberline Confirmed and Characterized by Geoelectrical Resistivity Measurements, Bever Valley, Eastern Swiss Alps. *Permafr. Periglac. Process.* 11, 295–304.
- Kneisel, C., Haeberli, W., and Baumhauer, R. (2000b). Comparison of spatial modelling and field evidence of glacier/permafrost relations in an Alpine permafrost environment. *Ann. Glaciol.* 31, 269–274.
- Kneisel, C., Hauck, C., Fortier, R., and Moorman, B. (2008). Advances in geophysical methods for permafrost investigations. *Permafr. Periglac. Process.* 19, 157–178.
- Koning, D.M., and Smith, D.J. (1999). Movement of King's Throne rock glacier, Mount Rae area, Canadian Rocky Mountains. *Permafr. Periglac. Process.* 10, 151–162.
- Krainer, K., and Ribis, M. (2012). A Rock Glacier Inventory of the Tyrolean Alps (Austria). *Austrian J. Earth Sci.* 105, 32–47.
- Krysiecki, J.-M. (en cours). Evolution du pergélisol de montagne face aux changements climatiques dans les Alpes. IGA.
- Krysiecki, J.-M. (2008). La rupture du glacier rocheux du Bérard (Massif du Parpaillon, Alpes de Haute Provence): un cas de dégradation du pergélisol ? Mémoire de master (non publié). Université Joseph Fourier. pp 159.
- Krysiecki, J.-M., Bodin, X., and Schoeneich, P. (2008). Collapse of the Bérard Rock Glacier (Southern French Alps). Ninth Int. Conf. Permafr.
- Lachenbruch, A.. (1968). Permafrost (Ne: The Encyclopedia of Geomorphology).
- Lambiel, C. (2006). Le pergélisol dans les terrains sédimentaires à forte déclivité: distribution, régime thermique et instabilités. PhD thesis. UNIL. pp 260.
- Lambiel, C., and Delaloye, R. (2004). Contribution of real-time kinematic GPS in the study of creeping mountain permafrost: examples from the Western Swiss Alps. *Permafr. Periglac. Process.* 15, 229–241.
- Lambiel, C., and Reynard, E. (2003). Cartographie de la distribution du pergélisol et datation des glaciers rocheux dans la région du Mont Gelé (Valais). *Phys. Geogr.* 41, 91–104.
- Lautridou, J.P., and Ozouf, J.C. (1982). Experimental frost shattering 15 years of research at the Centre de Géomorphologie du CNRS. *Prog. Phys. Geogr.* 6, 215–232.

- Lemke, P., Ren, J., Alley, R.B., Allison, I., Carrasco, J., Flato, G., Fujii, Y., Kaser, G., Mote, P., Thomas, R.H.,. (2007). Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground.
- Lewkowicz, A.G., and Ednie, M. (2004). Probability mapping of mountain permafrost using the BTS method, Wolf Creek, Yukon Territory, Canada. *Permafr. Periglac. Process.* 15, 67–80.
- Lewkowicz, A.G., and Harris, C. (2005). Morphology and geotechnique of active-layer detachment failures in discontinuous and continuous permafrost, northern Canada. *Geomorphology* 69, 275–297.
- Li, J., Sheng, Y., Wu, J., Chen, J., and Zhang, X. (2009). Probability distribution of permafrost along a transportation corridor in the northeastern Qinghai province of China. *Cold Reg. Sci. Technol.* 59, 12–18.
- Lilleøren, K.S., and Etzelmüller, B. (2011). A Regional Inventory of Rock Glaciers and Ice-Cored Moraines in Norway. *Geogr. Ann. Ser. Phys. Geogr.* 93, 175–191.
- Liboutry, L. (1965). *Traité de glaciologie.* (Masson). pp 1040.
- Luetschg, M., and Haeberli, W. (2005). Permafrost evolution in the Swiss Alps in a changing climate and the role of the snow cover. *Nor. Geogr. Tidsskr. - Nor. J. Geogr.* 59, 78–83.
- Lugon, R., Delaloye, R., Serrano, E., Reynard, E., Lambiel, C., and González-Trueba, J.J. (2004). Permafrost and Little Ice Age glacier relationships, Posets Massif, Central Pyrenees, Spain. *Permafr. Periglac. Process.* 15, 207–220.
- Magnin, F., Deline, P., Ravanel, L., and 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. In 9th EGU General Assembly,.
- Marchenko, S.S., Gorbunov, A.P., and Romanovsky, V.E. (2007). Permafrost warming in the Tien Shan Mountains, Central Asia. *Glob. Planet. Change* 56, 311–327.
- Marshall, S.J. (2011). *The Cryosphere.* (Princeton University Press). pp 304.
- Matsuoka, N., Ikeda, A., and Date, T. (2005). Morphometric analysis of solifluction lobes and rock glaciers in the Swiss Alps. *Permafr. Periglac. Process.* 16, 99–113.
- Menard, S. (2002). *Applied Logistic Regression Analysis.* (SAGE). pp 130.
- Météo-France (2014). Les situations météo types en France. [Httpwwwmeteofrancefrprevoir-Temps-Previs.--Tempsles-Situat.-Meteo-Types-En-Fr](http://www.meteofrance.fr/prevoir-Temps-Previs.--Tempsles-Situat.-Meteo-Types-En-Fr).
- Michaud, J., and Cailleux, A. (1950). Vitesses de mouvement du sol au Chambeyron (Basses-Alpes). *Comptes-Rendus Hebd. Séances Académie Sci.* 314–315.
- Millar, C.I., Westfall, R.D., and Delany, D.L. (2012). Thermal and hydrologic attributes of rock glaciers and periglacial talus landforms: Sierra Nevada, California, USA. *310*, 169–180.

- Mittaz, C., Hoelzle, M., and Haeberli, W. (2000). First results and interpretation of energy-flux measurements over Alpine permafrost. *Ann. Glaciol.* *31*, 275–280.
- Monnier, S. (2004). Identification, caractérisation et distribution spatiale des glaciers-rocheux dans la haute vallée de l'Arc (Alpes françaises du Nord). *Géomorphologie Relief Process. Environ.* *10*, 139–155.
- Monnier, S. (2006). Les glaciers-rocheux, objets géographiques. Analyse spatiale multiscalaire et investigations environnementales. Application aux Alpes de Vanoise. Thèse de doctorat. Université Paris 12- Val de Marne. pp 335.
- Monnier, S., Camerlynck, C., and Rejiba, F. (2008). Ground penetrating radar survey and stratigraphic interpretation of the Plan du Lac rock glaciers, Vanoise Massif, northern French Alps. *Permafr. Periglac. Process.* *19*, 19–30.
- Monnier, S., Camerlynck, C., and Rejiba, F. (2009). Ground-penetrating radar surveys on rock glaciers in the Vanoise Massif (Northern French Alps): methodological issues. *Géomorphologie Relief Process. Environ.* 129–140.
- Monnier, S., Camerlynck, C., Rejiba, F., Kinnard, C., Feuillet, T., and Dhemaied, A. (2011). Structure and genesis of the Thabor rock glacier (Northern French Alps) determined from morphological and ground-penetrating radar surveys. *Geomorphology* *134*, 269–279.
- Monnier, S., Camerlynck, C., Rejiba, F., Kinnard, C., and Galibert, P.-Y. (2013). Evidencing a large body of ice in a rock glacier, Vanoise Massif, Northern French Alps. *Geogr. Ann. Ser. Phys. Geogr.* *95*, 109–123.
- Mühl, D.V., Hauck, C., and Gubler, H. (2002). Mapping of mountain permafrost using geophysical methods. *Prog. Phys. Geogr.* *26*, 643–660.
- Muller, W.S. (1947). *Permafrost: Or, Permanently Frozen Ground and Related Engineering Problems* (Edwards).
- Murton, J.B. (2009). Global Warming and Thermokarst. In *Permafrost Soils*, P.D.R. Margesin, ed. (Springer Berlin Heidelberg), pp. 185–203.
- Noetzi, J., Gruber, S., Kohl, T., Salzmann, N., and Haeberli, W. (2007). Three-dimensional distribution and evolution of permafrost temperatures in idealized high-mountain topography. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* *112*, n/a – n/a.
- Nyenhuis, M., Hoelzle, M., and Dikau, R. (2005). Rock glacier mapping and permafrost distribution modelling in the Turtmanntal, Valais, Switzerland. *Z. Für Geomorphol. NF* *49*, 275–292.
- Outcalt, S., and Benedict, J.. (1965). Photo-interpretation of two types of rock glaciers in the Colorado Front Range, USA. *J. Glaciol.* *5*, 849–856.
- Panda, S.K., Prakash, A., Solie, D.N., Romanovsky, V.E., and Jorgenson, M.T. (2010). Remote sensing and field-based mapping of permafrost distribution along the Alaska Highway corridor, interior Alaska. *Permafr. Periglac. Process.* *21*, 271–281.

- Permanet (2010). Guide lines for monitoring Spring temperature and water chemistry.
- PERMOS (2010). Snow, Glaciers and Permafrost 2008/2009. PERMOS Short Rep. AlpenLes Alpes.
- PERMOS Scientific Committee (2010). Monitoring Mountain Permafrost in Switzerland - Strategies and Experiences from 10 Years PERMOS (Poster). (Longyearbyen, Svalbard),.
- Potter, N. (1972). Ice-cored rock glacier, Galena Creek, northern Absaroka Mountains, Wyoming. *Bull Geol Soc Am* 3025–3058.
- Potter, J., N., Steig, E. j., Clark, D. h., Speece, M. a., Clark, G. m., and Updike, A.B. (1998). Galena Creek rock glacier revisited—new observations on an old controversy. *Geogr. Ann. Ser. Phys. Geogr.* 80, 251–265.
- 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 Chambéry. 326 pages.
- Reynolds, J.M. (2011). An introduction to applied and environmental geophysics (Chichester, West Sussex; Malden, Mass.: Wiley-Blackwell).
- Ribolini, A., Guglielmin, M., Fabre, D., Bodin, X., Marchisio, M., Sartini, S., Spagnolo, M., and Schoeneich, P. (2010). The internal structure of rock glaciers and recently deglaciated slopes as revealed by geoelectrical tomography: insights on permafrost and recent glacial evolution in the Central and Western Alps (Italy–France). *Quat. Sci. Rev.* 29, 507–521.
- Ridefelt, H., Etzelmüller, B., Boelhouwers, J., and Jonasson, C. (2008). Statistic-empirical modelling of mountain permafrost distribution in the Abisko region, sub-Arctic northern Sweden. *Nor. Geogr. Tidsskr. - Nor. J. Geogr.* 62, 278–289.
- Rignot, E. (2002). Rock glacier surface motion in Beacon Valley, Antarctica, from synthetic-aperture radar interferometry. *Geophys. Res. Lett.* 29.
- Roer, I. (2005). Rockglacier kinematics in a high mountain geosystem. PhD thesis. Bonn Universität. pp 263.
- Roer, I., and Nyenhuis, M. (2007). Rockglacier activity studies on a regional scale: comparison of geomorphological mapping and photogrammetric monitoring. *Earth Surf. Process. Landf.* 32, 1747–1758.
- Roer, I., Käab, A., and Dikau, R. (2005). Rockglacier acceleration in the Turtmann valley (Swiss Alps): Probable controls. *Nor. Geogr. Tidsskr. - Nor. J. Geogr.* 59, 157–163.
- Roer, I., Haeberli, W., Avian, M., Kaufmann, V., Delaloye, R., Lambiel, C., and Käab, A. (2008). Observations and considerations on destabilizing active rock glaciers in the European Alps. In *Ninth International Conference on Permafrost*, pp. 1505–1510.

- Rosique, T. (2004). La dernière phase glaciaire de la moyenne Durance (région de Gap à Sisteron): bilan des recherches, dernières conclusions chronologiques. *Méditerranée* 102, 25–36.
- Sass, O. (2006). Determination of the internal structure of alpine talus deposits using different geophysical methods (Lechtaler Alps, Austria). *Geomorphology* 80, 45–58.
- Sawada, Y., Ishikawa, M., and Ono, Y. (2003). Thermal regime of sporadic permafrost in a block slope on Mt. Nishi-Nupukaushinupuri, Hokkaido Island, Northern Japan. *Geomorphology* 52, 121–130.
- Scapozza, C. (2013). Stratigraphie, morphodynamique, paléoenvironnements des terrains sédimentaires meubles à forte déclivité du domaine périglaciaire alpin. Thèse de doctorat, Université de Lausanne. 551 pages
- Schär, C., Vidale, P.L., Lüthi, D., Frei, C., Häberli, C., Liniger, M.A., and Appenzeller, C. (2004). The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. *Nature* 427, 332–336.
- Schneider, S., Hoelzle, M., and Hauck, C. (2012). Influence of surface and subsurface heterogeneity on observed borehole temperatures at a mountain permafrost site in the Upper Engadine, Swiss Alps. *The Cryosphere* 6, 517–531.
- Schoeneich, P. (1993). Cartographie géomorphologique en Suisse. Une bibliographie commentée et des propositions. In : Schoeneich, P., Reynard, E. (Eds), *Cartographie géomorphologique, cartographie des risques*. IGUL, Trav. Rech. 9, 15–24.
- Schrott, L. (1996). Some geomorphological-hydrological characteristics of rock glaciers in the Andes, San Juan, Argentina. *Z. Für Geomorphol. Suppl.* 104, 161–173.
- Schrott, L. (1998). The hydrological significance of high mountain permafrost and its relation to solar radiation. A case study in the high Andes of San Juan, Argentina. *Bamberger Geogr. Schriften Bd 15*, 71–84.
- Schrott, L., and Sass, O. (2008). Application of field geophysics in geomorphology: Advances and limitations exemplified by case studies. *Geomorphology* 93, 55–73.
- Scotti, R., Brardinoni, F., Alberti, S., Frattini, P., and Crosta, G.B. (2013). A regional inventory of rock glaciers and protalus ramparts in the central Italian Alps. *Geomorphology* 186, 136–149.
- Seppi, R., Pilla, G., Gardini, M., Carton, A., and Baroni, C. (2005). Thermal and physico-chemical characteristics of springs discharging from the rock glaciers of the Ortles-Cevedale region (Italian Alps).
- Serrano, E., San José, J.J., and Agudo, C. (2006). Rock glacier dynamics in a marginal periglacial high mountain environment: Flow, movement (1991–2000) and structure of the Argualas rock glacier, the Pyrenees. *Geomorphology* 74, 285–296.

Shakesby, R.A., Dawson, A.G., and Matthews, J.A. (1987). Rock glaciers, protalus ramparts and related phenomena, Rondane, Norway: a continuum of large-scale talus-derived landforms. *Boreas* 16, 305–317.

Shumskii, P.A. (1964). Principles of structural glaciology the petrography of fresh-water ice as a method of glaciological investigation. (Dover publications). pp 497 (Dover Publications).

Slaymaker, O., and Kelly, R. (2007). *The Cryosphere and Global Environmental Change* (Wiley-Blackwell).

Smith, M.W., and Riseborough, D.W. (2002). Climate and the limits of permafrost: a zonal analysis. *Permafr. Periglac. Process.* 13, 1–15.

Spencer, A.. (1900). A peculiar form of talus. *Science* 188.

Springman, S.M., Arenson, L.U., Yamamoto, Y., Maurer, H., Kos, A., Buchli, T., and Derungs, G. (2012). Multidisciplinary investigations on three rock glaciers in the Swiss Alps: legacies and future perspectives. *Geogr. Ann. Ser. Phys. Geogr.* 94, 215–243.

SSGM (2009). Evolution du profil thermique vertical d'un pergélisol. (<http://www.unifr.ch/geoscience/geographie/ssgmfiches/pergelisol/3109.php>).

Stenni, B., Genoni, L., Flora, O., and Guglielmin, M. (2007). An oxygen isotope record from the Foscagno rock-glacier ice core, Upper Valtellina, Italian Central Alps. *The Holocene* 17, 1033–1039.

Stocker-Mittaz, C., Hoelzle, M., and Haerberli, W. (2002). Modelling alpine permafrost distribution based on energy-balance data: a first step. *Permafr. Periglac. Process.* 13, 271–282.

Strozzi, T., Kääb, A., and Frauenfelder, R. (2004). Detecting and quantifying mountain permafrost creep from “in situ” inventory, space-borne radar interferometry and airborne digital photogrammetry. *Int. J. Remote Sens.* 25, 2919–2931.

Tenthorey, G. (1992). Perennial névés and the hydrology of rock glaciers. *Permafr. Periglac. Process.* 3, 247–252.

Tenthorey, G. (1994). Hydrologie liée aux glaciers rocheux, Haut-Val de Réchy (Nax, VS). pp. 97–116.

Thiery, Y. (2007). Susceptibilité du bassin de Barcelonnnette (Alpes du Sud, France) aux “mouvements de versant” : cartographie morphodynamique, analyse spatiale et modélisation probabiliste. Thèse de doctorat. Université de Caen-Basse Normandie. 443 pages.

Tricart, J. (1971). Cartographie géomorphologique. Mém. Doc. CNRS 265 p.

Tricart, J. (1992). Origine des glaciers rocheux : glace morte ou ségrégation de glace ? *Rev. Géomorphologie Dyn.* XLI, 96–97.

- Trombotto, D., and Borzotta, E. (2009). Indicators of present global warming through changes in active layer-thickness, estimation of thermal diffusivity and geomorphological observations in the Morenas Coloradas rockglacier, Central Andes of Mendoza, Argentina. *Cold Reg. Sci. Technol.* 55, 321–330.
- Vitek, J., and Giardino, J.R. (1987). Rock glaciers: a review of the knowledge base. In *Rock Glaciers*, (London: J. R. Giardino, J. F. Shroder, jr. and J. D. Vitek), pp. 1–26.
- Vonder Mühl, D.S., and Klingelé, E.E. (1994). Gravimetric investigation of ice-rich permafrost within the rock glacier Murtèl-Corvatsch (upper Engadin, swiss alps). *Permafr. Periglac. Process.* 5, 13–24.
- Wahrhaftig, C., and Cox, A. (1959). Rock Glaciers in the Alaska Range. *Geol. Soc. Am. Bull.* 70, 383–436.
- Von Wakonigg, H. (1996). Unterkühlte Schutthalden (Undercooled talus) (in German). *Arb. Aus Dem Inst. Für Geogr. Karl-Franzens Univ. Graz* 33, 209–203.
- Weise, O. (1972). Zur Bestimmung der Schuttmächtigkeit auf Fußflächen durch Refraktionsseismik. *Z. Für Geomorphol. Suppl.* 14, 54–65.
- Whalley, W.B. (1974). The origin of rock glaciers. *J. Glaciol.* 13, 323–324.
- Whalley, W.B., and Palmer, C.F. (1998). A glacial interpretation for the origin and formation of the Mariné Rock Glacier, Alpes Maritimes, France. *Geogr. Ann. Ser. Phys. Geogr.* 80, 221–236.
- Williams, P.J., and Smith, M.W. (1989). *The frozen earth: fundamentals of geocryology.* (Cambridge University Press). pp 306.
- Yang, Z., Ou, Y.H., Xu, X., Zhao, L., Song, M., and Zhou, C. (2010). Effects of permafrost degradation on ecosystems. *Acta Ecol. Sin.* 30, 33–39.
- Zenklusen Mutter, E., Blanchet, J., and Phillips, M. (2010). Analysis of ground temperature trends in Alpine permafrost using generalized least squares. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 2003–2012 115.

Table des Figures

Figure 1-1. Les différentes composantes de la cryosphère (D'après Cossart, non publié)	19
Figure 1-2. Agencement spatial de la Ligne d'Equilibre Glaciaire (LEG) et de la Mean Annual Air Temperature 0°C (MAAT) dans les Andes du sud. Noter l'élévation de l'altitude de la LEG entre 20 et 25°S. Données synthétisées par le National Snow & Ice Data Center (Boulder, ftp://sidads.colorado.edu/pub/DATASETS/fgdc/). Complété par Bodin (2020) et Monnier (2020)	21
Figure 1-3. Composantes du bilan d'énergie influençant la nature du sous-sol (adapté de Keller 1994 d'après Vonder Mühll et al, 2001)	25
Figure 1-4. A. Profil thermique théorique du pergélisol (modifié d'après French, 2007), B. Illustration théorique du modèle de pergélisol TTOP (d'après Smith et Riseborough, 2008). Les abréviations MAAT, MAGST et TTOP signifient respectivement Mean Annual Air Temperature, Mean Annual Ground Surface Temperature et Temperature on Top Of Permafrost.	26
Figure 1-5. Variations de température annuelle théorique dans un sol non gelé (D'après Smith et Riseborough, 1989).....	27
Figure 1-6. Température de l'air, hauteur du couvert neigeux et température dans le forage (prof. 3.6 m) profond du glacier rocheux de Murtèl-Corvatsch (Suisse). (Données tirées de Hoelzle et Gruber (2008)).....	28
Figure 1-7. Les différentes morphologies de glaciers rocheux. Modifié d'après Humlum (1982)	32
Figure 1-8. Un exemple de glacier rocheux, en contrebas de l'Aiguille de Chambeyron (3412 m), en haute Ubaye. Noter la présence de bourrelets transversaux et concentriques dans la partie aval. Cliché de F.Brunoz.	33
Figure 1-9. A. Illustration du granoclassement dans la partie frontale du glacier rocheux du Lac Rouge, Haute Clarée. La ligne blanche discontinue marque la limite entre les blocs de surface et les matériaux fins B. Illustration d'une surface dite openwork sur le glacier rocheux du Lac Rouge	34
Figure 1-10. Modèle périglaciaire du développement d'un glacier rocheux (modifié, d'après Haeberli 1985). Le développement primaire (a) montre une forme en replat au pied d'un éboulis gelé. Suivant les conditions locales, plusieurs configurations de glaciers rocheux sont possibles (c, d et e)	35
Figure 1-11. Modèle du type « continuum glacier/glacier rocheux » de développement d'un glacier rocheux (modifié de Barsch, 1996).....	36
Figure 1-12. Exposition de glace massive et de glace interstitielle à la faveur d'un effondrement sur un glacier rocheux de la région de Red Mountain, Colorado, USA. D'après Moore et Friedmann, 1991 dans Barsch, 1996.....	38

Figure 1-13. Structure interne du glacier rocheux de Muragl (Alpes suisses) déterminée à partir de forages profonds. Tiré d’Arenson et al, 2002.....	40
Figure 1-14. Modèle conceptuel des paramètres affectant les déformations d’un glaciers rocheux sursaturé en glace. D’après (Barsch, 1996).....	41
Figure 1-15. a) Cartographie des vitesses horizontales annuelles moyennes du glacier rocheux de Mùrtel (Suisse), durant la période 1987-1996; b) quantification des déplacements horizontaux et verticaux le long d’un profil longitudinal (trait noir sur la carte) montrant les caractéristiques des déplacements. D’après Käab (2005)	42
Figure 1-16. Profils verticaux des déformations enregistrées à l’intérieur de différents forages des glaciers rocheux suisses de Murtèl-Corvatsch, Muragl et Pontresina-Schafberg. D’après Arenson et al. (2002).....	43
Figure 1-17. Evolution du profil thermique du pergélisol dans un contexte de réchauffement climatique. Noter en quoi l’augmentation de la température de surface entre les phases 0 et 1 conduit à ensuite modifier le profil thermique du pergélisol. Tiré de SSGM (2009).....	45
Figure 1-18. Température moyenne mesurée à des profondeurs comprises entre de 9.2 m et 11.5 m dans quelques forages profonds des projets PACE et PERMOS. D’après les données PACE (in Harris et al, 2009) et PERMOS (in PERMOS, 2010)).....	47
Figure 1-19. <i>Température annuelle moyenne à des profondeurs ou la variabilité inter-annuelle est inférieure à 0.5°C. a) Janssonhaugen (13 m), b) Tarfalaryggen (13 m), c) Juvvasshoe (13 m) d) Stockhorn (13.3 m) e) Schilthorn, f) Murtel-Corvatsch (11.6 m). D’après Harris et al, 2009.</i>	48
Figure 1-20. Epaisseur maximum de la couche active entre 1987 et 2006 pour 7 sites européens de suivi du pergélisol (Programme PACE et PERMOS). D’après (Harris et al., 2009)	49
Figure 1-21. Evolution de la température de la couche active entre 1989 et 2008 dans le glacier rocheux de Morenas Coladas (Andes argentines). Noter la ligne horizontale à 5 m qui correspond au toit du pergélisol entre 1989 et 1992. Les traits en pointillé correspondent à une interpolation des températures mesurées dans la couche active. D’après Trombotto et Barzotta., 2009	50
Figure 1-22. Températures de l’air mesurées à 3000 m, dans les montagnes Tien Shan, et températures du sol calculées pour la période 1880-2004 sur le même site. D’après Marchenko et al. (2006). Noter que la base du pergélisol reste à profondeur constante sur toute la période d’existence du pergélisol.....	51
Figure 1-23. Tomogrammes électriques (gauche) réalisés entre 1999 et 2006 et changements de la résistivité spécifique (droite) (1999-2006). Les lignes horizontales pointillées blanches et noires représentent respectivement l’épaisseur de la couche active à la date de mesure et l’épaisseur maximum de la couche active mesurée pendant l’année. D’après Hilbich et al, 2008.	52
Figure 1-24. Vitesses annuelles moyennes comparées entre la période 1975-1993(T1) et la période 1993-2001(T2) pour 14 glaciers rocheux des Alpes suisses. De gauche à droite, les glaciers rocheux sont classés en fonction de l’altitude du front. D’après Roer et al, 2005. ...	54

Figure 1-25. Profils transversaux typiques de glaciers rocheux actifs, inactifs et fossiles. D'après Ikeda et Matsuoka, 2002.	56
Figure 1-26. Illustration de l'occurrence d'un mouvement de masse affectant la partie frontale du glacier rocheux Hinteres Langtalkar (Autriche). 1. Débris grossiers 2. Contour de la niche d'arrachement, 3. Matériaux fins, 4. Dépôts du « paquet glissé » 5. Source, 6. Réflecteur. D'après Avian et al, 2009	58
Figure 1-27. Illustration par photographies aériennes du glacier rocheux du Bérard avant (1973) et après sa déstabilisation (2012) (données IGN). En bas, photographie du glacier rocheux (été 2006) après sa rupture (source : http://www.geoforum.fr/topic/1725-petit-quizz-5/). La flèche rouge sert de repère fixe et les lignes blanches marquent la position du front à la date indiquée.....	59
Figure 1-28. Vitesses des déplacements horizontaux (m/an) et indicateurs morphologiques de la déstabilisation des glaciers rocheux suisses Grosse Grabe et Dirru (Vallée de Zermatt). D'après Delaloye et al. 2013.	60
Figure 1-29. Modèle topo-climatique de distribution du pergélisol (Haeberli, 1975). Le diagramme de gauche indique la limite inférieure de pergélisol en fonction de l'orientation pour une pente supérieure à 11°, celui de gauche pour un pied de versant. En bas, le tableau indique les limites du pergélisol possible (fleckenhafter Permafrost) et probable (flächenhaft Permafrost) pour les replats exposés au vent (Windexponierte Verflachungen) et des replats protégés du vent (Windgeschützte Verflachungen)	63
Figure 1-30. Cartographie de la probabilité d'occurrence du pergélisol dans les régions de Riksgränsen-Laktatjakka-Björkliden and Njulla-Slattatjakka (Suède, région d'Abisko) à partir d'un modèle empirico-statistique. D'après Ridefelt et al., 2008.....	64
Figure 1-31. Diagramme de fonctionnement du modèle PERMABAL (d'après Stocker-Mittaz et al., 2002). Les deux modules présentés correspondent à celui des échanges d'énergie de surface (en haut à gauche) et à celui du « thermal offset »(en bas à droite).....	65
Figure 2-1. Localisation des vallées de la Clarée (au nord) et de l'Ubaye.	68
Figure 2-2. Schéma structural simplifié des Alpes franco-italiennes. (d'après Debelmas, 1947). Les encarts rouges correspondent aux vallées de la Clarée (au Nord) et de l'Ubaye (au Sud).	70
Figure 2-3. Fréquence moyenne des régimes météorologiques perturbés sur la période 1970-1989 (d'après Blanchet 1990 dans Bodin 2007).	70
Figure 2-4. Flux d'ouest perturbé. Le flux d'Ouest perturbé est généré par une zone de basse pression associée à de l'air froid en altitude sur l'Atlantique Nord et par l'anticyclone des Açores accompagné d'air chaud subtropical en altitude. Entre ces deux centres d'action, le flux plus ou moins rapide circule d'Ouest en Est au-dessus de l'Atlantique. (Météo-France, 2014)	71
Figure 2-5. Situation de retour d'est. La position de la dépression au-dessus de la France favorise la remontée de masses air depuis le sud et le sud-est. (Météo-France, 2014)	71
Figure 2-6. Evolution de l'étage périglaciaire le long d'un transect Nord-ouest/Sud-est dans les Alpes du sud. Modifié d'après Francou, 1988.	72
Figure 2-7. Profils topographiques des cirques amont de la haute vallée de la Clarée	74

Figure 2-8. Carte géologique simplifiée de la haute Clarée et localisation des glaciers rocheux. Les coupes géologiques sont présentées dans la Figure 2-9.	76
Figure 2-9. Coupes géologiques dans la zone briançonnaise (haute Clarée) (d’après Barfety et al 2006)	77
Figure 2-10. Opposition morphostrucurale des deux rives de la haute Clarée. A. Massif des Cerces vu depuis la rive gauche B. Tête de la Cassille. Noter l’importante fourniture en débris à l’origine des grands cône d’éboulis C. Massif gréseux de rive gauche. Noter l’aspect « émoussé des versants » D. Crêtes des Muandes (rive gauche). Noter le tarissement des sources sédimentaires et la présence de « simples » tabliers d’éboulis	78
Figure 2-11. Normales climatiques des températures (courbes) et des précipitations (barres) mensuelles de la station de Briançon (période 1961-1990, données Météo France). Tiré de Bodin (20)	79
Figure 2-12. Ecart-type des températures et des précipitations mensuelles de la station de Briançon (période 1961-1990, données Météo-France). Tiré de Bodin (2007).....	80
Figure 2-13. Surfaces supérieures à l’isotherme -2°C et distribution des glaciers rocheux	81
Figure 2-14. Carte de la radiation solaire incidente dans la haute vallée de la Clarée. Noter que les glaciers rocheux actifs/inactifs sont tous situés dans des secteurs où la radiation solaire incidente est inférieure à 1.8 W.m ² /an	82
Figure 2-15. Epaisseur moyenne (courbe bleue ; en grisé sombre, l’enveloppe +/- 1σ) du manteau neigeux dans la Combe de Laurichard (2450 m d’altitude, massif du Combeynot sur la période 1979-1986. Données Météo France et Francou, 1988 tiré de Bodin, 2007.	83
Figure 2-16. Cartographie des glaciers rocheux et des héritages glaciaires dans la haute vallée de la Clarée. 1) Glacier rocheux de taille réduite localisé sur les versants gréseux 2) Glacier rocheux de de forme lobée ou multi-lobée 3) Glacier rocheux de grande taille en langue 4) Glacier rocheux fossile 5) Roches moutonnées 6) Verrou glaciaire (la flèche indique le sens d’écoulement du glacier) 7) Dépôts morainiques 8) Cours d’eau (permanent et temporaire) 9) Substrat à l’affleurement 10. Eboulis. La cartographie des héritages glaciaires est adaptée de Cossart et al. (2012)	85
Figure 2-17. Profils topographiques de quelques cirques de la haute Ubaye.....	87
Figure 2-18. Carte géologique simplifiée de la haute Ubaye et localisation des glaciers rocheux	89
Figure 2-19. Coupes lithologiques dans la haute vallée de l’Ubaye (d’après Gidon et al., 1994). Noter les flèches rouges indiquant la présence de glaciers rocheux le long des profils et les lignes en pointillé qui soulignent les réseaux de faille et de contacts anormaux.....	90
Figure 2-20. Physionomie de la Haute vallée de l’Ubaye. A) Schistes lustrés sur le versant nord-ouest du Bric de Rubren (3340 m) B) Versant de rive droite dans les schistes lustrés. Noter les reliefs « mous » et les versants végétalisés dus à l’abondante présence de fine. C) Massif du Chambeyron dans les calcaires triasiques. Noter la vigueur du relief. D) Crête du Chambeyron vu depuis le cirque éponyme. Noter la présence des grands éboulis qui ourlent le versant.	91

Figure 2-21. Normales climatiques des températures (courbes) et des précipitations (barres) de trois stations dans la vallée de l'Ubaye. (Données Météo-France, tirées de (Krysiecki, 2008)	93
Figure 2-22. Ecart-types des températures (courbes) et des précipitations (barres) de trois stations dans la vallée de l'Ubaye. (Données Météo-France, tirées de (Krysiecki, 2008)).....	93
Figure 2-23. Carte de la radiation solaire incidente et distribution des glaciers rocheux dans la dans la haute vallée de l'Ubaye.....	95
Figure 2-24. Cartographie des glaciers rocheux et des héritages glaciaires dans la haute vallée de l'Ubaye. 1) Glacier rocheux de taille réduite localisé sur les versants gréseux 2) Glacier rocheux de de forme lobée ou multi-lobée 3) Glacier rocheux en langue 4) Glacier rocheux fossile 5) Roches moutonnées 6) Verrou glaciaire (la flèche indique le sens d'écoulement du glacier) 7) Dépôts morainiques 8) Cours d'eau permanent 9) Substrat à l'affleurement 10) Eboulis.	97
Figure 3-1. Evolution du l'englacement dans le vallon de Fouillouse (Ubaye) entre la fin du Tardiglaciaire et le Subboréal.....	102
Figure 3-2. Synthèse de l'évolution glaciaire depuis le DMG et mise place des différentes générations de glaciers rocheux dans la haute vallée de l'Ubaye	103
Figure 3-3. Extension glaciaire dans la vallée de la Clarée lors du Dernier Maximum Glaciaire (D'après Cossart, 2005)	104
Figure 3-4. Modalités de désenglacement dans la haute vallée de la Clarée. A : Carte géomorphologique des héritages glaciaires. Les encarts blancs correspondent aux datations TCR. Les flèches indiquent le sens d'écoulement des paléo-glaciers B : Carte synthétique des variations glaciaires. D'après (Cossart et al., 2012)	105
Figure 3-5. Synthèse de l'évolution glaciaire depuis le DMG et mise place des différentes générations de glaciers rocheux dans la haute vallée de la Clarée.	106
Figure 3-6. Altitudes des ALEG et RILA Tardiglaciaire et Holocène dans les vallées de la Clarée et de l'Ubaye. D'après Cossart et al., 2012, Assier (comm non publiée), Jorda, 1983	107
Figure 3-7. Extrait de la carte topographique réalisée par le Service Géographique de l'Armée correspondant au cirque du Lac Rouge (1927, Service géographique de l'armée, feuille XXXV-35, en partie réalisée à partir de levés de 1890). Noter le figuré en bleu représentant le glacier du Lac Rouge dans la combe du même nom. A droite : Photographie de la combe du Lac Rouge (réalisée par P.Lemoine dans Touchon, 1910)	110
Figure 3-8. En haut. Panorama du Massif des Cerces pris depuis le versant sud du col de la Madeleine (rive gauche) (Photo.P.Lemoine dans Touchon, 1910). En bas à gauche. Extrait de la carte topographique réalisée par le Service Géographique de l'Armée correspondant au cirque du Riou Blanc (1927, Service géographique de l'armée, feuille XXXV-35, en partie réalisée à partir de levés de 1890). Extrait de la carte esquisse du Massif des cerces (Touchon, 1910)	111
Figure 3-9. Inventaire des glaciers du PAG dans la haute vallée de la Clarée et en particulier dans le massif des Cerces (A) et dans le cirque des Muandes. 1) Glaciers du PAG 2) Névés présents sur la carte topographique IGN top 25 de 1975 3) Névés mentionnés en 1910 4) Glaciers rocheux actifs 5) Glaciers rocheux fossiles 6) Cours d'eau 7) Roche en place 8)	

Eboulis. L'extension des glaciers du PAG est déterminée d'après Touchon 1910, Mathieu et Blanchard, 1928.....	112
Figure 3-10. Moraine latéro-frontale présente à la surface du glacier rocheux du Riou Blanc ..	114
Figure 3-11. Carte de l'englacement de la haute vallée de l'Ubaye au PAG. 1. Glacier 2. Glacier rocheux (Adaptée d'Assier, 1993).....	117
Figure 4-1. Liste des photographies aériennes des zones d'études consultés et utilisées pour la détection des glaciers rocheux.....	120
Figure 4-2. Exemple de l'intérêt du terrain pour la reconnaissance des glaciers rocheux. Sur la photographie A, on distingue une forme en lobe mais dont les limites sont imprécises et où il est difficile de dire s'il s'agit d'un éboulis ou d'un glacier rocheux.. Sur la photographie B, réalisée sur le terrain, on voit bien la présence du front et d'un granoclassement, deux éléments typiques du glacier rocheux.	122
Figure 4-3. Inventaire des glaciers rocheux dans les vallées de l'Ubaye (A) et de la Clarée (B)..	123
Figure 4-4. Valeurs statistiques (min, max., 1er et 3ème quartiles, médiane) représentatives de la distribution altitudinale du front, de la racine et du centroïde des glaciers rocheux dans les vallées de la Clarée et de l'Ubaye.	124
Figure 4-5. Exposition des sites d'occurrence des glaciers rocheux frais. A. Vallée de la Clarée, B. Vallée de l'Ubaye, C. Clarée et Ubaye.....	126
Figure 4-6. Relation (régression linéaire) entre l'altitude du centroïde des glaciers rocheux et la radiation solaire incidente annuelle (points bleus). Les points jaunes correspondent à des points sélectionnés de manière aléatoire sur les différents sites d'étude et illustrent en partie les valeurs de radiation solaire incidente perçues dans des secteurs d'exposition S, O et E.	127
Figure 4-7. Valeurs statistiques (min., max., 1er et 3ème quartiles, médiane) de la radiation solaire incidente annuelle perçue au front (A) et à la racine (B) des glaciers rocheux frais des vallées de la Clarée et de l'Ubaye.	127
Figure 4-8. Type de transition morphologique entre la racine des glaciers rocheux et leur zone amont (N=55).....	129
Figure 4-9. Valeurs statistiques (min., max., 1er et 3ème quartiles, médiane) de la superficie des glaciers rocheux frais. Les boîtes blanche, grise foncée et grise claire représentent respectivement l'Ubaye/Clarée, l'Ubaye et la Clarée.....	130
Figure 4-10. Valeurs statistiques (min, max., 1er et 3ème quartiles, médiane) de l'indice d'élongation des glaciers rocheux frais. Les boîtes blanche, grise foncée et grise claire représentent respectivement l'Ubaye/Clarée, l'Ubaye et la Clarée.....	130
Figure 4-11. Typologie des glaciers rocheux dans la haute vallée de la Clarée (A) et de l'Ubaye (B). Les numéros en rouge correspondent aux glaciers rocheux sélectionnés pour le suivi détaillé (cf. 4.4), Talus-derived rockglacier 1) GR du Roure 2) GR de Moutouze 3) GR des Béraudes et Glacier-derived rockglacier 4) GR du Marinet 5) GR du Lac Rouge 6) GR du Riou Blanc ..	132

Figure 4-12. En haut, Talus-derived rockglacier lobé (Moutouze, Clarée), au milieu : Talus-derived rockglacier en langue (Tuissier, Ubaye) et en bas : protalus (Muandes, Clarée)	133
Figure 4-13. A) Glacier rocheux en langue du Marinnet (Ubaye). Noter la présence du glacier à l'amont. B) Glacier rocheux à la morphologie complexe (Lac Rouge, Clarée).....	134
Figure 5-1. Mesures de température d'eau de source et de température de l'air réalisées sur des glaciers rocheux actifs de la Sierra Nevada (Californie, USA). Les lettres situées au-dessus de chaque graphique correspondent à celles présentées sur la carte de localisation. D'après Millar et al. (2012).	142
Figure 5-2. Température de l'eau de source mesurée au front d'un glacier rocheux actif (courbe bleue) et inactif (courbe noire) dans la vallée de Kaiserberg (Kaunertal, Tyrol, Autriche). Modifié de Berger 2002 et Berger et al, 2004 dans PermaNET, 2010.	143
Figure 5-3. Distribution spatiale des relevés ponctuels de température d'eau de source dans la haute vallée de la Clarée. 1) relevé de température 2) cours d'eau pérenne/intermittent 3) roche en place 4) éboulis	144
Figure 5-4. Exemples de paramètres de terrain extraits du MNT à 25 m (Bd Alti, IGN)	147
Figure 5-5. Index qualitatif et clés de lecture de l'occurrence du pergélisol utilisé dans le cadre de l'APIM (Alpine Permafrost Index Map). Dans Boeckli et al. (2012c).....	149
Figure 5-6. Valeurs statistiques (min., max., 1er et 3ème quartiles, médiane) des températures d'eau de source mesurées en haute Clarée et en Ubaye (N=108).	151
Figure 5-7. Valeurs statistiques (min., max., 1er et 3ème quartiles, médiane) de la radiation solaire incidente calculée en chacun des points de mesures de température d'eau de source dans les vallées de la Clarée et de l'Ubaye. A) Clarée B) Ubaye C) Températures inférieures à 1°C (Ubaye/Clarée) D) Températures supérieures à 1°C (Ubaye/Clarée)	152
Figure 5-8. Valeurs statistiques (min, max., 1er et 3ème quartiles, médiane) de l'altitude des points de mesures de température d'eau de source dans les vallées de la Clarée et de l'Ubaye. A) Clarée B) Ubaye C) Températures inférieures à 1°C (Ubaye/Clarée) D) Températures supérieures à 1°C (Ubaye/Clarée)	153
Figure 5-9. Distribution spatiale des températures d'eau de source dans le cirque des Muandes	154
Figure 5-10. Distribution des températures d'eau de source en fonction de l'altitude et de la radiation solaire dans le cirque des Muandes.	155
Figure 5-11. Distribution spatiale des températures d'eau de source dans le massif des Cerces.	156
Figure 5-12. Distribution des températures d'eau de source en fonction de l'altitude et de la radiation solaire dans le massif des Cerces.....	158
Figure 5-13. Cadre orographique et morphologique des glaciers rocheux des Gardioles et températures d'eau de source mesurées. 1. Température d'eau de source inférieure à 1°C, 2. Température d'eau de source supérieure à 1°C, 3. Glacier rocheux, 4. Roche en place, 5. Réseau hydrographique, 6. Eboulis, 7. Courbe hypsométrique, 8. Ligne de crête, sommet.	160
Figure 5-14. Cadre orographique et morphologique du glacier rocheux de la Pointe Basse de Mary et températures d'eau de source mesurées. 1. Température d'eau de source inférieure	

à 1°C, 2. Température d'eau de source supérieure à 1°C, 3. Glacier rocheux, 4. Roche en place, 5. Eboulis, 6 Courbe hypsométrique, 7. Ligne de crête, sommet.	162
Figure 5-15. Diagramme en boîtes des résultats du calcul du coefficient de Cramer visant à tester l'association entre la localisation des indicateurs de présence/absence de pergélisol et les variables prédictives.	164
Figure 5-16. Statistique de multicolinéarité (Tolérance) pour les variables sélectionnées pour les indicateurs de présence/absence de pergélisol	165
Figure 5-17. Distribution du pergélisol dans les hautes vallées de la Clarée et de l'Ubaye d'après le modèle de régression logistique	168
Figure 5-18. Extrait de carte de la distribution du pergélisol et température d'eau de source..	170
Figure 5-19. Extrait de carte de la distribution du pergélisol et distribution des glaciers rocheux.	172
Figure 6-1. Bloc diagramme illustrant l'intérêt des mesures géophysiques (ici de la résistivité électrique) dans le cadre d'étude de la subsurface d'un glacier rocheux.	178
Figure 6-2. Intervalle des valeurs de résistivité. Tiré de Scapozza, 2011.....	179
Figure 6-3. Principe de construction d'une pseudo-section (A) (ici pour la configuration de Wenner) et carte de pseudo section (B)	181
Figure 6-4. Modèle d'inversion (qui représente le même profil que la pseudo-section présentée dans la figure Figure 6-3)	181
Figure 6-5. Aperçu des glaciers rocheux dans la combe du lac Rouge	182
Figure 6-6. Reconstitution de l'épaisseur du glacier à partir d'indices géomorphologiques.184	
Figure 6-7. Partie amont du glacier rocheux du Lac Rouge. Voir texte pour la correspondance entre les lettres et les bourrelets identifiés.	184
Figure 6-8. Front du glacier rocheux du Lac Rouge.....	185
Figure 6-9. Surface du glacier rocheux oriental. Noter l'absence de discontinuités topographiques significatives.....	186
Figure 6-10. Carte géomorphologique du glacier rocheux du Lac Rouge.....	187
Figure 6-11. Localisation des profils électriques réalisés sur le glacier rocheux du Lac Rouge...	188
Figure 6-12. Thermokarst, culot de glace massive et localisation du profil LR_Pr3.	189
Figure 6-13. Tomographies électriques effectuées sur le glacier rocheux du Lac Rouge.	192
Figure 6-14. Evolution des surfaces englacées et de la morphologie de surface du glacier rocheux dans la Combe du Lac rouge entre 1890 et 2009.	194
Figure 6-15. Partie supérieure du complexe glacier/glacier rocheux du Marinet. Noter la forte empreinte glaciaire du secteur.	196
Figure 6-16. Zone médiane du glacier rocheux. Noter les faibles discontinuités topographiques qui la caractérisent.	198

Figure 6-17. Parties médiane et aval du glacier rocheux du Marinet.....	198
Figure 6-18. Carte géomorphologique du glacier rocheux du Marinet.....	199
Figure 6-19. Localisation des sondages électriques réalisés à la surface du glacier rocheux du Marinet. D'après Evin et al. (1990) et Ribolini et al.(2010).....	200
Figure 6-20. Tomographies électriques effectuées par Ribolini et al. (2010) dans la partie aval du glacier rocheux du Marinet. La localisation des profils est présenté dans Figure 6-19 ...	203
Figure 6-21. Evolution des surfaces englacées (non recouvertes de débris) depuis le PAG dans les cirques orientaux et occidentaux du Marinet (modifié d'après Assier, 1993)	204
Figure 6-22. Carte géomorphologique du glacier rocheux des Béraudes	208
Figure 6-23. Caractéristiques géomorphologiques du glacier rocheux des Béraudes. Noter la localisation des profils électriques représentés par un trait pointillé rouge sur la première photographie.....	209
Figure 6-24. Tomographies électriques effectuées sur le glacier rocheux des Béraudes	212
Figure 6-25. Vue d'ensemble des glaciers rocheux du Roure (source : IGN/Géoportail). 1. Glacier rocheux occidental au second plan 2. Glacier rocheux oriental depuis l'aval 3. Glacier rocheux oriental depuis l'amont noter la dépression racinaire 4. Au premier plan, le lobe « central », à gauche et à droite, les glaciers orientaux et occidentaux. Noter la zone évidée du versant dans l'axe du lobe central, entre la Tête de Roure et la Spera.....	216
Figure 6-26. Carte géomorphologique des glaciers rocheux du Roure	217
Figure 6-27. Schéma d'évolution de la distribution de la glace de surface et souterraine sur le glacier rocheux du Lac Rouge entre le PAG et l'actuel	221
Figure 6-28. Schéma d'évolution de la distribution de la glace de surface et de la glace souterraine entre le Tardiglaciaire (1), le Subboréal (2) et l'actuel (3) sur le glacier du Marinet	222
Figure 6-29. Intervalles altitudinaux et valeurs de résistivité des glaciers rocheux mesurées dans les vallées de la Clarée et de l'Ubaye. a. Glacier rocheux des Béraudes, b. Glacier rocheux du Marinet, c. Glacier rocheux du Lac Rouge, d. Glaciers rocheux du Roure.....	224
Figure 7-1. Comportement théorique d'un sol à pergélisol en milieu alpin (d'après Delaloye, 2004)	229
Figure 7-2. Instrumentation d'un site à l'aide d'un thermobouton. A. "Boule à thé" scellée et reliée à un fil B. Aperçu des conditions d'implantation du thermobouton C. Thermobouton posé en subsurface.....	230
Figure 7-3. Régime thermique estival du sol pour deux couples de capteurs (moyenne mobile sur 20 jours) sélectionnés d'après la radiation solaire incidente perçue sur leurs emplacements respectifs. En haut, les capteurs sont disposés dans le cirque du Roure (Ubaye), en bas, dans le cirque du Riou Blanc (Clarée). (extraits des cartes : IGN Top 25)...	234
Figure 7-4. Régime thermique de fin de saison hivernale pour deux capteurs disposés dans le cirque du Roure (Ubaye). Noter comme Ro_sud est découvert presque un mois plus tôt que Ro_2.	234

Figure 7-5. Illustration de l'impact de la variabilité interannuelle du couvert neigeux sur la température de surface. Le capteur est installé sur le glacier rocheux de Tuissier (Ubaye).	235
Figure 7-6. Cumul des écarts journaliers entre les températures de l'air (station Nivôse Col Agnel) et les températures du sol, aux sites LR_1, LR_2, LR_3 et LR_4.	236
Figure 7-7. Cumul des écarts journaliers entre les températures de l'air (station Nivôse Les Rochilles) et les températures du sol, aux sites Ro_1, Ro_2 et Ro_4.	236
Figure 7-8. Localisation de l'emplacement des capteurs de température à la surface du glacier rocheux du Lac Rouge.	237
Figure 7-9. Evolution de la température du sol mesurée sur le glacier rocheux du Lac Rouge, de la température de l'air et de l'enneigement à la station Nivôse des Rochilles, entre juillet 2010 et juin 2012 (LR_1, LR_2, LR_3 et LR_4) et entre juin 2012 et Aout 2013 (LR_4).	239
Figure 7-10. Répartition spatiale des MAGST, WEqT et du GFI à la surface du glacier rocheux du Lac Rouge pour les saisons 2010/2011 (carte de gauche) et 2011/2012 (carte de droite) ...	240
Figure 7-11. Localisation de l'emplacement des capteurs de température installés à la surface du glacier rocheux du Riou Blanc. Les couleurs utilisées pour chacun des capteurs sont les mêmes que celles de la Figure 7-12.	241
Figure 7-12. Evolution de la température du sol mesurée sur le glacier rocheux du Riou Blanc, de la température de l'air et de l'enneigement à la station Nivôse des Rochilles, entre juillet 2010 et juin 2012 (RB_1, RB_2, RB_4 et RB_5) et entre juillet 2010 et Aout 2013 (RB_3).	242
Figure 7-13. A) Localisation de l'emplacement des sols figurés (cadre rouge). Noter la présence du capteur RB_5 B) Ostioles	242
Figure 7-14. Localisation des 4 capteurs de température à la surface du glacier rocheux du Marinnet	243
Figure 7-15. Evolution de la température du sol mesurée sur le glacier rocheux du Marinnet, de la température de l'air et de l'enneigement à la station Nivôse des Rochilles, entre Aout 2010 et juin 2012.	244
Figure 7-16. Localisation des capteurs Ma_2 et Ma_4 et de la nature de la glace souterraine sur le glacier rocheux du Marinnet.	245
Figure 7-17. Répartition spatiale des MAGST, WEqT et du GFI à la surface du glacier rocheux du Marinnet pour les saisons 2010/2011 et 2011/2012.	246
Figure 7-18. Localisation du capteur à la surface du glacier rocheux de Moutouze	247
Figure 7-19. Evolution de la température du sol mesurée sur le glacier rocheux de Moutouze (Mo_1), de la température de l'air et de l'enneigement à la station Nivôse des Rochilles, entre août 2010 et juin 2012.	248
Figure 7-20. Situation de l'enneigement dans le cirque de Moutouze le 12/07/2012. Noter le maintien tardif du couvert neigeux et la variabilité spatiale de ce dernier ; les zones « en relief » sont déneigées de manière plus précoce. Le trait rouge marque le pied du front du glacier rocheux et la flèche turquoise l'emplacement du capteur Mu_1.	249

Figure 7-21. Localisation des capteurs sur le glacier rocheux du Roure. Noter l'absence de Ro_sud, trop éloigné de l'emprise de la carte.	249
Figure 7-22. Evolution de la température du sol mesurée sur et à proximité du glacier rocheux du Roure, de la température de l'air et de l'enneigement à la station Nivôse du Col Agnel, entre août 2010 et juin 2012 (Ro_1, Ro_2 et Ro_4).	250
Figure 7-23. Répartition spatiale des MAGST, WEqT et du GFI à la surface du glacier rocheux du Roure pour les saisons 2010/2011 (carte de gauche) et 2011/2012 (carte de droite)	251
Figure 7-24. Régime thermique théorique d'un sol à pergélisol	252
Figure 7-25. Localisation de quelques-uns des emplacements des capteurs ayant présenté un régime thermique théorique de sol à pergélisol au cours des deux années de mesure.	253
Figure 7-26. Régime thermique en l'absence de pergélisol	254
Figure 7-27. Localisation de l'emplacement de capteurs ayant présenté un régime thermique associé à l'absence de pergélisol pendant les deux années de mesure.	254
Figure 7-28. Régime thermique directement influencé par la température de l'air.....	255
Figure 7-29. Localisation de l'emplacement de capteurs ayant présenté un régime thermique à variabilité annuelle continue durant les deux saisons de mesure.	256
Figure 7-30. Régime thermique lors d'un couvert neigeux trop faible	256
Figure 7-31. Comparaison de l'évolution de la MAGST à l'échelle régionale (Clarée et Ubaye) et TAMA (Température Annuelle Moyenne de l'Air) au col Agnel (Queyras/Ubaye) et au col des Rochilles (Clarée) (données Nivôse météo France) entre juillet 2011 et juillet 2012. Au Lac Rouge (LR) et au Riou Blanc (RB) les données de 2012/2013 ont été calculées sur les seuls capteurs ayant fonctionné durant la saison (respectivement LR_4 et RB_5).....	258
Figure 7-32. Comparaison de l'évolution de la MAGST pour les saisons 2010/2011 et 2011/2012 sur quatre glaciers rocheux (Lac Rouge, Riou Blanc, Roure et Mariné) équipés de plusieurs capteurs (seuls les glaciers rocheux présentant des séries complètes sont présentés)	259
Figure 8-1. Principe et mise en contexte de l'utilisation du tachéomètre électronique pour le suivi des déplacements de surface d'un glacier rocheux. A. Données mesurées et repères mis en contexte sur le terrain. B. Position du tachéomètre à l'aplomb de blocs servant de point de repère	265
Figure 8-2. Carte des déplacements horizontaux et verticaux à la surface du glacier rocheux du Lac Rouge entre août 2010 et juillet 2011 (cartes de gauche) et juillet 2011 et juillet 2012 (cartes de droite).....	270
Figure 8-3. Carte des déplacements horizontaux et verticaux à la surface du glacier rocheux du Riou Blanc entre août 2010 et juillet 2011 (cartes de gauche) et juillet 2011 et juillet 2012 (cartes de droite).....	272
Figure 8-4. Carte des déplacements horizontaux et verticaux à la surface du glacier rocheux de Moutouze entre août 2010 et juillet 2011 (cartes de gauche) et juillet 2011 et juillet 2012 (cartes de droite).....	274
Figure 8-5. A et B) Localisation du bloc au pied du front du glacier rocheux du Mariné C) Bloc gravé à la date du 22 août 1894.....	275

Figure 8-6. Carte des déplacements horizontaux et verticaux à la surface du glacier rocheux du Marinnet entre août 2010 et juillet 2011 (cartes de gauche) et juillet 2011 et juin 2012 (cartes de droite).....	276
Figure 8-7. Déplacements verticaux mesurés dans la partie amont du glacier rocheux du Marinnet entre 1984 et 1990 par M. Evin et A. Assier. Seul le sens du déplacement est indiqué du fait de la trop grande imprécision des données. (D'après Assier, 1993).....	277
Figure 8-8. Carte des déplacements horizontaux et verticaux à la surface du glacier rocheux du Roure entre août 2010 et juillet 2011 (cartes de gauche) et juillet 2011 et juin 2012 (cartes de droite).....	281
Figure 8-9. Impact du déplacement horizontal d'un bloc sur son mouvement vertical. A) Entre t0 et t1, le mouvement vertical du bloc résulte du déplacement horizontal de ce dernier le long de la pente topographique B) Entre t0 et t1, le mouvement vertical du bloc résulte de la compression de la surface du glacier rocheux (composante horizontale) C) Entre t0 et t1, le mouvement vertical du bloc résulte de l'extension de la surface du glacier rocheux	282
Figure 8-10. Impact de la fonte de la glace souterraine sur le tassement de la surface et le mouvement vertical d'un bloc qui y est associé	283
Figure 8-11. Comparaison entre la pente topographique estimée et le mouvement de blocs le long de profils longitudinaux sur les glaciers rocheux du Roure et de Moutouze.....	284
Figure 8-12. Comparaison entre la pente topographique estimée et le mouvement de blocs le long de profils longitudinaux sur les glaciers rocheux du Lac Rouge, du Marinnet et du Riou Blanc.	286
Figure 9-1. Illustrations photographiques des changements morphologiques de surface associés à des thermokarsts sur le glacier rocheux du Lac Rouge : A. Sillons de fonte, B. Lac thermokarstiques vus depuis la crête sud de la Combe du Lac Rouge, C. Zoom sur le lac thermokarstique le plus méridional.....	291
Figure 9-2. Illustration photographique du mouvement de masse présente dans la partie frontale occidentale du glacier rocheux du Lac Rouge.	292
Figure 9-3. Distribution longitudinale de l'ampleur des différents indicateurs utilisés pour caractériser la dégradation du pergélisol sur le glacier rocheux du Lac Rouge.....	293
Figure 9-4. Développement d'un réseau de crevasses et de sillons de fonte dans la partie amont du glacier rocheux du Riou Blanc. Une première « entaille » est visible en 1971 (numérotée 1). En 2009, elle s'est élargie sur près de 15 m, est profonde de 4-5 m et s'est allongée de 100 m par érosion régressive (n°2). D'autres entailles apparaissent également en 2009 (n° 3, 4).	295
Figure 9-5. Evolution d'une crevasse longitudinale séparant une butte du hummocky terrain entre 2008 et 2013 dans la partie amont du glacier rocheux du Riou Blanc. Le trait rouge sert de point de repère.....	296
Figure 9-6. Glace massive observée à la surface du glacier rocheux du Riou Blanc. A) Partie amont du glacier rocheux où un corps massif de glace héritée est présent. Celui-ci mesure près de 100 m de diamètre. B) Zoom sur la glace massive observée. Noter l'épaisseur de	

glace apparente et la couche peu épaisse de débris qui la recouvre. C) Secteurs (flèches rouges) ayant présenté de la glace massive durant l'été 2013	297
Figure 9-7. Déplacements horizontaux à la surface du glacier rocheux du Riou Blanc entre 1971 et 2009. La longueur du trait est proportionnelle à l'amplitude du déplacement.	299
Figure 9-8. Distribution longitudinale de l'ampleur des différents indicateurs utilisés pour caractériser la dégradation du pergélisol sur le glacier rocheux du Riou Blanc.	301
Figure 9-9. Développement d'un lac de thermokarst dans la partie amont du glacier rocheux du Marinnet entre 1974 et 2012. La tracé rouge est utilisé comme point de repère et marque un secteur de roche en place. Noter que les traits noirs pointillés marquent la position du glacier couvert.	302
Figure 9-10. Thermokarst dans la partie amont du glacier rocheux du Marinnet. Note : La photo du haut a été prise par M. Evrard en juillet 2000.	303
Figure 9-11. Déplacements horizontaux mesurés entre 2009 et 2012 à la surface d'un glacier rocheux situé à l'ouest de celui du Marinnet. La gamme d'altitude dans lequel le glacier rocheux se développe correspond à celle de la zone amont du GR du Marinnet.	305
Figure 9-12. Distribution longitudinale de l'ampleur des différents indicateurs utilisés pour caractériser la dégradation du pergélisol sur le glacier rocheux du MARinnet.	306
Figure 9-13. Illustrations théoriques du contexte topographique nécessaire d'occurrence des crevasses transversale (A) et contextes topographiques simplifiés des glaciers rocheux de Moutouze, Béraudes et Roure. La figure A est modifiée de Avian et al., (2009).	308
Figure 9-14. Distribution longitudinale de l'ampleur des différents indicateurs utilisés pour caractériser la dégradation du pergélisol sur le glacier rocheux du Roure.	310
Figure 9-15. Distribution longitudinale de l'ampleur des différents indicateurs utilisés pour caractériser la dégradation du pergélisol sur les glaciers rocheux de Moutouze (profil A-B-C) et des Béraudes (profil A'-B').	311
Figure 9-16. Modèle topo-climatique de la distribution du pergélisol en déséquilibre dans les vallées de la Clarée et de l'Ubaye.	314
Figure 9-17. Distribution spatiale du déséquilibre probable et possible du pergélisol dans les hautes vallées de l'Ubaye (gauche) et de la Clarée (droite)	317
Figure 9-18. Extrait de la carte de distribution du pergélisol possible et probable des vallées de la Clarée et de l'Ubaye. Les polygones noirs représentent les glaciers rocheux	319

Liste des tableaux

Tableau 1-1. Nomenclature et critères d'indentification des glaciers rocheux utilisés par différents auteurs.....	37
Tableau 3-1. Liste des clichés anciens consultés pour l'inventaire des glaciers de l'Ubaye.	116
Tableau 5-1. Coefficients obtenus après le calcul du modèle de régression logistique	166
Tableau 7-1. Valeur de radiation solaire, types de matériaux et coordonnées X, Y, Z, des capteurs disposés à la surface des glaciers rocheux suivis (coordonnées en Lambert 93) ...	231
Tableau 7-2. Statistiques annuelles (15/07 au 15/07) de la température du sol (en °C) mesurées sur les glaciers rocheux de Clarée et d'Ubaye équipés d'au moins 4 capteurs et ayant correctement fonctionné durant les deux saisons de mesure. Les glaciers rocheux ayant fait l'objet d'un suivi mais dont les données sont incomplètes n'ont pas été ici intégrés.	232
Tableau 8-1. Déplacements horizontaux (Hm) et verticaux (Vm) moyens (2010/2011 et 2011/2012) dans les vallées de la Clarée sur les 5 glaciers rocheux ayant fait l'objet d'un suivi géodésique.	267
Tableau 8-2. Déplacements horizontaux (Hm) et verticaux (Vm) moyens (2010/2011 et 2011/2012) pour chacun des glaciers rocheux ayant fait l'objet d'un suivi géodésique	268

Table des matières

Introduction générale	11
Chapitre 1. Cadre scientifique : pergélisol, glacier rocheux et expression de la dégradation du pergélisol	17
1.1 <i>Cryosphère, cryosphère alpine et pergélisol : intérêts du suivi</i>	18
1.1.1 Définition et distribution spatiale de la cryosphère	18
1.1.2 Enjeux liés à la cryosphère face au changement climatique	19
1.1.3 Pourquoi la cryosphère de haute altitude ?	20
1.1.4 Pourquoi travailler sur le pergélisol de haute altitude ?	22
1.2 <i>Principes élémentaires liés au pergélisol alpin</i>	23
1.2.1 Définition du pergélisol.....	23
1.2.2 L'existence du pergélisol conditionnée par le bilan énergétique de surface.	23
1.2.2.1 <i>Structure thermique du pergélisol</i>	25
1.2.2.2 <i>Température théorique du pergélisol à diverses profondeurs</i>	26
1.2.2.3 <i>Influence du couvert neigeux sur le régime thermique du sol</i>	27
1.3 <i>Le glacier rocheux : fenêtre ouverte sur le pergélisol alpin</i>	29
1.3.1 Définitions du glacier rocheux ; synthèse théorique	29
1.3.1.1 <i>Le débat lié à la nature des glaciers rocheux et à l'origine de la glace interne</i>	29
1.3.1.2 <i>Ecole glacialiste vs école périglacialiste</i>	30
1.3.2 La morphologie peut-elle suffire à définir le glacier rocheux.....	31
1.3.2.1 <i>Une ou plusieurs morphologies ?</i>	31
1.3.2.2 <i>Description et morphométrie</i>	32
1.3.3 ... ou les processus de genèse et la géodynamique locale sont-ils plus adaptés ?	35
1.3.3.1 <i>Nomenclature des glaciers rocheux</i>	36
1.3.4 Structure interne et cinématique des glaciers rocheux.....	37
1.3.4.1 <i>Les observations directes de glace souterraine</i>	38
1.3.4.2 <i>La structure interne des glaciers rocheux : apport de l'imagerie géophysique et des forages profonds</i>	38

1.3.4.3	<i>Le mouvement des glaciers rocheux.</i>	40
1.4	<i>Changement climatique et pergélisol alpin</i>	44
1.4.1	Aperçu théorique de la notion de dégradation du pergélisol	44
1.4.2	Dégradation du pergélisol : illustration théorique	45
1.4.3	Dégradation du pergélisol : illustrations alpines	46
1.4.3.1	<i>Augmentation des températures moyennes du pergélisol</i>	46
1.4.3.2	<i>Le glacier rocheux RGII : un cas de disparition totale du pergélisol ?</i>	48
1.4.3.3	<i>Influence des températures extrêmes de l'air sur la couche active</i>	48
1.4.3.4	<i>Vers un épaissement de la couche active ?</i>	49
1.4.3.5	<i>Evolution du contenu en glace des glaciers rocheux</i>	51
1.4.3.6	<i>Influence d'autres paramètres</i>	52
1.4.4	Réponses des glaciers rocheux face à la dégradation du pergélisol	53
1.4.4.1	<i>Modification de la cinématique des glaciers rocheux</i>	53
1.4.4.2	<i>Changements morphologiques de surface liés à la fonte de la glace souterraine.</i>	55
1.5	<i>Distribution spatiale du pergélisol</i>	61
1.5.1	Les fondements de la modélisation du pergélisol	62
1.5.2	Les modèles topo-climatique	62
1.5.3	Les modèles empirico-statistiques	63
1.5.4	Les modèles à base physique	64
1.6	<i>Conclusion du chapitre</i>	66
Chapitre 2.	Cadre physio-géographique des sites d'étude	67
2.1	<i>Contexte général des sites d'étude : les Alpes du sud</i>	68
2.1.1	L'originalité régionale pour l'étude des glaciers rocheux	68
2.1.2	Un cadre géologique favorable à l'étude régionale des glaciers rocheux	69
2.1.3	Une situation d'abri favorable à un étage périglaciaire développé	70
2.2	<i>Présentation de la vallée de la Clarée</i>	72
2.2.1	Contexte morphostructural et topographique	73
2.2.1.1	<i>Une vallée marquée par de forts contrastes topographiques...</i>	73
2.2.1.2	<i>...conditionnés par la structure et la nature géologique des versants.</i>	74
2.2.2	Principales caractéristiques du climat	78

2.2.2.1	<i>Des précipitations et des températures favorables à la mise en place de conditions périglaciaires.....</i>	79
2.2.2.2	<i>Quelques spécificités climatiques importantes pour le pergélisol</i>	80
2.2.3	<i>Le contexte géomorphologique : entre abondance des formes périglaciaires et héritages glaciaires</i>	83
2.2.3.1	<i>Une grande diversité de glaciers rocheux</i>	83
2.2.3.2	<i>Les héritages glaciaires</i>	84
2.3	<i>Présentation de la haute vallée de l'Ubaye</i>	86
2.3.1	<i>Cadre topographique et morphostructural</i>	86
2.3.1.1	<i>Des conditions topographiques favorables au pergélisol et au fluage des matériaux meubles.....</i>	86
2.3.1.2	<i>Principaux éléments morphostructuraux.....</i>	87
2.3.2	<i>Contexte climatique.....</i>	92
2.3.2.1	<i>Normales climatiques de la région ubayenne.....</i>	92
2.3.2.2	<i>Quelques aspects climatiques fondamentaux pour le pergélisol en haute Ubaye</i>	94
2.3.3	<i>Aperçu géomorphologique de la haute vallée de l'Ubaye</i>	95
2.4	<i>Conclusion du chapitre</i>	98
Chapitre 3. Evolution géomorphologique des vallées de la Clarée et de l'Ubaye du Dernier Maximum Glaciaire au Petit Age de Glace : contraintes et interactions entre glacier et pergélisol ?		99
3.1	<i>Deux scenarii contrastés d'évolution au DMG entre les vallées de la Clarée et la vallée de l'Ubaye.</i>	100
3.1.1	<i>Modalités de désenglacement dans la vallée de l'Ubaye entre le Pléniglaciaire et le début de l'Holocène.....</i>	100
3.1.2	<i>Modalités de désenglacement dans la vallée de la Clarée entre le Pléniglaciaire et le Préboréal.....</i>	103
3.2	<i>Synthèse sur l'évolution géomorphologique des vallées de la Clarée et de l'Ubaye depuis le DMG</i>	106
3.3	<i>Englacement au Petit Age de Glace et désenglacement dans les hautes vallées de l'Ubaye et de la Clarée.</i>	107
3.4	<i>Le recours aux documents historiques pour la caractérisation de l'englacement du PAG</i>	108
3.5	<i>Le faible englacement de la vallée de la Clarée au PAG.</i>	109

3.5.1	Des conditions climatiques et morphostructurales peu favorables à l'englacement du PAG.....	109
3.5.2	Cartographie des glaciers du PAG.....	109
3.5.3	Géométrie locale des glaciers du PAG et interaction avec les glaciers rocheux actifs/inactifs.....	112
3.5.3.1	<i>La combe du Lac Rouge</i>	113
3.5.3.2	<i>Géométrie du glacier dans le cirque du Riou Blanc (Rif Blanc)</i>	113
3.6	<i>L'englacement du massif du Chambeyron au PAG : secteur le plus englacé des Alpes du sud sédimentaires</i>	114
3.6.1	Des conditions morphostructurales favorables à l'accumulation glaciaire.....	114
3.6.2	L'englacement en haute Ubaye : des glaciers restreints au massif du Chambeyron.	115
3.6.3	Cartographie des glaciers (Assier, 1993) et des glaciers rocheux actifs/inactifs.	116
3.7	<i>Conclusion du chapitre</i>	118
Chapitre 4. Inventaire, identification et choix de glaciers rocheux de référence		119
4.1	<i>Méthodes utilisées pour la constitution de l'inventaire et pour déterminer les caractéristiques des glaciers rocheux</i>	120
4.1.1	Inventaire et caractérisation des glaciers rocheux au moyen des sources iconographiques.....	120
4.1.1.1	<i>Les photographies aériennes</i>	120
4.1.1.2	<i>Les documents d'archives</i>	121
4.1.2	Investigations de terrain et cartographie géomorphologique.	121
4.1.2.1	<i>Démarche naturaliste sur le terrain</i>	121
4.2	<i>Distribution et caractéristiques des glaciers rocheux à l'échelle régionale</i>	122
4.2.1	Deux vallées marquées par un nombre important de glaciers rocheux « frais ».....	122
4.2.2	Régularités statistiques en matière de localisation des glaciers rocheux.	124
4.2.2.1	<i>Distribution selon l'altitude de la racine et des fronts.</i>	124
4.2.2.2	<i>Distribution selon l'exposition</i>	125
4.2.2.3	<i>Relation entre paramètres de radiation solaire incidente et altitude des glaciers rocheux</i>	126
4.2.2.4	<i>Relation entre paramètres lithologiques et distribution des glaciers rocheux</i>	128

4.2.2.5	<i>Transition morphologique entre la racine du glacier rocheux et sa partie amont.</i>	128
4.2.3	Des glaciers rocheux aux superficies modestes.....	129
4.3	<i>Synthèse des types de glaciers rocheux</i>	131
4.3.1	Talus-derived rockglacier	133
4.3.2	Glacier-derived rockglacier	134
4.4	<i>Sélection des glaciers rocheux de référence</i>	135
4.5	<i>Conclusion du chapitre</i>	137
Chapitre 5.	Modélisation spatiale du pergélisol à l'échelle régionale.....	139
5.1	<i>Méthodologie adoptée pour la modélisation du pergélisol</i>	140
5.1.1	La régression logistique	140
5.1.1.1	<i>Définition.....</i>	140
5.1.1.2	<i>Principe général de la méthode</i>	140
5.1.2	Variable à modéliser (VM) et variables prédictives (VP)	141
5.1.2.1	<i>L'utilisation des températures d'eau de source comme variable dépendante : principes et dispositifs d'acquisition des données.....</i>	141
5.1.2.2	<i>Les variables prédictives (VP) : sélection et acquisition</i>	145
5.1.3	Classification de la probabilité d'occurrence du pergélisol	147
5.1.3.1	<i>Méthodes de classification des séries continues.....</i>	147
5.1.3.2	<i>Les classes de probabilité dans la littérature liée au pergélisol.....</i>	148
5.1.3.3	<i>Seuils retenus pour la classification de la probabilité d'occurrence du pergélisol.</i>	149
5.1.4	Evaluation qualitative de la qualité du modèle	150
5.2	<i>Températures d'eau de source et variables environnementales</i>	150
5.2.1	Les températures d'eau de source à l'échelle régionale : quelques régularités statistiques.....	151
5.2.1.1	<i>La gamme des températures mesurées.....</i>	151
5.2.1.2	<i>Orientation/radiation solaire des mesures de température.....</i>	151
5.2.1.3	<i>1.2.2.3 Distribution altitudinale des températures relevées</i>	153
5.2.2	L'hétérogénéité de la variabilité des températures d'eau de source à l'échelle du cirque glaciaire.....	154

5.2.2.1	<i>Un secteur à forte variabilité des températures: l'exemple du cirque des Muandes (Clarée)</i>	154
5.2.2.2	<i>Un secteur à forte homogénéité des températures : l'exemple des Cerces (Clarée)</i>	156
5.2.3	Les températures d'eau de source à grande échelle	158
5.2.3.1	<i>La décroissance des températures en fonction de la distance à la source : l'exemple des Gardioles.....</i>	158
5.2.3.2	<i>Température de l'eau à l'amont et à l'aval d'un glacier rocheux : l'exemple de la Pointe Basse de Mary (Ubaye).....</i>	160
5.2.4	Synthèse sur les températures d'eau de source.....	163
5.2.5	Variables prédictives retenues pour la modélisation	163
5.2.5.1	<i>Association avec la présence/absence de pergélisol</i>	163
5.2.5.2	<i>Diagnostic de la multicolinéarité</i>	164
5.3	<i>Le modèle régional de distribution du pergélisol</i>	165
5.3.1	Analyse des coefficients.....	165
5.3.2	Cartes de distribution du pergélisol à l'échelle des hautes vallées de la Clarée et de l'Ubaye	166
5.3.3	Analyse visuelle qualitative des cartes	169
5.3.4	Modélisation spatiale du pergélisol et distribution des glaciers rocheux.	170
5.4	<i>Conclusion du chapitre</i>	173
Chapitre 6. Du topo-climat au contexte local : interprétations géomorphologiques et mesures de résistivité électrique.....		175
6.1	<i>Méthodes d'étude des glaciers rocheux à grande échelle</i>	177
6.1.1	Cartographie et légende géomorphologique	177
6.1.2	Structure interne des glaciers rocheux par tomographie de la résistivité électrique	177
6.1.2.1	<i>Tomographie de la résistivité électrique : principes et choix de terrain ...</i>	179
6.1.2.2	<i>Résistivimètre, protocole de mesure et types de configuration.</i>	180
6.2	<i>Les glaciers rocheux englacés au PAG : le poids de l'héritage glaciaire dans la répartition et le type de glace souterraine</i>	181
6.2.1	Les glaciers rocheux du Lac Rouge.....	181
6.2.1.1	<i>Contexte et description géomorphologique des glaciers rocheux</i>	181
6.2.1.2	<i>Choix des emplacements de mesure</i>	188

6.2.1.3	<i>Les 4 tomographies électriques des glaciers rocheux du Lac Rouge</i>	188
6.2.1.4	<i>Evolution de l'englacement depuis le PAG, distribution et type de glace souterraine.</i>	193
6.2.1.5	<i>Synthèse sur la distribution de la glace souterraine dans le glacier rocheux du Lac Rouge</i>	195
6.2.2	<i>Le glacier rocheux du Marinnet</i>	195
6.2.2.1	<i>Caractéristiques géomorphologiques du complexe glacier/glacier rocheux du Marinnet occidental</i>	195
6.2.2.2	<i>L'apport des mesures de résistivité électrique et choix des secteurs de mesure</i>	200
6.2.2.3	<i>Résultats : le pergélisol à l'échelle des unités morphologiques de surface</i>	201
6.2.2.4	<i>Du glacier au glacier rocheux : éléments d'explication de la distribution actuelle de la glace de pergélisol.</i>	203
6.2.2.5	<i>Hypothèses de mise en place et clés d'interprétation de la structure actuelle du glacier rocheux.</i>	204
6.2.2.6	<i>Synthèse sur la distribution de la glace dans le glacier rocheux du Marinnet..</i>	205
6.3	<i>Les glaciers rocheux non englacés au PAG : le poids de la géodynamique locale dans la répartition et le type de glace souterraine</i>	206
6.3.1	<i>Le secteur des Béraudes.</i>	206
6.3.1.1	<i>Le glacier rocheux de Béraudes : présentation géomorphologique</i>	206
6.3.1.2	<i>Apport des mesures géoélectriques et choix des profils.</i>	210
6.3.1.3	<i>Structure interne du glacier rocheux des Béraudes</i>	210
6.3.1.4	<i>Synthèse sur la distribution de la glace dans le glacier rocheux des Béraudes</i>	213
6.3.2	<i>Le secteur du Roure</i>	213
6.3.2.1	<i>Un ensemble complexe de formes actives et dégradées</i>	213
6.3.2.2	<i>Contribution des sondages électriques à la détection de la glace souterraine</i>	218
6.3.2.3	<i>Le pergélisol à l'échelle des glaciers rocheux.</i>	218

6.3.2.4	<i>Clés d'interprétation de la distribution actuelle et de la nature de la glace souterraine</i>	219
6.3.3	Synthèse sur la distribution de la glace dans les glaciers rocheux non englacés au PAG	219
6.4	<i>Résumé de la distribution de la glace souterraine dans les glaciers rocheux sud alpins : l'enseignement des mesures de résistivité électrique.</i>	220
6.4.1	Typologie de la distribution et du type de la glace à l'intérieur des glaciers rocheux : quelques facteurs d'explication.	220
6.4.1.1	<i>Distribution continue à l'échelle du glacier rocheux : l'exemple du Lac Rouge ouest.</i>	220
6.4.1.2	<i>Discontinuité longitudinale : le glacier rocheux du Lac Rouge oriental et du Marinnet</i>	221
6.4.1.3	<i>Discontinuité latérale</i>	222
6.4.1.4	<i>Distribution cantonnée au pied de paroi, à l'intérieur des éboulis</i>	223
6.4.2	Synthèse : distribution altitudinale et types de glace de pergélisol rencontrés dans les vallées de la Clarée et de l'Ubaye	223
6.5	<i>Conclusion du chapitre</i>	225
Chapitre 7. Fonctionnement et régime thermique de surface des glaciers rocheux.....		227
7.1	<i>Suivi microclimatique à la surface des glaciers rocheux</i>	228
7.1.1	Principe de la méthode	228
7.1.2	Comportement thermique théorique d'un sol à pergélisol	228
7.1.3	Dispositif de suivi et mise en place des dataloggers	230
7.1.4	Les glaciers rocheux suivis	230
7.2	<i>L'impact des différents facteurs topo-climatiques sur le comportement thermique de surface</i>	232
7.2.1	Le rôle de l'altitude	232
7.2.2	La radiation solaire incidente.....	233
7.2.3	Couvert neigeux et température de surface.	235
7.2.3.1	<i>Variabilité interannuelle.</i>	235
7.2.3.2	<i>Découplage des températures sol/air à l'échelle régionale.</i>	235
7.3	<i>Le régime thermique des glacier rocheux des Alpes du sud.</i>	237
7.3.1	Le régime thermique des glaciers rocheux recouverts par un glacier au PAG. ...	237
7.3.1.1	<i>Le Lac Rouge.</i>	237

7.3.1.2	<i>Le Riou Blanc</i>	241
7.3.1.3	<i>Le Marinet</i>	243
7.3.2	Régime thermique de surface sur les glaciers rocheux non englacés au PAG	247
7.3.2.1	<i>Le glacier rocheux de Moutouze</i>	247
7.3.2.2	<i>Le glacier rocheux de Roure</i>	249
7.3.3	Synthèse sur le régime thermique des glaciers rocheux non englacés au PAG ..	252
7.4	<i>Typologie et distribution spatiale des régimes mesurés sur les glaciers rocheux sud-alpins</i>	252
7.4.1	Le régime proche de celui du pergélisol théorique	252
7.4.2	Le régime thermique indiquant l'absence de pergélisol	253
7.4.3	Le régime thermique à variabilité permanente.....	255
7.4.4	Le régime thermique présentant une variabilité de faible amplitude tout au long de l'hiver	256
7.5	<i>Température de surface et déséquilibre du pergélisol : que nous enseignent les MAGST ?</i>	257
7.5.1	Variations spatiales de la MAGST à l'échelle régionale	257
7.5.2	MAGST à l'échelle locale.....	259
7.6	<i>Conclusion du chapitre</i>	261
Chapitre 8. Suivi géodésique de la cinématique de surface des glaciers rocheux.....		263
8.1	<i>Matériel, méthodes et sélection des sites de suivi.</i>	264
8.1.1	Les différentes méthodes de suivi des déplacements de surface	264
8.1.2	Principe de l'utilisation du tachéomètre	264
8.1.3	Démarche d'acquisition sur le terrain	266
8.1.4	Sélection des glaciers rocheux pour le suivi des déplacements de surface	266
8.2	<i>Quelques informations statistiques sur le déplacement des GR en Clarée et en Ubaye.</i>	267
8.2.1	Paramètres centraux des déplacements en Ubaye et en Clarée.....	267
8.2.2	L'ampleur variable des déplacements à l'échelle du glacier rocheux	268
8.3	<i>Cinématique à l'échelle infra-glacier rocheux ; résultats des campagnes de mesure (2010 à 2012)</i>	269
8.3.1	Le glacier rocheux du Lac Rouge.....	269
8.3.1.1	<i>Caractéristiques principales des déplacements de surface</i>	269
8.3.1.2	<i>Facteurs d'explication</i>	269

8.3.2	Le glacier rocheux du Riou Blanc	271
8.3.2.1	<i>Caractéristiques principales des déplacements de surface.....</i>	271
8.3.2.2	<i>Facteurs d'explication</i>	272
8.3.3	Le glacier rocheux de Moutouze.....	273
8.3.3.1	<i>Caractéristiques principales des déplacements de surface.....</i>	273
8.3.3.2	<i>Facteurs d'explication</i>	274
8.3.4	Le glacier rocheux du Marinet	275
8.3.4.1	<i>L'apport des travaux d'A. Assier (1993) pour le suivi des mouvements de la zone racinaire</i>	276
8.3.4.2	<i>Facteurs d'explication des mouvements observés.....</i>	278
8.3.5	Le glacier rocheux du Roure.....	279
8.3.5.1	<i>Caractéristiques principales des déplacements</i>	279
8.3.5.2	<i>Facteurs d'explication</i>	280
8.3.6	Synthèse sur les déplacements mesurés à la surface des glaciers rocheux des vallées de l'Ubaye et de la Clarée	281
8.4	<i>Essai de typologie régionale de la cinématique des glaciers rocheux :</i>	282
8.4.1	Peut-on à partir de l'examen des variations verticales, caractériser ce qui relève de la dégradation de la glace souterraine de ce qui relève du « simple fluage » des glaciers rocheux ?.....	282
8.4.2	Type 1 : formes mouvantes d'évolution « classique »	283
8.4.3	Type 2 : formes mouvantes dont l'évolution actuelle est en partie conditionnée par la présence de glace massive souterraine.....	284
8.5	<i>Conclusion du chapitre</i>	287
Chapitre 9. Caractérisation et répartition spatiale de la dégradation du pergélisol dans les Alpes du sud.		289
9.1	<i>Essai de caractérisation de la dégradation potentielle du pergélisol à la surface des glaciers rocheux englacés au PAG par combinaison d'indicateurs directs et indirects.</i>	290
9.1.1	Le glacier rocheux du Lac Rouge.....	290
9.1.1.1	<i>Les changements morphologiques associés à des processus thermokarstiques.</i>	290
9.1.1.2	<i>Un mouvement de masse dans la zone frontale : signe de dégradation du pergélisol ?</i>	291
9.1.1.3	<i>Homogénéité de la répartition des changements morphologiques</i>	292

9.1.1.4	<i>Que nous enseignent les autres indicateurs ?</i>	293
9.1.2	Le glacier rocheux du Riou Blanc.	294
9.1.2.1	<i>Changements morphologiques dans la zone englacée au PAG</i>	294
9.1.2.2	<i>Affaissement du front du glacier rocheux ?</i>	298
9.1.2.3	<i>Des changements morphologiques majoritaires dans la zone amont</i>	298
9.1.2.4	<i>L'apport des autres indicateurs pour la caractérisation du déséquilibre du pergélisol.</i>	299
9.1.3	Le glacier rocheux du Marinnet.	301
9.1.3.1	<i>Un glacier rocheux peu marqué par les changements morphologiques ..</i>	301
9.1.3.2	<i>Quid des autres indicateurs ?</i>	304
9.2	<i>L'absence d'indices de la dégradation du pergélisol sur des glaciers rocheux non englacés au PAG.</i>	307
9.2.1	L'absence de changements morphologiques significatifs sur les glaciers rocheux du Roure, des Béraudes et de Moutouze.	307
9.2.2	Facteurs d'explication de l'absence de ces changements morphologiques	307
9.2.2.1	<i>Les contraintes topographiques à l'origine de l'absence de crevasses</i>	307
9.2.2.2	<i>L'absence de glace massive conditionne l'absence de phénomènes thermokarstiques.</i>	308
9.2.3	Qu'apportent les indicateurs autres que la morphologie de surface ? Peuvent-ils contribuer à la caractérisation de l'état du pergélisol ?.....	308
9.2.3.1	<i>Les déplacements de surface</i>	309
9.2.3.2	<i>La végétation</i>	309
9.2.3.3	<i>La température de surface</i>	309
9.3	<i>Un modèle topo-climatique de la distribution du pergélisol en déséquilibre dans les vallées de la Clarée et de l'Ubaye.</i>	312
9.3.1	Démarche suivie pour la modélisation du pergélisol en déséquilibre	312
9.3.1.1	<i>Déséquilibre thermique ou dégradation du pergélisol : quel(s) indicateur(s) utiliser dans le cadre de la modélisation ?</i>	312
9.3.1.2	<i>Acquisition de la base de données.</i>	313
9.3.1.3	<i>Cartographie des secteurs de pergélisol en déséquilibre</i>	313
9.3.2	Résultats.....	314

9.3.2.1	<i>Distribution des zones de déséquilibre en fonction de la radiation solaire incidente</i>	<i>314</i>
9.3.2.2	<i>Distribution des zones de déséquilibre du pergélisol à l'échelle des hautes vallées de la Clarée et de l'Ubaye.....</i>	<i>316</i>
9.3.2.3	<i>Analyse qualitative des cartes à grande échelle.....</i>	<i>318</i>
9.3.2.4	<i>Discussion : limite de l'utilisation des MAGST comme indicateur du déséquilibre.....</i>	<i>320</i>
9.4	<i>Conclusion du chapitre</i>	<i>321</i>
	Conclusion générale.....	323
	Bibliographie	327
	Table des Figures	349
	Liste des tableaux	363
	Table des matières.....	365
	Annexes	377

Annexes

Annexe A : Températures d'eau de source	378
Annexe B : Valeurs de déplacement des blocs à la surface des glaciers rocheux	380
Annexe C : Légende de la carte géomorphologique du glacier rocheux de Lanserlia (Kaiser, 1975).....	383

Annexe A : Températures d'eau de source

X	Y	Altitude	T°_EXT	T°_BASE_N_	T°_EAU	Observations
975144.6	6446607.1	2614	18.6			0.1 Au pied d'un glacier rocheux "très frais"
1007170.9	6390143.6	2917	25.8			0.1
974824.2	6447482.4	2674	0.0			0.2
974843.9	6447513.8	2658	0.0			0.2
1006782.1	6391264.5	2757	18.0			0.2
975879.2	6444767.5	2749	22.6			0.2
1006365.8	6390131.2	2881	0.0			0.3
980691.3	6446241.1	2678	0.0			0.3
974882.1	6447594.0	2632	0.0			0.3
975110.5	6445675.6	2630	17.4			0.3 qqs blocs enchassés dans la glace
974714.8	6445860.2	2695	20.1 0,6			0.3 eau courante
975771.4	6444870.7	2722	20.6			0.3 entre bloc, eau courante,
1008706.3	6394437.4	2988	21.0			0.3
1008834.6	6394285.4	3008	21.9			0.3
975680.5	6444938.5	2689	23.8			0.3 entre bloc, eau courante, névé à l'amont
975858.5	6444651.1	2775	25.7			0.3
975819.1	6444627.1	2778	0.0			0.4
1009219.0	6394684.3	2761	25.3			0.4
975113.4	6445517.4	2702	25.5 0,7			0.4 Glace de regel entre les cailloux et blocs
1009673.4	6391952.0	2769	25.9			0.4 aval névé (matrice hétérométrique)
1010173.8	6393061.9	2914	20.0			0.5
1009784.5	6392034.5	2747	24.0			0.5 aval névé (matrice hétérométrique)
974857.0	6446220.7	2722	0.0			0.7 Expo sud, mais protégée par un masque montagn
974849.9	6446248.2	2726	0.0			0.7 Expo sud, mais protégée par un masque montagn
1007392.6	6391034.5	2782	11.0			0.7 aval d'un névé, mesure dans une pissette
1009275.4	6391845.8	2741	17.6 0,7			0.7 aval névé situé en pied de paroi (mesure névé
979507.6	6448425.9	2872	19.3			0.7 glace de regel, mesure dans cuvette creusée main
1010101.1	6392916.5	2873	21.7			0.7
979488.8	6448437.0	2872	23.7			0.7 glace de regel ? sur Dalle
1006170.6	6390100.6	2867	26.2			0.7
975714.7	6445156.1	2608	0.0			0.8
975166.5	6445544.5	2682	22.5 0,1			0.8 Air sous névé, très peu d'eau liquide
978089.2	6448423.4	2632	24.5 1,5			0.8 Glace ? la base du névé, température de l'eau
1009171.8	6391824.0	2725	13.8			0.9 aval névé situé en pied de paroi
975433.4	6445872.3	2518	20.3			0.9 A l'aval du lobe d'un éboulis fluant
975312.0	6445568.5	2654	22.0 1,1			0.9 Air sous névé, très peu d'eau liquide, présence
1003008.7	6396803.7	2630	24.8 0,9			0.9 contact névé/sol, 50cm ss névé dans l'air
978976.1	6450776.2	2867	17.0			1.0 Différence roches vertes et roches grises
979267.7	6449952.3	2752	22.0 1			1.0 Glace ? la base du névé, température de l'eau
975449.2	6445543.7	2692	23.0 0,8			1.0 Paillettes de glace dans le sol, formation sa
979248.1	6449813.6	2740	23.5 1			1.0 eau courante sous névé, présence de glace
979205.4	6449422.5	2718	24.5			1.0 proximité glacier rocheux, présence de blocs
975026.3	6445449.7	2764	24.8 0,2			1.0 Glace de regel entre les cailloux et blocs
975729.6	6445175.5	2601	25.9			1.0 aval GR fossile, entre blocs, eau courante
1007321.0	6391066.2	2759	9.0			1.0 aval d'un névé, mesure dans une pissette
1007119.4	6391694.6	2597	11.9			1.0 aval d'un névé, mesure dans une pissette
975520.6	6445925.9	2511	18.6			1.0 Glacier rocheux avec eau qui suinte, présence
978235.1	6448375.3	2656	24.1			1.0 Glace massive sous les roches, air froid, eau
1003038.5	6396528.3	2624	18.6 1,3			1.0 pied éboulis (couloir avalanche)
979341.7	6448848.5	2769	30.0			1.0 aval névé dans pissette
980656.0	6446243.7	2662	0.0			1.0
1009456.5	6391864.5	2775	25.1 1,4			1.0 névé pied de paroi proche racine GR
979127.7	6450041.0	2736	0.0 2			1.5 éboulis fluant
978657.1	6450421.4	2718	13.0 1			1.5 Pergélisol possible. Présence glace
978825.7	6450710.7	2801	17.0 1			1.5 Formes d'éboulis fluantes. Blocs sans lichens
979081.0	6450049.5	2729	17.5 1			1.5 Nombreuses sources qui suintent des parois
978293.0	6448219.3	2729	18.6			1.5 température prise ? proximité de l'eau courante
1008916.3	6391609.3	2675	20.1			1.5 aval névé, versants stabilisés, émoussés
979275.6	6449860.7	2749	22.5			1.5 contact avec l'air, sonde dans de la boue sta
979064.6	6448765.5	2731	24.5 1,5			1.5 exposition sud mais ombrage
978922.7	6448467.2	2716	28.5 1,5			1.5 2.5°C température du molisol ? l'air libre
979238.5	6448518.1	2760	29.5			1.5 Présence d'un ciment de glace

978203.6	6448381.9	2654	18.2	1.6 Glace sous les blocs, températures prises ? 4
978130.1	6448426.5	2632	25.3 0,4	1.6 Glace massive entre les blocs, température pr
1006357.4	6390141.1	2891	26.0	1.6
1009445.3	6391919.8	2753	25.3 1,8	1.8 pied de névé, glace de regel ? l'aval
978108.5	6448686.4	2548	21.6	1.9 ? l'aval du vallon, en aval du glacier inacti
978683.8	6450453.5	2724	14.5 1	2.0 Apparition de formes fluantes
978629.7	6450532.6	2732	15.0	2.0 Aval névé
978633.0	6450528.8	2732	15.0	2.0 névé
978658.1	6450355.3	2712	15.5	2.0
1002995.3	6396569.2	2632	19.0 2	2.0 air intérieur, contact névé/roche
979265.0	6449828.9	2748	20.5	2.0 eau ruisselée sur une dalle
977660.4	6449898.3	2616	22.0 1	2.0 Seul névé du secteur, conditions particuli?re
979201.8	6449696.8	2718	22.5	2.0 sous roche, proche d'un névé abrit?
978696.5	6450616.8	2757	23.0	2.0
979074.5	6449444.7	2678	23.0	2.0
978614.2	6448637.4	2644	23.5	2.0 eau coulant sous les roches, loin des névés
979265.7	6449926.1	2751	24.0	2.0 sans névé, température relev? sous les roches
979096.0	6448454.2	2767	30.0	2.0 Air ? 2°C. eau qui coule abondamment
980624.9	6446252.1	2658	0.0	2.1
979024.3	6448448.8	2752	26.0 2,5	2.5 1.5°C température du mollisol ? l'air libre. G
1006178.2	6390101.3	2867	27.0	2.6
978963.6	6449865.3	2674	23.0 1	3.0 Roche moutonnée avec grès congométratiques
979294.5	6448653.6	2754	28.0	3.0 pas assez abrité ??
1006678.1	6392296.0	2553	15.0	3.4 Front GR Marinnet, contact du lac
1003473.1	6396919.9	2545	23.3 3,4	3.4 contact névé/sol
979093.1	6450035.4	2721	0.0 1,5	3.5 Mollisol
978851.4	6449732.6	2624	15.0 1	3.5 Pas d'éboulis fluant
979223.2	6448576.1	2749	30.0	3.5 eau courant sous les roches, loin d'un névé, 15
1010159.4	6392476.5	2752	21.0	3.8
1007686.7	6391522.8	2711	13.0	3.9 éboulis, versants, amont d'une source
980520.2	6445988.9	2604	0.0	4.0
978604.3	6450111.8	2668	18.5 1	4.0
975141.9	6447907.2	2472	26.5	4.0
977725.9	6448895.3	2483	21.0	4.1 dans petit cours d'eau
975447.2	6447719.8	2411	28.0	4.4
978550.0	6450366.2	2710	18.0 2	4.5
1008189.0	6392067.2	2544	24.5	4.5
980387.9	6445747.3	2506	0.0	5.2
974872.8	6445904.2	2655	0.0	5.3 comparaison, altitude identique au versant sud
1003386.1	6396597.6	2563	19.9	5.3 source pissette, pas de névé
978968.0	6449873.6	2674	0.0 8	8.0 Mollisol épais sous névé (30 cm), air sous névé
1008812.6	6394469.6	2916	20.0	8.0
978679.4	6448650.3	2645	27.0 1,5	8.0 9°C en haut du névé, l'eau provient d'une dalle
974961.8	6445987.0	2651	0.0	8.9 très peu d'eau dans le bassin, mais eau coura
1009427.0	6394979.3	2600	25.3	9.6

Lac Rouge

Juillet 2010						Juillet 2011						Juillet 2012					
N°Point	X	Y	Z	SD		N°Point	X	Y	Z	SD		N°Point	X	Y	Z	SD	
1	-52.555	49.651	-34.171	80.034		1	-59.168	42.168	-34.265	80.331		1	-50.31	52.23	-34.111	80.141	
2	-81.06	78.769	-35.876	118.547		2	-91.277	67.134	-35.993	118.886		2	-77.308	82.647	-35.821	118.702	
3	-99.326	131.756	-44.027	170.721		3	-116.528	117.156	-44.184	171.045		3	-92.984	136.455	-43.986	170.881	
4	-110.055	199.703	-55.86	234.762		4	-136.511	183.091	-55.983	235.141		4	-100.622	205.028	-55.658	235.071	
5	-132.179	201.568	-53.307	246.864		5	-158.639	181.986	-53.478	247.275		5	-122.539	208.066	-53.243	247.269	
6	-161.64	146.725	-46.732	223.184		6	-180.338	123.544	-46.494	223.487		6	-154.607	154.39	-46.226	223.329	
7	-168.236	115.245	-42.962	208.4		7	-182.507	91.48	-43.115	208.652		7	-162.552	123.22	-42.915	208.441	
8	-178.733	82.069	-37.96	200.304		8	-188.368	57.13	-38.065	200.487		8	-174.534	90.464	-37.881	200.201	
9	-177.66	194.95	-52.104	268.855		9	-202.798	169.078	-52.37	269.178		9	-168.376	203.359	-52.067	269.102	
10	-173.774	243.934	-65.411	306.56		10	-205.852	218.118	-66.472	307.194		10	-162.48	252.249	-66.074	307.236	

Marinet

Aout 2010						Juillet 2011						juin-12					
N°Point	X	Y	Z	SD		N°Point	X	Y	Z	SD		N°Point	X	Y	Z	SD	
1	-85.966	-760.877	161.84	782.644		1	-99.643	758.938	162.212	782.564		1	-189.434	163.931	163.231	782.87	
2	-101.848	-700.601	141.633	722.002		2	-69.674	704.286	141.899	721.916		2	-153.153	143.404	142.704	722.226	
3	-129.519	-636.512	127.792	662.014		3	-27.365	648.246	127.783	661.39		3	-104.088	128.978	128.278	661.028	
4	-115.609	-612.102	114.55	633.374		4	-35.126	621.187	114.424	632.71		4	-109.008	115.447	114.747	632.28	
5	-111.703	-562.792	95.299	581.635		5	-26.857	572.335	95.175	580.902		5	-94.433	96.622	95.922	580.408	
6	-65.286	-527.109	80.467	537.201		6	-63.355	526.884	80.442	536.82		6	-125.966	81.314	80.614	536.593	
8	77.18	-533.212	53.401	541.411		8	-203.002	498.986	53.392	541.39		8	-260.662	54.703	54.003	541.622	
9	111.504	-464.649	37.759	479.332		9	-220.123	423.702	37.461	478.978		9	-268.787	38.427	37.727	479.058	
10	85.721	-407.949	24.764	417.593		10	-181.215	375.213	24.601	417.438		10	-224.363	25.504	24.804	417.378	
11	-25.494	-399.6	30.108	401.544		11	-71.306	393.595	29.977	401.162		11	-117.687	30.817	30.117	401.137	
12	-63.308	-322.613	12.122	329.266		12	-15.989	328.013	17.994	328.923		12	-54.946	18.744	18.044	328.844	
13	-11.923	-303.538	15.301	304.158		13	-61.342	297.189	15.066	303.853		13	-96.181	15.769	15.069	303.896	
14	-45.935	-228.116	6.259	232.779		14	-10.206	232.321	5.999	232.636		14	-37.707	6.687	5.987	232.821	

Moutouze

Aout 2010					Juillet 2011					Juillet 2012				
N°Point	X	Y	Z	SD	N°Point	X	Y	Z	SD	N°Point	X	Y	Z	SD
1	-11.647	-231.437	12.091	232.046	1	21.102	-231.171	12.27	232.457	1	-27.974	-230.645	12.388	232.666
2	-21.202	-216.599	7.375	217.76	2	9.296	-217.632	7.581	217.962	2	-36.702	-214.702	7.645	218.115
4	9.974	-165.816	-4.158	166.168	3	33.171	-162.968	-3.94	166.357					
6	26.773	-152.601	-7.863	155.131	4	47.996	-147.42	-7.684	155.227					
9	68.046	-130.89	-19.986	148.868	5	85.924	-120.068	-19.928	148.984					
8	67.151	-166.576	-3.837	179.602	6	89.997	-155.527	-3.665	179.726	3	55.645	-170.954	-3.75	179.821
11	92.448	-92.016	-35.929	135.294	7	104.584	-78.302	-35.737	135.448	5	86.019	-98.596	-35.745	135.64
13	164.269	-126.521	-45.704	212.161	8	180.523	-102.1	-45.49	212.326	7	155.18	-137.988	-45.415	212.565
14	190.441	-100.006	-56.337	222.356	9	202.624	-72.607	-56.064	222.421	8	183.096	-113.588	-55.888	222.597
15	230.26	-91.975	-61.968	255.575	10	240.91	-59.048	-61.75	255.611	9	223.255	-108.552	-61.551	255.762
16	230.164	-72.326	-67.301	250.47	11	238.061	-39.64	-67.146	250.504	10	224.434	-89.265	-66.949	250.64
18	245.533	-52.474	-73.292	261.555	12	250.486	-17.81	-73.129	261.548	11	241.236	-70.38	-72.961	261.669
12	139.023	-87.78	-51.291	172.231	13	150.028	-67.745	-51.021	172.339	6	132.511	-98.062	-50.95	172.643

Riou Blanc

Aout 2010					Juillet 2011					Juillet 2012				
N°Point	X	Y	Z	SD	N°Point	X	Y	Z	SD	N°Point	X	Y	Z	SD
1	-88.615	-268.958	6.82	283.22	1	6.385	-279.778	6.8	279.851	1	-62.495	-272.37	6.834	279.448
2	-113.98	-271.983	17.645	295.291	2	-16.271	-291.16	17.279	292.126	2	-87.431	-277.719	17.247	291.667
3	-168.275	-274.171	24.344	322.438	3	-27.2	-292.019	15.212	293.677	3	-98.19	-276.08	15.247	293.418
4	-195.301	-306.642	51.488	368.848	4	-66.861	-311.601	24.211	319.613	4	-141.492	-285.099	24.129	319.192
5	-166.698	-341.318	60.945	384.33	5	-42.564	-373.854	60.532	381.108	5	-165.298	-321.45	51.959	365.178
6	-173.522	-341.991	62.403	388.154	6	-66.968	-405.779	78.029	418.607	6	-133.437	-351.333	60.44	380.65
7	-200.406	-362.888	78.169	421.409	7	-119.801	-410.022	78.968	434.406	7	-164.823	-376.402	77.897	418.228
8	-252.337	-349.531	80.569	438.122	8	-153.43	-421.385	89.395	457.275	8	-216.897	-367.397	78.776	433.858
9	-287.267	-348.981	89.771	460.367	9	-155.2	-445.171	103.717	482.727	9	-252.242	-369.553	88.959	456.193
10	-298.084	-371.227	105.202	487.058	10	-135.828	-474.097	109.836	505.258	10	-259.765	-392.278	103.333	481.707
11	-288.135	-404.409	109.951	508.064	11	-144.465	-505.096	121.277	539.171	11	-248.213	-425.316	109.409	504.458
12	-306.871	-430.576	123.595	542.445	12	-137.447	-527.271	129.433	560.058	12	-263.818	-453.514	120.446	538.319
13	-307.627	-453.632	131.362	563.064	13	-160.824	-531.314	137.077	571.801	13	-286.615	-474.286	136.479	570.726
14	-330.461	-449.719	138.783	574.496	14	-6.049	-369.053	53.379	372.943	14	-97.071	-355.666	53.439	372.529
15	-198.353	-426.781	105.232	481.719	15	10.02	-348.48	40.468	350.966	15	-76.212	-339.778	40.533	350.573
16	-176.809	-412.191	95.35	458.035	16	69.199	-325.679	16.426	333.354	16	-63.6	-307.5	24.625	314.973
17	-156.381	-376.572	74.714	414.108	17	112.397	-316.458	8.667	335.938	17	-13.273	-332.28	16.521	332.956
18	-136.163	-364.548	67.429	394.537						18	31.398	-333.652	8.461	335.233
19	-130.599	-348.838	54.861	376.153										
20	-108.257	-334.742	32.752	354.002										
21	-92.714	-303.819	25.745	318.504										
22	-44.946	-333.191	17.552	336.552										
23	-1.635	-339.216	9.937	339.303										
24	-124.503	-269.085	16.382	296.82										

Roure

Aout 2010					Juillet 2011					Juillet 2012				
N°Point	X	Y	Z	SD	N°Point	X	Y	Z	SD	N°Point	X	Y	Z	SD
1	-155.116	-247.315	-37.335	294.311	1	-76.067	-281.067	-37.102	294.065	1	-106.722	-271.342	-37.635	293.993
2	-133.826	-288.926	-13.792	318.712	2	-43.437	-315.151	-13.431	318.413	2	-77.89	-308.265	-14.223	318.271
3	-43.3	-318.208	6.17	321.2	3	51.416	-316.662	6.504	320.875	3	16.616	-320.365	5.294	320.84
4	18.223	-320.591	23.062	321.936	4	111.015	-300.853	23.751	321.561	4	77.371	-311.095	22.624	321.37
5	117.97	-438.524	47.699	456.615	5	241.236	-384.007	48.847	456.119	5	197.563	-408.077	47.266	455.844
6	82.103	-454.051	54.102	464.578	6	211.016	-409.689	55.196	464.135	6	164.762	-430.339	53.629	463.914
7	70.946	-129.184	-8.416	147.524	7	105.535	-102.536	-7.952	147.358	7	93.537	-113.563	-8.405	147.364
8	325.481	-176.786	-16.355	370.753	8	362.917	-73.371	-15.954	370.577	8	352.374	-113.647	-16.037	370.594
10	444.603	-217.483	2.965	494.954	9	488.68	-77.252	3.288	494.768	9	476.926	-131.608	3.323	494.765

Annexe C : Légende de la carte géomorphologique du glacier rocheux de Lanserlia (Kaiser, 1975)

LEGENDE

I TOPOGRAPHIE

- courbe de niveau (équidistance des courbes: 10m)
- point côté
- rochers

II HYDROGRAPHIE

- lac
- mare
- marais
- source
- torrent à écoulement estival permanent
- ruisseau à écoulement estival temporaire

III NOTATIONS STRUCTURALES ET RELIEF DE GRAVITE

- schistes, micaschistes et roches vertes du complexe paléozoïque
- schistes phylliteux perméens
- roches vertes (roche en place ou altérée)
- dolomie et calcaire dolomitique triasiques
- argillite vacuolaire
- argillite (roche en place ou altérée)
- calcaire liasique en plaquettes
- calcaire liasique en plaquettes 1. a l'affleurement 2. sous un mince placage de géli fract
- calcaire dolomitique à grains fins (Lias?)
- calcaire conglomératique (Lias?)
- calcaire massif marmoréen du Malm
- calcaire phylliteux du Crétacé supérieur
- schistes de Pralognan (Paléocène?)
- schistes de Pralognan (roche en place ou altérée)
- gypse et anhydrite
- schistes lustrés
- schistes lustrés (roche en place ou altérée)
- roche disloquée (paléozoïque-mésozoïque)
- piton monolithique
- escarpement structural développé dans la roche en place (paléozoïque-mésozoïque)
- escarpement structural masqué par les altérites minces et le couvert végétal
- pendage de stratification
- pendage de schistosité
- orientation des joints de schistosité ou de diaclase
- faille d'âge indifférencié
- alignement structural (trace au sol d'une discontinuité structurale, escarpement ou dépression en résultant)
- escarpement d'effacement rectiligne
- escarpement d'effacement curviligne
- escarpement d'effacement rectiligne d'origine séismotectonique hautement probable
- dépressions fermées alignées sur une fracture d'origine séismotectonique hautement probable
- dépression fermée d'origine complexe (structurale pour partie)

IV LES FORMES DE DISSOLUTION

- ligne de concavité délimitant une dépression ouverte
- ligne de concavité délimitant une dépression fermée
- entonnoirs de dissolution du gypse
- crête résultant de la dissolution différentielle
- argile résiduelle d'altération du gypse

V FORMES ET FORMATIONS GLACIAIRES

- moraine de bas de versant (moraine "ancienne" d'extension régionale)
- moraine de versant peu épaisse à formation superficielle sus-jacente
- moraine de versant épaissie localement (moraine de cirque d'extension locale)
- butte morainique
- crête morainique mal marquée dans la topographie
- fond de cirque glaciaire ancien
- roche moutonnée
- bloc erratique
- glacier rocheux bien individualisé par un talus bordier latéral et frontal sans contre-pente interne
- bourrelet frontal secondaire de solifluxion (amplitude < 3 m)
- crête morainique secondaire créant une contre-pente
- talus morainique ne créant pas de contre-pente
- chapelet de talus morainiques ne créant pas de contre-pente
- dépression fermée d'origine glaciaire
- moraine de névé; matériel éboulé ou glissé modelé en moraine de névé
- névé (septembre 1970)

VI FORMES ET FORMATIONS DE PENTE SOUS AFFLEUREMENT ROCHEUX

1. LES SIGNES COMMUNS
(la couleur indique la nature du matériel)

- écouloir d'éboulis (érosion-accumulation)
- mégalithe (paléozoïque-mésozoïque) représentation à l'échelle
- épandage de très gros blocs (> 1 m)
- épandage de gros blocs (40 cm - 1 m)
- épandage de blocs et pierres (7 cm - 40 cm)
- épandage de fines
- limite de concentration de blocs
- placage mince de géli fract (ne pas tenir compte du fond rouge)
- pierrier peu végétalisé à fines et blocs imbriqués sur pente faible (< 1%)

2. LES SIGNES SPECIFIQUES AUX UNITES LITHOLOGIQUES

- les grands pierriers calcaires peu végétalisés
- cône d'éboulis à forte pente
- cône surbaissé à la topographie irrégulière
- abrupt en pente forte d'amplitude > 5 m
- abrupt en pente forte d'amplitude < 5 m
- sillons longs et étroits de largeur < 3 m
- sillons longs et étroits de largeur < 3 m dans les glaciers rocheux
- brèche de pente calcaire
- Malm Lias nature des blocs les plus représentés en surface sur l'ensemble du pierrier
- les formations de pente des schistes lustrés
- versant régularisé sur altérites à fines prépondérantes (< 1 cm)
- géli fract schisteux de toute taille d'épaisseur variable
- abrupt à forte pente (amplitude 1-5 m) délimitant un amas de blocs
- les formations de pente des micaschistes et roches vertes paléozoïques
- talus de blocs de taille variable (tablier d'éboulis mal venu)
- clapier à remplissage basal et médian > 1 mètre

VII MODELE :

SOLIFLUXION GELITURBATION. RELATION AVEC LA VEGETATION RAVINEMENT.

- ligne de crête due au recouvrement de versants
- convexité
- concavité

Solifluxion

- mouvement de masse généralisée dans une formation à fines et gros blocs
- mouvement de masse et érosion linéaire combinés
- coulée de blocs jointifs à bourrelet bordier décimétrique
- longue de pierres dressées
- figures de pierres partiellement enterrées
- bourrelet de solifluxion associé à 1 gros bloc isolé (représentation sélective)
- sillons tracés par des blocs mobiles dans un matériel riche en fines (représentation sélective)
- solifluxion laminaire généralisée dans une formation à fines prépondérantes
- longues loupes de solifluxion
- loupes courtes et trapues

Unités en relation étroite avec la végétation

- "buttes gazonnées" sur pente faible à nulle (< 10%)
- mottureaux allongés sur pente faible (10-20%)
- gradins à dénivelé décimétrique entretenus par la végétation (ex: gradins à festuca violaceae; gradins à sesleria coerulescens)
- pelouse ouverte à banquettes discontinues (ex: elynetum)
- fermeture linéaire dans la couverture végétale (niche d'arrosage, niche de nivation, tête de ravin)
- longs sillons végétalisés de profondeur < 50 cm
- dépression piègeant des sédiments fins de nature variée
- combe à neige
- circonv spinosissimum
- écoulement linéaire sous la couverture végétale
- limite de représentation areolaire

Action des eaux courantes

- chenal d'écoulement des eaux (eaux pluviales, eaux de fonte)
- chenal large d'écoulement des eaux hérité du modèle glaciaire
- incision linéaire en V d'amplitude < 1 mètre
- incision linéaire à fond plat d'amplitude < 1 mètre
- incision linéaire à fond plat d'amplitude > 1 mètre
- incision linéaire de plus de 5 mètres d'amplitude
- chenal actif d'érosion torrentielle à bourrelets
- cône de déjection : à éléments fins; à éléments fins et grossiers

VIII IMPLANTATIONS HUMAINES

- route d'alpage
- sentier
- érosion linéaire anthropique ou pastoriale développée aux dépens de la couverture végétale
- canal d'irrigation
- refuge, porte du Parc National de la Vanoise

Résumé : Suivi local et régional du pergélisol dans le cadre du changement climatique contemporain : application aux vallées de la Clarée et de l'Ubaye (Alpes du sud, France)

Le présent travail vise à rendre compte à différentes échelles spatiales, de la distribution, de l'état et de la dynamique actuelle du pergélisol dans des contextes d'occurrences variées. Il vise aussi à caractériser la ou les réponses du pergélisol au changement climatique contemporain. Pour réaliser ces objectifs, le choix du terrain support de l'étude s'est porté vers deux vallées des Alpes du sud (Clarée et Ubaye). Tout d'abord, la répartition spatiale du pergélisol a été abordée à l'échelle régionale par le biais d'un modèle empirico-statistique. A cette échelle, le pergélisol se répartit entre 2600 et 3000 m et est en grande partie influencé par l'altitude et la radiation solaire incidente. Ensuite, à l'échelle locale, la mise en place d'un suivi géophysique, thermique et géodésique, a permis à la fois nuancer le modèle régional de distribution du pergélisol mais aussi de caractériser le fonctionnement actuel du pergélisol. Les mesures géophysiques réalisées révèlent une distribution morcelée du pergélisol et une hétérogénéité des types de glace souterraine présente dans les glaciers rocheux qui s'explique par les effets de la géodynamique locale et de l'englacement récent (PAG). Le suivi des températures de surface a montré 4 régimes thermiques principaux qui sont essentiellement influencés par les spécificités du couvert neigeux et la présence de pergélisol. Une partie des sites suivis montre par ailleurs et durant la période de suivi (2010-2012) un déséquilibre thermique du pergélisol avec les conditions climatiques actuelles. Le suivi géodésique de la surface des glaciers rocheux révèle une hétérogénéité des déplacements verticaux et horizontaux dont les valeurs s'échelonnent de quelques centimètres à plus d'un mètre par an. Ces résultats montrent que la topographie locale et la nature de la glace souterraine conditionnent l'ampleur de ces déplacements. Enfin, l'appréhension de la dégradation du pergélisol à la surface des glaciers rocheux reste difficile à caractériser notamment d'un point de vue morphologique. Seuls les secteurs des glaciers rocheux présentant des héritages de glace massive du PAG sont affectés depuis une à deux décennies par des changements significatifs. Néanmoins, des indices du déséquilibre thermique du pergélisol ont été mesurés et ont permis la réalisation d'un modèle topo-climatique et d'une carte régionale des secteurs susceptibles d'être affectés par ce déséquilibre.

Mots Clés : Pergélisol, glacier rocheux, changement climatique, Alpes du sud, Clarée, Ubaye

Abstract : Local and regional permafrost monitoring in the actual climate change context: application to the Clarée and Ubaye valleys (French Southern Alps)

This work intends to characterize the distribution, the state and the functioning of permafrost at various spatial scales and in various topoclimatic contexts. It also intends determine permafrost response(s) to actual climate change. In order to realize these objectives, our investigations have been carried out in two valleys (Clarée and Ubaye) of the French Southern Alps. Firstly, permafrost spatial distribution has been studied at regional scale by means of a statistico-empirical model. Results show that permafrost may be found between 2600 and 3000 m and its distribution is influenced by altitude and solar radiation. Secondly and at the local scale, the implementation of a geophysical, thermal and geodetic monitoring has helped to qualify the regional spatial model as well as to characterize actual permafrost functioning. At rockglacier scale, geophysical investigations reveal a patchy permafrost distribution and a high heterogeneity of ground ice that both may be explained by local geodynamics and recent glacial (LIA) history. Thermal monitoring has revealed the existence of 4 main thermal regimes that mainly depend on snow cover specificities and permafrost occurrence. During the two years (2010-2012) period of monitoring some sites have shown some permafrost thermal disequilibrium with current climate conditions. Geodetic monitoring of rockglaciers shows an annual velocity as well as vertical displacements that range from few centimeters up to a meter. More generally surface displacements are mainly conditioned by local topography and ground ice type. Thirdly, permafrost degradation assessment through rockglacier morphological changes is difficult to determine. Significant morphological changes have only been observed on rockglacier areas that contain ground massive ice inherited from LIA advance. However, the use of permafrost thermal disequilibrium proxies has enabled to build up a regional topo-climatic model together with a map of areas susceptible to thermal disequilibrium.

Keywords : Permafrost, rockglacier, climate change, French Southern Alps, Clarée valley, Ubaye valley

