Les dynamiques spatio-temporelles d'un petit hydrosystème arctique : approche nivo-glaciologique dans un contexte de changement climatique contemporain (bassin du glacier Austre Lovén, Spitsberg, 79°N)

Eric Bernard

▶ **To cite this version:**

Eric Bernard. Les dynamiques spatio-temporelles d'un petit hydrosystème arctique : approche nivo-glaciologique dans un contexte de changement climatique contemporain (bassin du glacier Austre Lovén, Spitsberg, 79°N). Géographie. Université de Franche-Comté, 2011. Français. ⟨NNT : 2011BESA1047⟩. ⟨tel-01290766⟩

HAL Id: tel-01290766

https://theses.hal.science/tel-01290766v1

Submitted on 18 Mar 2016

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

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

HAL Authorization

Université de Franche-Comté, Laboratoire ThéMA UMR 6049 du CNRS et de l'UFC
École doctorale "Langages, espaces, temps, sociétés"

Thèse en vue de l'obtention du titre de Docteur en Géographie

Les dynamiques spatio-temporelles d'un petit hydrosystème arctique : approche nivo-glaciologique dans un contexte de changement climatique contemporain (bassin du glacier Austre Lovén, Spitsberg, 79°N)

Éric BERNARD

Sous la direction de Madeleine GRISELIN

soutenue le 2 décembre 2011

RESUME

S'appuyant sur de longues missions de terrain, ce travail offre le regard quantitatif et qualitatif d'un géographe sur la dynamique nivo-glaciaire en région polaire dans un contexte de changement climatique actuel. Il s'inscrit dans le cadre du programme ANR Hydro-Sensor-FLOWS mis en œuvre dans la mouvance de l'Année Polaire Internationale. En amont de ce programme pluridisciplinaire visant à comprendre le fonctionnement hydrologique d'un petit hydrosystème polaire il fallait adjoindre une étude plus spécifique concernant le rôle de la neige et de la glace dans l'équation hydrologique : c'est l'objet de cette thèse.

Le bassin glaciaire de l'Austre Lovénbreen (10 km^2, Spitsberg – 79°N) a servi de terrain d'étude dans une approche géographique à échelle locale. De nombreuses méthodes ont été testées tant sur le terrain (stations photo automatiques, carottages de la neige, DGPS et GPR) que pour l'exploitation des données acquises.

Au total, ce travail suit la dynamique nivo-glaciaire pendant trois années (2008, 2009 et 2010) à partir de 15 séries de carottages en 40 points du bassin, de mesures de densité, de profils nivologiques, de bilan de masse et de suivi continu, en 20 points, de la température de l'air. Outre l'image satellite, ce travail s'appuie également sur une collection de 3 clichés journaliers acquis en 10 points du bassin. Des méthodes ont été développées pour corriger géométriquement les photos afin d'en faire des documents en projection verticale dont il est possible de tirer de l'information quantitative. Les outils de la géomatique ont permis de spatialiser l'information ponctuelle et d'établir à des pas de temps variables, par croisement des données acquises in situ, les diverses lames entrant dans l'équation hydrologique (précipitations, fonte potentielle de la neige et de la glace en relation avec les lames écoulées). Les trois années consécutives de suivi offrent des conditions très différentes qui révèlent le rôle constant et modérateur des températures et celui beaucoup plus impulsif des précipitations.

Ce travail pose également le problème des mesures et de leur fiabilité dans un milieu aussi sévère et aussi impétueux que l'Arctique.

Mots-clefs : Arctique – Svalbard – Austre Lovénbreen – géomatique – traitement de l'image – glaciologie – nivologie – hydrologie – géographie physique

ABSTRACT

Leaning on long field campaigns, this thesis offer both qualitative and quantitative overview of polar region nivo-glaciologic dynamics through a geographic approach, in context of climate change. This work is part of the Hydro-sensor FlOWS program taking place during the International Polar Year. Upstream of this pluridisciplinary program aimed at understanding the hydrological processes of a small polar hydrosystem, it was necessary to add a more specific study on the role of snow and ice in the hydrological equation : this is the subject of this PhD.

The glacial basin of Austre Lovénbreen (10 km^2, Spitsberg – 79°N) served as a field of study in a geographical approach at local scale. Many methods have been tested both in the field (automatic photo station, snow coring, DGPS and GPR) and for the data processing.

Overall, this work follows the snow and ice dynamics for three years (2008, 2009 and 2010) from 15 sets cores of 40 points of the basin, density measurements, nivologic profiles, mass balance and the continuous monitoring, on 20 points, of the air temperature. Besides the satellite images, this work also leans on a collection of 3 daily photos acquired in 10 points of the basin. Methods were developed to geometrically correct photos in order to provide data wich could be used as a vertical projection into a GIS software to get quantitative informations. The geomatrical tools gave the possibility to have accurate spatial representation at different time scale, by crossing data acquired in situ, les diverses lames entrant dans l'équation hydrologique (precipitation, potential melting of snow and ice in relation to the lames passed).

Three consecutive years of monitoring provide very different conditions that reveal temperatures's constant role of moderator, and the much more impulsive behavior of precipitations.

This work also raises the problem of measurements and their reliability in a binding environment as the Arctic.

Key-words : Arctic – Svalbard – Austre Lovénbreen – geomatics – image processing– glaciology – nivology – hydrology – physisical géography

UNIVERSITÉ DE FRANCHE-COMTÉ
ÉCOLE DOCTORALE « LANGAGES, ESPACES, TEMPS, SOCIÉTÉS »

Thèse en vue de l'obtention du tire de docteur en

GÉOGRAPHIE

Les dynamiques spatio-temporelles d'un petit hydro-système arctique : approche nivo-glaciologique dans un contexte de changement climatique contemporain (bassin du glacier Austre Lovén, Spitsberg, 79°N)

Présentée et soutenue publiquement par

Éric BERNARD

Le 2 décembre 2011

Sous la direction de Madeleine GRISELIN

Membres du jury :

Marie-Françoise ANDRÉ
Professeur de géographie, université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand

Jean-Pierre DEDIEU
Géographe chargé de recherches CNRS, Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement, université Joseph Fourier - Grenoble

Madeleine GRISELIN
Géographe, directrice de recherche CNRS, UMR ThéMA, université de Franche-Comté, Besançon

Daniel JOLY
Géographe, directeur de recherche CNRS, UMR ThéMA, université de Franche-Comté, Besançon

Claude KERGOMARD
Professeur de géographie, École Normale Supérieure, Paris

Christelle MARLIN
Professeur d'hydro-géochimie, université Paris-Sud 11, 0rsay

Remerciements

À **Madeleine Griselin**, pour avoir assuré la direction de cette thèse. Du Spitsberg aux contrées moins « hostiles », j'ai appris à ses côtés qu'un géographe doit conjuguer science de terrain et de laboratoire, théorie et surtout pratique !

À **Marie-Françoise André**, pour avoir accepté de participer à ce travail en tant que rapporteur. C'est un peu la boucle qui se ferme depuis ma découverte des pôles à travers la lecture de « Mondes polaires » en deuxième année de fac.

À **Claude Kergomard**, pour avoir accepté de juger ce travail en tant que rapporteur. C'est un honneur d'avoir dans mon jury, certes un chercheur de renom, mais aussi un alpiniste !

À **Daniel Joly**, le **Suisse**, pour avoir accepté de juger cette thèse. Merci également pour les conseils éclairés et la mise à disposition de son « logiciel maison ». Ce fût toujours enrichissant de travailler à côté de l'un des pionniers de Corbel ! D'ailleurs, comment ne pas remercier ici un autre pionnier en la personne du **Bast**, **Thierry Brossard**, pour ses conseils avisés tant en œnologie qu'en traitement de l'image !

À **Christelle Marlin**, pour sa participation active à cette thèse, lui conférant toute sa dimension pluridisciplinaire.

À **Jean-Pierre Dedieu**, pour avoir accepté de participer au jury de cette thèse.

À **Luc Moreau** qui m'a donné envie d'associer montagne et science, de même que **Christian Vincent** du LGGE toujours prompt à donner de bons conseils.

Cette thèse n'aurait pu être envisagée sans être chercheur à plein temps grâce à un CDD doctorant CNRS-région Franche Comté. Je le dois sans doute à l'appui de Mme **Marie-Françoise Courel**, alors directrice du département SHS du CNRS, ainsi que Mesdames **Monique Mullier** et **Sabine Kieffer** de la Délégation Régionale Centre-Est du CNRS. Je tiens aussi à remercier la région Franche Comté et en particulier M. **André Pierre**, Directeur de la Recherche et de l'Enseignement Supérieur et Mme Lise Vidberg pour avoir soutenu et financé le projet de cette thèse. Mes remerciements s'adressent également à l'Éducation Nationale et en particulier à Mesdames **Brigitte Lyautey** et **Christine Dodane** pour leur action efficace dans mon détachement de l'académie au CNRS.

Ce travail, plus que d'autres probablement, a pu être envisagé et réalisé grâce à une équipe. Un grand merci au programme Hydro-Sensor-FLOWS pour m'avoir accueilli, formé et guidé. À travers HSF, je remercie également toutes les « petites mains » venues en donner un coup pendant les missions, dans un travail parfois ingrat : les **Spitsgirls** sans lesquelles rien ne serait arrivé ; **Benji** et ton style inimitable en ski ; **Gaël**, ou la glacio-spéléo un peu avortée ; **Éliane** et ta « gestion en milieu hostile » ; **Aurélie**, **Philou**, **Béa**, **Albane**, j'ai découvert avec toi un nouveau hobby : le GPR ! **Émerick**, mon *alter ego* en hydrochimie, les marins font du ski !

Un travail tel que celui-ci est difficilement envisageable sans une logistique efficace. J'adresse mes remerciements à l'IPEV, et notamment **Alan**, **Damien**, **Sébastien** et **Thomas**, ce fut un réel plaisir de vous côtoyer ! J'espère que nos chemins se croiseront de nouveau. Au fait Alan, c'est pour quand ce trip « mer-montagne » ? Tu sais que je suis toujours partant ! Merci aussi à **Christian Morel** pour l'expérience de *Our Polar Heritage* : sans conteste une rencontre aussi imprévue que humainement riche.

À tous mes collègues du laboratoire ThéMA pour le quotidien agréable et l'émulation, pour la structure tant matérielle qu'humaine qui a grandement facilité et rendu agréable ce travail. Trois années passent très vite, surtout dans une bonne ambiance ! Un grand merci à mes collègues thésards, et en particulier **Alain** et **Samy**, infatigables compagnons de travail, d'innovation en tout genre et jamais avares en galéjades ! Ce fut aussi un réel plaisir de partager ce *rush* final ensemble ! Vous avez su rester solides sur les appuis, avec de la percussion quand il le fallait et sans jamais oublier les fondamentaux !

Ce projet de recherche, ce rêve devenu réalité n'aurait jamais vu le jour sans la confiance et le soutien que m'a accordés la **Mad** . Ce fut toujours à tes côtés une aventure scientifique mais aussi et surtout une aventure humaine : ta «*vista*» a souvent été précieuse. Promis, j'essayerai un jour de me mettre au yams, même si je préfère de loin la Marie-Joseph !!! Merci également à la **Shri**, non seulement pour tes conseils scientifiques toujours éclairés, mais aussi pour ta connaissance des classiques de l'humour et les fameuses *Birnen schön* Hélène !!

Grâce à toi **Jean-Mi**, je ne porte plus le même regard sur l'utilisation des skis ! Un grand merci pour tes conseils toujours judicieux et tout ce que j'ai appris à ton contact. Je n'oublie pas, non plus, tous les bons moments passés ensemble, du Spitsberg à Besançon. Ce fut un réel plaisir de partager toutes ces missions, que ce soit à hisser le radar le plus haut possible ou profiter d'une dernière bière face au soleil de minuit ! Au fait, pour le pot de thèse, rassure-toi, aucun bateau-mouche n'est prévu !

Florian, voilà qu'on a réussi par se retrouver après que nos chemins ont empruntés des vallées différentes. Merci pour tes relectures avisées, tes conseils en géomatique et les bons moments passés ensemble, notamment cette belle ascension de l'arête du Nobile et quelques drills à 5,9 m… J'espère qu'on pourra de nouveau partager quelques missions tout là-haut sans oublier quelques grandes voies que tu as le secret de dénicher. Maintenant que le parquet est posé, ça va être possible ?

Seb, la distance géographique n'a pas de prise sur l'amitié ! Un grand merci pour m'avoir apporté ton expérience et ton œil avisé dans la mise en page de ce travail. Maintenant un peu plus « libre », peut-être aura-t-on enfin l'occasion d'accrocher ensemble l'Innere Rottalgrat à la Jungfrau?

Souvent dans la vie, il est réconfortant de pouvoir appartenir à une « tribu » sur laquelle on peut compter, et avec laquelle on partage, entre autres, ses passions. Je remercie chaleureusement la mienne : **Annou & Nico**, j'ai bien été obligé de réveiller en moi un côté alsacien pour organiser cette thèse… et la finir ! **Anne & Yannou**, quand est-ce que tu vas nous retrouver un « petit enchaînement avec bivouac » ? **Aurore & Yves**, pour nous ce sera toujours « Comtois rends-toi, nenni ma foi ! », jusque dans les Pyrénées… En espérant que les sapins ne te manquent pas trop ! **Blandine & Arnaud**, les raisonnables ont duré, les passionnés ont vécu… je compte bien vivre à fond nos projets ! **Caro & Franzi**, pour nous, le freeride sera toujours le freeride ! On fait pas de l'extrême sur du plat ! Mais bon, j'oblige personne ! **Céline & Tony**, que de bons moments partagés sur et à côté des falaises ! Je reste motivé pour aller ouvrir quelques nouvelles voies en Sardaigne ! **Clem' & Hugues**, ces sessions d'entraînement au trail ont été la bouffée d'oxygène pendant la phase de rédaction !! Maintenant libérés, on se motive pour la CCC ? **Delph' & Hugues**, l'air de rien, je me suis préparé pour la « Trouille des glaciers »… manque plus que la moustache ! **Fannou & Brice**, j'ai souvent pensé à vous là-haut : ces paysages magiques m'ont à chaque fois rappelé tous ce qu'on a pu partager… **Maud & Foué**, tous ces bons moments passés ensemble en appellent beaucoup d'autres des falaises du Tarn à la quiétude de Charmoille ! **Néné & Ju'**, on a le droit de prendre tous les jouets ? Pourvu qu'on continue de partager autant de bons moments ! Je pense aussi à **Ben**, **Dams**, **Locs**, **Mag'**, **Julie**, **JB**, **Xa'**, et toutes celles et ceux que j'aurais pu oublier, merci !

Je suis également reconnaissant à *tutta la famiglia* à qui j'adresse toute ma reconnaissance : **Marie-Rose**, **Yvonne**, **Pierre** et **Monique**, **Agnes** et **Pascal**, **Samuel** et **Pascale**. Ce travail m'a pris beaucoup de temps : *ora spero di condividere di più con voi che mi manca*! Je profite aussi de ce travail pour remercier **Danièle**, **Bruno**, **Damien** et **Steph'** pour m'avoir si chaleureusement accueilli… et je n'oublie pas non plus **Guy**, **Claire**, **Véro**, **Marie** et … **Mamie Simone**!

Au terme de ce travail, je pense bien sûr à mes **parents**, que je remercie du fond du cœur pour m'avoir toujours soutenu dans mes choix, dans les bons comme les moins bons moments, et pour m'avoir inculqué une certaine idée de la vie. Merci à eux pour être la « constante universelle », toujours fidèles au poste, prêts à apporter renfort et réconfort. Accessoirement, merci d'avoir participé à la relecture de ce long document et d'avoir ainsi contribué à son amélioration.

Romain, désormais le Couz', une thèse ne suffirait pas à résumer tout ce qu'on a vécu ensemble ! Bien qu'on partage tant depuis toujours, chaque instant passé ensemble est à chaque fois le petit plus : oui on peut rire de tout, même si je trouve un peu baroque ton manque d'humour sur le bois de renne !!! Si le monde se divise en deux catégories, nous ferons toujours partie de la même ! Au fait qu'est-ce qu'on joue *amigo* ?

Il paraît que les mélèzes poussent toujours par deux… **Amélie**, t'ai-je jamais dit que tu me faisais penser à un beau mélèze depuis cette froide journée de janvier où nous avons croisé nos racines ? Puissent-elles se mêler encore longtemps…

Enfin, ma dernière pensée va à **Bernard**, parti trop tôt pour voir se concrétiser un lointain rêve de gosse. J'avais encore tant de chose à te dire et à partager avec toi…

Avant-propos

Le choix du Spitsberg comme terrain d'études peut paraître original. Il est vrai que bon nombre de géographes travaillent sur des espaces moins reculés ! Alors pourquoi s'intéresser à une zone aussi isolée ? Il y a plusieurs explications à cela. Le fait est que les milieux polaires représentent pour nous plus qu'une terre d'aventure. C'est, au même titre que la montagne, une passion depuis toujours… Et parfois, le hasard et la chance interviennent aussi…

Juillet 2007, 2h00 du matin, descente de l'Austre Lovénbreen…

C'est à cette occasion que le lointain projet d'un doctorat a refait surface lors d'un échange avec Madeleine Griselin. Face au Kongsfjorden, en arpentant la moraine, l'idée a petit à petit (re)pris naissance. Une thèse est souvent le fruit de passions et de rencontres : ce travail ne déroge pas à la règle et l'est même peut être un peu plus !

« L'Arctique n'est pas un lieu, c'est un univers, un ailleurs absolu », disait le poète. Par passion, et par intérêt scientifique, nous avons donc voulu chercher à mieux comprendre ce milieu, ce monde si particulier, à travers les glaciers et leur fonctionnement. Le monde polaire, en plus de l'attrait purement esthétique et de la fascination qu'il peut susciter pour nous est, par nature, le témoin des évolutions géologiques, glaciaires, hydrographiques, biologiques et géographiques à travers les âges. Souvent nous vient une question : existe-t-il encore un ou des espaces « naturels » sur Terre ?

Ce mythe que représente pour nous la Terre de l'Ours, constitue l'un des derniers espaces où la nature reste, malgré les multiples agressions qu'elle subit, encore souvent souveraine. À la différence d'une réserve naturelle, mise en scène d'un monde sans hommes créé par l'homme, les régions polaires semblent ne l'avoir jamais rencontré ou, tout au moins, en garder moins de traces visibles. Ici la nature se charge encore de remettre l'homme à sa juste place : en ces lieux, on pourrait croire que les règnes animal, végétal et minéral ont signé un pacte pour se sublimer dans la beauté… et les excès.

Notes

1. Toutes les figures et représentations ont été réalisées et/ou adaptées par l'auteur. De nombreuses figures sont également le fruit de réflexions communes des membres du programme Hydro-Sensor-FLOWS : elles sont extraites de rapports, de présentations orales et d'articles parus ou à paraître.

2. Nous avons souhaité conserver, lorsque le discours le permet, le vocabulaire et les terminologies norvégiennes. Voici la liste des principaux noms traduits en français et permettant de comprendre, entre autre, la toponymie.

Austre Lovénbreen	Glacier Lovén Est
Breen	Glacier
Brøggerhalvøya	Presqu'île de Brøgger
Elv	Rivière
Fjell	Montagne
Halvøya	Presqu'île
Hytte	Refuge, cabane
Is	Glace
Kongsfjorden	Fjord du Roi (Baie du Roi)
Kongsvegen	Glacier du Roi
Øy	Ile
Snø	Neige
Strand	Plage
Toppen	Crête

3. La majorité des photos utilisées sont de l'auteur. Lorsque ce n'est pas le cas, le nom du photographe est indiqué en légende. Par ailleurs, plusieurs clichés ont été empruntés à Christian Morel, photographe professionnel qui a couvert une mission du programme Hydro-sensor-FLOWS pour son projet *Our Polar Heritage* (http://www.ourpolarheritage.com/fr/accueil.php).

INTRODUCTION GÉNÉRALE

L'Arctique dans les changements climatiques globaux : problématique et objectifs

L'Arctique cultive les paradoxes : elle est à la fois une terre encore mystérieuse et une région au cœur des préoccupations. Les problématiques actuelles liées aux changements climatiques sont à l'origine de l'intérêt que porte la communauté scientifique à cette région. Dans ce vaste système, les glaciers constituent une composante capitale sur laquelle repose tout un ensemble de mécanismes, en interrelations avec le climat et son évolution. Depuis 150 ans et la fin du Petit Âge de Glace (PAG), les glaciers arctiques, comme la grande majorité des glaciers mondiaux, reculent (Førland & Hanssen-Bauer, 2003). Ce retrait généralisé s'est même accéléré dans la dernière partie du XX^{e} siècle, touchant plus spécifiquement certaines régions comme le Spitsberg (Hagen *et al.*, 2003). Dans ce contexte, la dynamique des glaciers est reconnue comme un indicateur pertinent de changements climatiques (Oerlemans, 2005 ; Zemp *et al.*, 2007), et la question fondamentale est de déterminer s'il s'agit de fluctuations rares, qui vont s'estomper, ou à l'inverse des premiers signes d'un changement global et profond qui s'est amorcé et va s'amplifier.

Schématiquement, les glaces polaires (terrestres et marines) constituent un contrepoids à la surchauffe équatoriale dans le fonctionnement du système climatique global (Peguy, 1961). Les nombreux éléments qui composent le « système polaire » et sa dynamique complexe forment, comme le rappelle M.F. André (2005), les rouages essentiels du système Terre dans sa globalité, figurant de fait parmi les fondements de l'équilibre planétaire. Comprendre et étudier l'Arctique est ainsi capital, puisque ces régions sont extrêmement sensibles aux évolutions climatiques contemporaines. En effet, si l'on raisonne d'un point de vue systémique, plus un système est simple, plus il a une réponse importante et rapide aux changements qui l'affectent et ce, si infimes soient-ils.

Dans ce contexte, la quatrième Année Polaire Internationale (API-IPY 2007-2009) a été l'occasion de focaliser la recherche à différentes échelles d'observation. C'est dans ce cadre que s'est déroulé le programme international Hydro-Sensor-FLOWS (pour FLux Of Water and Sediments), labellisé API, dans lequel s'intègre ce travail de thèse. Les glaciers sont généralement étudiés d'un point de vue strictement physique : ils sont plus rarement abordés à travers les sciences hydrologiques. Le programme Hydro-Sensor-FlOWS, se déroulant au Spitsberg (Fig. I), a donc pour objectif de quantifier les flux liquides et solides générés par un hydrosystème polaire caractéristique, en utilisant plusieurs entrées. Pour cela, il s'appuie sur un réseau de capteurs (*sensor*) *in situ* produisant des données en continu et sur de nombreuses campagnes de terrain au cours desquelles ont lieu

des mesures ponctuelles. Si les glaciers dépendent des précipitations et des flux d'énergie en surface, fortement corrélés aux températures estivales (Vincent *et al.*, 2005), ils sont aussi liés aux conditions climatiques hivernales (précipitations neigeuses et pluvieuses, périodes chaudes), ce qui complexifie considérablement les dynamiques nivo-glaciaires et le fonctionnement des hydrosystèmes polaires. Le programme HSF qui cherchait à comprendre les écoulements hydrologiques a nécessité des investigations en amont, concernant la contribution nivale et glaciaire dans l'hydrologique ; c'est dans cette problématique que se positionne notre travail, qui consistait à décrypter les processus et à fournir les lames inhérentes à la neige et à la glace.

Figure I – Les paysages du Spitsberg sont caractéristiques, mêlant l'océan à la montagne (vue aérienne sur le Konwaybreen et le Kronebreen à gauche en automne 2010 et le Feyring surplombant le Kongsfjorden en avril 2010).

Le Spitsberg : un contexte géographique original

Les petits glaciers de type alpin du Spitsberg, à mi-chemin entre le Cap Nord (Norvège) et le Pôle Nord, peuvent être considérés comme représentatifs de l'Arctique, spécialement en matière d'hydro-glaciologie (Kohler, 2006 ; Humlum, 2003). Les glaciers sont des réservoirs d'eau douce qui, stockée ou libérée, a un impact local sur l'hydrologie des rivières et une implication globale sur le niveau des océans et la circulation océanique (modification de l'équilibre des écosystèmes côtiers et de la stratification de la colonne d'eau). Certes, rapporté à la surface de chaque bassin versant, l'apport en eau douce des glaciers tempérés est bien supérieur à celui des glaciers polaires. Pourtant, l'extension de ces derniers représente environ dix fois celle des glaciers tempérés. Aussi les quantités d'eau douce que les glaciers polaires peuvent potentiellement libérer sous l'influence du réchauffement climatique sont-elles équivalentes à celles issues des glaciers tempérés (Eraso et Pulina, 1994). Il y a donc nécessité d'avoir des données, par des suivis hydrologiques en continu, des quantités et des qualités des eaux douces liées aux glaciers polaires et de comprendre les paramètres du milieu naturel contrôlant ces apports. À ce titre, plusieurs travaux norvégiens (Humlum 2003, Liestøl *et al.,* 2007), et internationaux (Kohler *et al.*, 2007 ; Nuth *et al.*, 2007) montrent à quel point les glaciers du Spitsberg sont particuliers tant leurs dynamiques sont

marquées par l'influence océanique. L'empreinte maritime est vigoureuse et en conséquence, les fonctionnements des systèmes glaciaires sont différents de ce que leur position très septentrionale laisse supposer.

Littéralement « pays aux montagnes pointues » (Barents, 1596), le Spitsberg a longtemps été une terre vouée à l'exploitation minière du charbon, puis le théâtre de la chasse à la baleine franche (*balaena mysticetus*) que le siècle dernier a achevé de faire disparaître. La nouvelle donne économique du XXIe siècle impose d'autres pratiques telles que la pêche ou le tourisme, mais aussi la recherche, en remplacement des activités du début du siècle, en déclin avancé. Aujourd'hui, le Spitsberg est donc devenu le lieu de nombreuses investigations scientifiques, aussi bien à Longyearbyen[1], qu'au sein de la communauté la plus au nord du monde, Ny Ålesund, 79°N. C'est à 6 km de cet ancien village minier, devenu aujourd'hui une base scientifique moderne et internationale, que se situe la base française Corbel, érigée par le chercheur lyonnais éponyme en 1963. Unique infrastructure scientifique française en Arctique[2], la base Corbel nous a permis d'être au cœur de notre terrain d'étude pour ce travail et ce, durant près de douze mois. L'Austre Lovénbreen, qui fait face à la base et au Kongsfjorden, est le glacier sur lequel porte cette thèse (Fig. II). Depuis les années 60 et les travaux des équipes de Jean Corbel, plusieurs générations de chercheurs se sont penchés sur ce petit glacier arctique, pour comprendre le fonctionnement des hydrosystèmes polaires. Les pionniers de la recherche avaient d'ailleurs bien compris que ce glacier pouvait être un « glacier-école » de l'hydrologie.

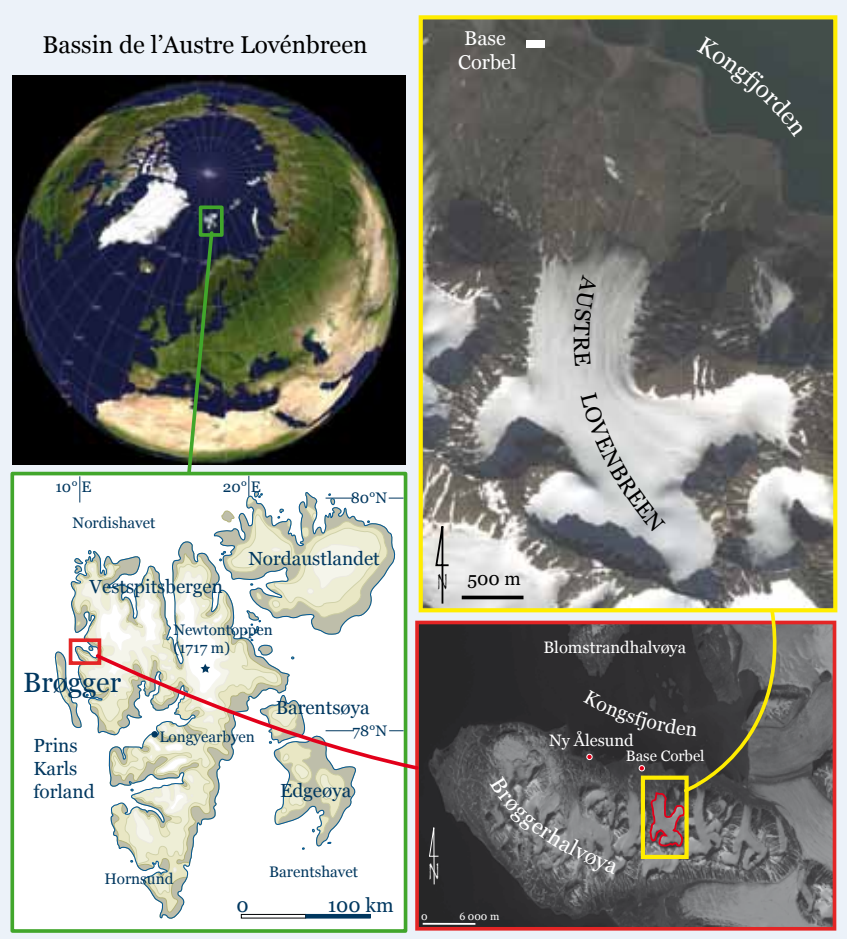


Figure II – Localisation du Spitsberg et de l'Austre Lovénbreen : un terrain d'étude à 1 000 km du Pôle Nord par 79°N.

1 Longyearbyen a désormais son université (UNIS, University Centre in Svalbard) ; c'est aussi à Longyearbyen que se trouve le siège du SSF (Svalbard Science Forum).

2 La base Corbel est gérée par l'Institut polaire français, IPEV, qui loue aussi des locaux à Ny Alesund (base Rabot) où peuvent également séjourner des scientifiques, dans le cadre de l'infrastructure AWIPEV, groupant les logistiques allemandes et françaises.

L'une des particularités du bassin de l'Austre Lovénbreen réside en effet dans ses exutoires. En général, les écoulements des glaciers arctiques sont extrêmement diffus et divagants, donc très difficiles à quantifier. Les rivières qu'ils alimentent se ramifient sur le sandur et il est techniquement impossible de les équiper efficacement. Sur le bassin de l'Austre Lovénbreen en revanche, le vallum morainique du glacier vient buter contre une barre calcaire qui contraint les torrents à se concentrer pour la traverser en deux puissants canyons (la Goule et le Diable) où il est possible de mesurer la totalité des écoulements en provenance du glacier. Cette caractéristique physique est extrêmement rare dans les régions polaires.

Par ailleurs, depuis la fin du PAG, les glaciers au Spitsberg sont à la fois dans un contexte de réchauffement climatique contemporain et dans une phase de décrue glaciaire. Depuis toujours, le climat fonctionne de façon oscillatoire. Toutefois, on observe depuis quelques années une augmentation des précipitations pluvieuses, ainsi qu'une augmentation de la fréquence des événements chauds en hiver. Cette tendance climatique se traduit par un déficit de froid en hiver, plutôt qu'un excès de chaud en été. Des précipitations pluvieuses peuvent ainsi apparaître, même en plein cœur de l'hiver, et influencent directement les régimes hydrologiques et les dynamiques nivo-glaciologiques. Les conséquences sont importantes, puisque, par exemple, la typologie même des glaciers est remise en question tant les modifications peuvent être sensibles (Liestøl et al., 2005). Toutes ces conditions réunies sont alors fatales pour beaucoup de glaciers.

Des choix méthodologiques adaptés au milieu

Le protocole général d'étude appliqué pour ce travail est fondé sur les outils de traitement, de spatialisation et de quantification propres à la géographie. Notre démarche reprend ainsi les principes de représentation et d'analyse spatiale des phénomènes, tout en gardant une place prépondérante à la géographie de terrain. La méthodologie de se travail s'articule également autour de deux grands axes :
– l'instrumentation *in situ* qui permet une surveillance en continu du bassin glaciaire ;
– les mesures effectuées lors de plusieurs campagnes de terrains effectuées entre avril et octobre chaque année.

Les observations effectuées dans le cadre de douze missions sur le terrain, tiennent une place de choix dans notre travail. Elles nous ont permis d'observer un grand nombre de processus attendus ou exceptionnels, de la sortie de l'hiver à la fin de l'automne. Les diverses campagnes nous ont donné la possibilité d'avoir à la fois une vision globale sur la période active d'une année hydro-glaciologique, mais également la possibilité de saisir des événements extrêmement brefs et parfois violents, l'une des caractéristiques du Spitsberg (Vivian, 1975). De plus, les différentes missions auxquelles nous avons participé ont aussi été l'occasion de constituer une banque de données de plusieurs milliers d'informations ponctuelles dans l'espace mais continues dans le temps.

Les traitements en laboratoire de ces données ont permis de spatialiser sur l'ensemble du bassin l'information :
– météorologique (température de l'air, précipitations, vent, accumulation de neige, fonte de la glace) en vue d'établir, en continu, l'état thermique et glacio-nival du bassin déterminant la libération ou le stockage des précipitations ;
– hydrologique ;
– photographique ;
– dynamique et morphologique (position du front du glacier, évolution des versants, divagation des torrents,...).

L'une des orientations du programme HSF a aussi été de prendre la photo pour témoin, à travers le développement et l'utilisation de stations photo autmatiques. Ces appareils ont été répartis de façon à couvrir l'intégralité du bassin et permettent de suivre, en vue oblique :
– la dynamique du manteau neigeux et son évolution ;
– la dynamique fluvio-glaciaire ;
– le positionnement des limites pluie/neige autour et sur le glacier pour déterminer les zones de fonte et d'accumulation ;
– la dynamique des versants.

Certains processus très rapides comme les dynamiques des versants ou les processus de fonte et d'écoulement, ont pu être enregistrés et visualisés en continu sur l'Austre Lovénbreen pour la première fois.

De l'héritage aux questionnements, de la méthode aux résultats

Cette thèse est organisée autour de trois grandes parties. Les aspects morphologiques, climatologiques et contextuels sont l'objet d'un premier volet. Il nous a paru essentiel de revenir sur des fondamentaux sur lesquels nous nous appuyons tout au long de ce travail. Aussi cette première partie se veut-elle introductive, en posant les bases de notre étude. Le climat de même que le cadre géomorphologique sont autant de spécificités nécessitant un éclairage. Nous y associons également une synthèse des dernières avancées scientifiques, dont les conclusions, parfois contradictoires, souvent novatrices, montrent un réel dynamisme de la recherche polaire actuelle. Grâce à l'élan de la quatrième Année Polaire Internationale, la production scientifique a été « dopée ». L'état de l'art prend ainsi tout son sens dans cette thèse, et en assimiler l'essentiel a été un travail de longue haleine, qui nous a permis de nous appuyer sur une base solide, malheureusement difficilement exhaustive.

La surveillance d'un glacier, si on la souhaite la plus juste, est une étape particulièrement laborieuse mais capitale. C'est dans un deuxième volet que nous traitons du recueil, du traitement des données et bien entendu, des choix méthodologiques. Dans un contexte aussi difficile que celui de l'Arctique, il y a long entre l'idée initiale d'un projet, sa réalisation et enfin son fonctionnement. Étant donnés les instruments et les techniques de traitement mobilisés, les manipu-

lations de terrain et leur perfectionnement ont constitué une partie importante de ce travail de thèse. Cela explique la place accordée à la méthodologie, très variée, qui nous a demandé un investissement significatif, du terrain jusqu'au traitement de l'information enregistrée. Pour apporter des réponses et donc des résultats probants, il aura fallu, tout au long de ce protocole de recherche, faire preuve d'inventivité pour garantir l'originalité et la pertinence des données et des résultats qui en découlent.

Le retrait glaciaire s'accompagne d'impacts et de modifications profondes de l'ensemble du bassin ainsi que d'évolutions dans le fonctionnement de l'hydrosystème. Dans le troisième volet, nous avons compilé l'ensemble de nos résultats, qui ne se limitent pas au seul glacier mais à l'ensemble du bassin de l'Austre Lovenbreen. À travers ceux-ci, nous aborderons les rôles et apports spécifiques de la neige et de la glace dans les processus hydrologiques. Leurs impacts seront étudiés dans les dimensions qualitatives et quantitatives, ce qui permettra de définir leur poids dans l'équation hydrologique. Cette partie sera aussi l'occasion de focaliser sur les causes de ces processus en prenant en compte l'influence des conditions climatiques sur les dynamiques nivo-glaciologiques. L'accent sera mis sur certains phénomènes climatiques, tels les événements chauds en hiver, qui semblent exacerbés ces dernières années et dont l'importance et la fréquence augmentent.

Avec de longues missions de terrain et un gros investissement dans le traitement informatique des données recueillies, cette thèse reflète un travail de géographie à la fois naturaliste et quantitativiste.

PARTIE 1

LE SPITSBERG, UN DOUBLE HÉRITAGE GLACIAIRE ET SCIENTIFIQUE

Introduction

Les fluctuations glaciaires intriguent les glaciologues depuis les premiers balbutiements de cette discipline (Bachmann, 1983). Elles sont le plus souvent associées aux variations climatiques (Reynaud *et al.*, 2002) et fréquemment abordées à travers le prisme de la physique : elles sont en revanche plus rarement abordées sous un angle géographique.

Afin de mieux situer notre étude sur les relations glaciers-hydrosystèmes polaires dans le contexte de la recherche actuelle en Arctique, il est nécessaire de consacrer une première partie introductive sur le cadre géographique et sur les concepts à partir desquels nous appuyons notre réflexion. Nous n'omettrons pas non plus le cheminement historique qui voit l'explorateur du XIX^{e} siècle devenir le chercheur de l'ère moderne.

En référence aux concepts systémiques évoqués en introduction, la forme (surface, longueur, épaisseur) d'un glacier traduit directement l'état des interactions entre les conditions atmosphériques et le contexte topographique à une date donnée. Il intègre également les temps de réponse du système glaciaire. Les variations de surface du glacier sont donc un paramètre majeur pour traduire l'évolution du système, et indirectement les modifications des interactions entre le contexte topographique et le climat.

CHAPITRE I

Le Spitsberg, un site d'observation privilégié

« L'Arctique attire les boussoles et les esprits vagabonds. À mesure que l'on s'en approche, les uns et les autres divaguent. Même le soleil souffre parfois de distraction, et oublie de réapparaître, dissimulé derrière l'horizon… »

Anonyme, XVIII^e siècle

François-Auguste Biard - Magdalena Fjord, la presqu'île des tombeaux. Huile sur toile, 1840. Paris, Musée du Louvre.

Introduction

Dans un contexte général de changements climatiques, l'Arctique cristallise les attentions. Terre d'aventures, de sciences ou de tourisme, le « système Arctique » est l'objet de très nombreux travaux et d'interprétations très contradictoires. C'est surtout une région très vulnérable aux changements et aux pressions environnementales. Par son rôle capital dans le climat global (à l'échelle planétaire), l'Arctique est aussi un indicateur donnant de précieuses informations concernant les évolutions climatiques. Paradoxalement, cette terre si lointaine est aussi toute proche : chaque événement sur la planète trouve une répercussion en Arctique (Elverland, 2008). Cette région ne subit pas seulement les évolutions climatiques mais aussi celles de l'augmentation de la pêche, de la fréquentation, de l'exploitation.

On constate que chaque changement qui affecte l'Arctique a un impact direct sur les latitudes plus méridionales. Ce n'est d'ailleurs pas un hasard de constater que 25 des 90 parallèles de l'hémisphère nord appartiennent au monde arctique.

L'occasion nous est donnée dans ce chapitre d'apporter ainsi quelques clefs pour comprendre un monde sous les feux des projecteurs. À travers un bref historique et des faits scientifiques, avérés aujourd'hui, c'est de façon indépendante que nous souhaitons présenter le cadre de ce travail. Il s'agit dans cette partie introductive de comprendre un environnement, à la fois complexe et fascinant, qu'il est nécessaire de replacer dans un contexte plus global. Enfin, le choix du Svalbard comme terrain d'étude n'est pas un hasard et trouve son origine dans la tradition de la recherche polaire française.

1. UNE TERRE CHARGÉE D'HISTOIRE

1.1. Le temps des explorateurs et de la science naturaliste

L'Arctique est une Terre d'explorations. Situé entre 76 et 81°N, à mi-chemin entre la Norvège continentale et le pôle Nord géographique, l'archipel du Svalbard a de tout temps attiré. On trouve d'ailleurs très tôt des traces de présence humaine. Même si les préoccupations sont vite devenues commerciales ou stratégiques, l'esprit des pionniers comme Barents a été, en premier lieu, la soif de découverte, le goût de la recherche et de la connaissance. On retrouve chez eux les mêmes motivations que Ch. La Condamine en Equateur, H. B. Saussure au Mont Blanc ou bien J. Tyndall sur les glaciers alpins.

1.1.1. Les travaux des précurseurs

Si le Spitsberg a bénéficié d'un intérêt dès le XVI^{e} siècle, ce n'est pas uniquement dû à la chasse à la baleine. En tant que géographe, nous ferons référence en premier lieu aux ordonnances de Richelieu concernant le monopole de la pêche au début du XVII^{e} siècle. C'est en effet au Basque Vroliq, sous autorité de Richelieu, que

l'on doit la première carte du Spitsberg, dressée en 1638 et qu'il appelait alors « l'Arctique français ». À la fin du XVII^{e} siècle, plus précisément en 1693, le géographe La Varenne publia à son retour d'expédition un précieux document : la carte de la Coste septentrionale de l'isle de Spitsberg sous le cercle polaire arctique, reprise en 1758 (Fig. 1). Un document précieux qui permet d'esquisser les premiers contours de l'archipel : il donne une première interprétation de cette géomorphologie si particulière dont nous reparlerons. Mais le tournant intervint quelques siècles plus tard.

Figure 1 – Les ressources cartographiques exploitables datent du XVII^{e} siècle avec les premières expéditions « scientifiques ». La carte présentée est celle réalisée par la Cartographie Royale, inspirée de l'originale de La Varenne (1758). Ce document donne déjà une idée précise des contours de l'archipel. (Musée National de la Marine)

Comme le note Jean Corbel dans ses premières observations (1964), le XIX^{e} siècle voit en effet l'importance des trappeurs reculer devant celle des expéditions scientifiques.

Il y eut en effet quelques voyages aux buts scientifiques avoués, dont l'un des plus célèbres est celui de W. Scoresby, venu pour étudier les baleines franches du Groenland (*Balaena Mysticetus*) dès les années 1820.

Mais c'est véritablement avec les expéditions de Charles Rabot que l'histoire scientifique du Spitsberg débute réellement.

1.1.2. La géographie et les géographes à l'origine

Bien qu'il y ait eu d'autres explorations, celles de Charles Rabot nous intéressent doublement, puisque, non seulement les glaciers sont l'une des principales préoccupations, mais il entreprend également ses voyages sous le signe de la géographie et de la cartographie. Son « Voyage de la Manche », qui sera publié en 1894, reste pour nous un précieux témoignage scientifique.

Figure 2 – La Manche, le transporteur aviso utilisé par Charles Rabot pour sa deuxième expédition au Spitsberg en 1892. (Musée Nationale de la Marine)

Voici en quelques lignes ce qui peut être considéré comme le socle des recherches actuelles. Dix ans après son épique première expédition à travers le Spitsberg central, Charles Rabot repart en 1892 à bord de la Manche (Fig. 2). Ce transporteur aviso de 1 600 tonneaux pourvu de

cloisons renforcées arrive le 1er aout 1892 à Bellsund (Spitsberg Central). C'est le point d'où Charles Rabot entreprend la cartographie des glaciers avant de traverser l'île d'ouest en est. Ayant repris le bateau, il repart pour la Baie du Roi et reprend la cartographie des glaciers dont ceux de Prins Karl Førland.

Géographe et glaciologue, Charles Rabot a redessiné la carte du Svartisenbreen, mais ses travaux sont aussi ceux d'un visionnaire, puisqu'il a également travaillé sur les variations de longueurs des glaciers des régions arctiques. À travers les recherches d'aujourd'hui, son héritage est ainsi toujours vivace, pas simplement parce que le glacier norvégien Rabotbreen porte son nom, tout comme la base française de Ny Ålesund. Surtout, ses observations constituent aujourd'hui des références importantes dans la compréhension des variations glaciaires, qui correspondent au début de la période d'observation.

1.2. Quarante années de missions au Spitsberg : les précurseurs de l'Austre Lovénbreen

1.2.1. Des karsts vers les glaciers : l'héritage de Jean Corbel

Les toutes premières missions au Spitsberg de Jean Corbel s'effectuent en 1951 et 1952. Grâce au traité de Paris de 1920, qui permet aux pays membres signataires d'effectuer des travaux de recherche au Svalbard, la construction, en 1963, d'une structure française en Arctique aboutira. Soutenu par l'ambassade, les tentes ont petit à petit été remplacées par des structures en dur, qui étaient à l'origine des abris de jardin transformés pour la circonstance.

Dans un premier temps, Jean Corbel s'attache à décrire les paysages et la géomorphologie des lieux visités. Puis très vite, il va effectuer des mesures physico-chimiques sur les eaux des résurgences et des rivières. Il peut ainsi évaluer les vitesses d'érosion des calcaires en fonction des conditions climatiques. Les résultats, comparés à ceux obtenus par d'autres auteurs dans les régions intertropicales mettent en évidence la très forte ablation des calcaires dans les zones à climat froid et humide. Une conclusion tout à fait originale mais également très précieuse dans le contexte géomorphologique du bassin glaciaire de l'Austre Lovénbreen.

Jean Corbel poursuit une étude comparative de la géomorphologie des karsts et détermine systématiquement leur vitesse d'érosion en fonction des climats. Conscient de l'intérêt de méthodes de disciplines scientifiques telles que l'hydrologie, la chimie, la physique ou la géologie, il sollicite la collaboration de chercheurs spécialisés.

Cette pluridisciplinarité a sans doute été à l'origine de celle d'aujourd'hui. Les expéditions les plus récentes sont aussi fondées sur ce principe. Comprendre des phénomènes aussi complexes ne peut aujourd'hui s'envisager qu'à travers la richesse de la pluridisciplinarité. D'ailleurs, Jean Corbel lui-même ne disait-il pas : *« la baie du Roi est un terrain d'étude privilégié pour les géographes et les naturalistes intéressés par les effets du froid sur le milieu » ?*

1.2.2. De la grande expédition de 1966 à la redécouverte de la base

Les équipes de Jean Corbel s'intéressent vivement aux problèmes de la morphologie périglaciaire dans l'Arctique et effectuent de nombreux travaux sur ce sujet. Passionné par le monde polaire, sachant combien ce domaine reste mal connu et peu étudié, Jean Corbel attire l'attention sur les avantages d'expéditions groupant des spécialistes de différentes disciplines. Ses nombreuses démarches auprès du CNRS aboutissent enfin à la création officielle au 1er janvier 1964 d'une Recherche Coopérative sur Programme (la R.C.P. 42 dite « Hautes Latitudes ») dont il est responsable. Dès le mois de juillet de cette année, 18 personnes, chercheurs et techniciens, sont installés au Spitsberg à quelques kilomètres de Ny Ålesund, dans le Kongsfjorden (Fig. 3). Ils sont géologues, géographes ou géophysiciens. Pendant quatre ans, la base en dur érigée quelques années plus tôt, permet d'accueillir l'été des chercheurs de diverses disciplines (Corbel, 1966).

En 1966, ce sont 37 personnes qui sont inscrites à cette campagne. Là encore, la pluridisciplinarité est de mise, dans le but d'étudier l'influence du froid sur les milieux naturels.

Suite à la dissolution en 1967 du groupe de recherche Hautes Latitudes puis à la mort accidentelle de Jean Corbel (1970), les missions cessent et la base française est petit à petit abandonnée. Mais en 1974, deux étudiants bisontins, Thierry Brossard et Daniel Joly, entreprennent de tirer la base de son sommeil. Leur projet d'écrire leur thèse tout en remettant en activité la base a permis d'initier un mouvement sur la recherche arctique. Ces travaux de restauration, entrepris avec le soutien de l'ambassade de France en Norvège, ont permis de redonner à la science de terrain une infrastructure opérationnelle.

C'est ainsi que les missions se sont succédé au rythme de une ou deux par année. La construction d'un aéroport à Longyearbyen ayant facilité l'accès, puisque d'un voyage de 15 jours pour atteindre Ny Ålesund, deux seulement sont désormais nécessaires aujourd'hui. Ainsi, depuis les années 80 et ce

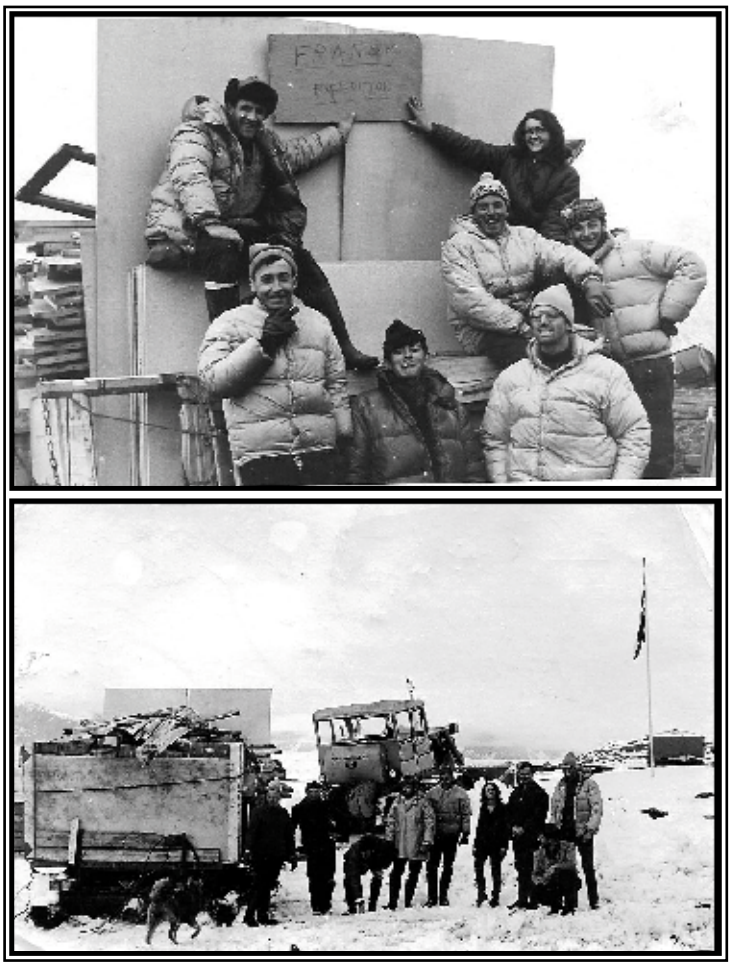


Figure 3 – Si aujourd'hui encore l'aventure est de mise, que dire des pionniers du milieu du XXe siècle ! Le confort actuel de Ny Ålesund a bien changé la donne, même si l'esprit reste le même du côté de la base Corbel (source : don des Vétérans de la Kingsbay).

nouvel élan, Thierry Brossard rappelle, dans le film sorti pour les 30 ans de la base française (Griselin, 1994), que près de 25 chercheurs ont été concernés par des travaux à la base française, et que plusieurs thèses y ont trouvé leur cadre (dont : Geoffray, 1968 ; Moign, 1973 ; Brossard, 1977 ; Joly, 1980 ; Griselin, 1982 ; André, 1993 ; Marlin, 1991 ; Lefauconnier, 1987 ; Kergomard 1982 ; Mercier, 2001).

1.3. Travailler dans le sillage des pionniers : la base Corbel

1.3.1. Une base entièrement dédiée à la recherche de terrain

Si l'engagement est aujourd'hui considérablement amoindri par le confort de Ny Ålesund, l'aventure demeure en toile de fond. À quelques kilomètres de cette ancienne cité minière norvégienne aujourd'hui base de recherche internationale, l'esprit des pionniers demeure sur le site d'observation fondé par Jean Corbel. Cette base qui porte aujourd'hui son nom, ce sont quatre bâtiments que les travaux successifs ont reconvertis en refuge confortable dédié à la recherche (Fig. 4). Les choses ont bien évolué depuis que la première équipe a acheminé et construit ces baraquements, et la modernité rattrape petit à petit le lieu. La récente rénovation en profondeur de la base entreprise par l'Institut polaire français (IPEV), encore poursuivie actuellement, modifie l'apparence et le confort avec l'arrivée de l'électricité. Pourtant, bien que l'énergie solaire et éolienne soit arrivée, que le gaz ait remplacé le poêle à charbon, vivre et travailler ici, correspond toujours un peu à une aventure au service de la recherche.

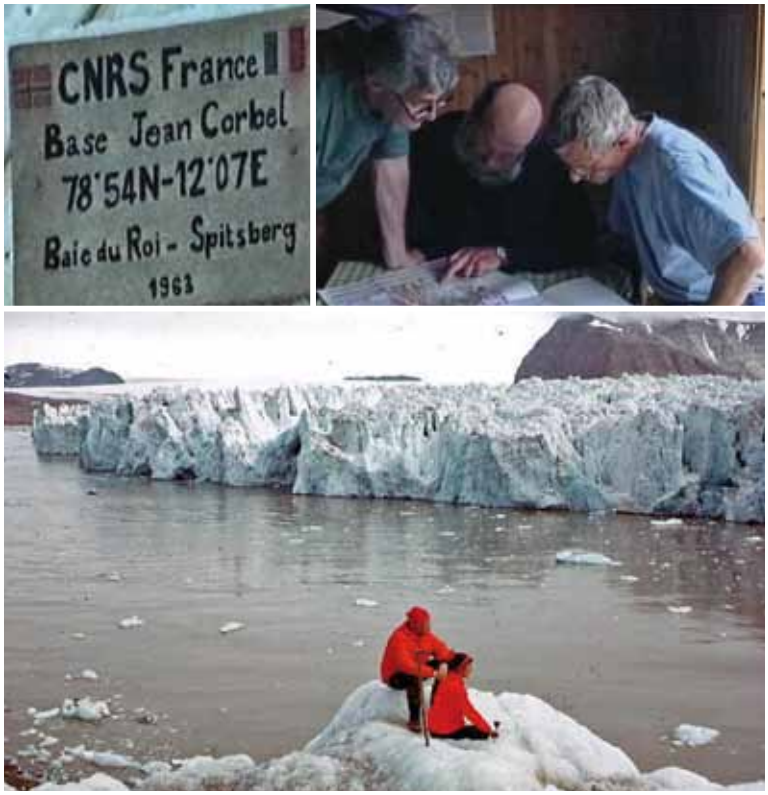


Figure 4 – En haut, Jean Claude Wieber, Thierry Brossard et Daniel Joly étudient la géologie de la région avant d'aller échantillonner le terrain (Mission d'été 1993 - source, Griselin, 1994). Avant eux, Robert et Huguette Vivian avaient menés d'importants travaux dans la région (photo en bas : Robert Vivian, juillet 1961 devant le Kongsvegen).

En effet, l'héritage scientifique est fort et très présent. On y trouve un certain *way of life*, à la fois dans la vie au quotidien mais aussi et surtout dans l'approche scientifique, résolument tournée vers la pratique du terrain. Cette caractéristique est une chance : elle permet d'utiliser les méthodes informatiques actuelles de traitement tout en ayant la possibilité d'effectuer des vérifications et des observations directement *in situ*. Il est ainsi possible d'apporter les outils actuels tout en se fondant sur des méthodes traditionnelles.

La base Corbel fait donc partie de cet héritage et permet de rester au cœur du terrain, d'avoir cette

proximité avec les phénomènes. Elle donne l'opportunité d'être toujours réactif aux événements observés, et de ne pas miser sur le hasard pour appréhender des processus parfois improbables. On les comprend d'autant mieux qu'on est proche, pour ne pas dire sur le terrain que l'on étudie.

Enfin, la volonté du programme, et la nôtre en le rejoignant, c'est aussi et surtout de continuer un projet et des observations entrepris il y a 50 ans, perpétués il y 30 ans et poursuivis il y a 5 ans.

1.3.2. Les missions actuelles

On y reviendra tout au long de ce travail : le Svalbard est caractérisé par des oscillations climatiques extrêmement brèves, brutales et d'une amplitude souvent remarquable. Scientifiquement, c'est la spécificité qui sans doute nous aura le plus marqué. Il est possible, sans aucun doute, d'appliquer ici le dicton islandais selon lequel « si le climat ne te convient pas, patiente dix minutes ! ».

Cet adage correspond parfaitement au contexte du Spitsberg : on y est constamment soumis à des changements climatiques brutaux. Et souvent la présence sur le terrain a permis l'observation des processus qui les accompagnent. À chaque mission, il nous a été en effet possible de prendre la mesure de nombreux phénomènes et de manifestations particulières à l'Arctique. Nous avons aussi compris à travers leur occurrence qu'il ne tenait qu'à un fil de les manquer. L'automne 2008 constitue par exemple une période clé, autour de laquelle nous avons choisi de construire et d'articuler ce travail. Sans une présence sur le terrain, cet événement capital aurait été complètement manqué, et avec lui les conséquences sur les dynamiques hydro-glaciologiques du bassin glaciaire. Là encore, la pratique du terrain a été déterminante.

Ce travail de thèse repose en effet sur dix missions, qui totalisent près d'une année de présence de son auteur, et qui ont été l'occasion d'expérimenter mais surtout d'observer, de comprendre et de saisir des événements extrêmement ponctuels, tant spatialement que temporellement. À l'exception de l'hiver pendant lequel la nuit arctique empêche l'observation, nous avons ainsi connu chaque saison et leurs spécificités. Nous avons été présent chaque automne et chaque printemps, les saisons capitales pour observer les dynamiques hydro-glaciologiques. En 2009, nous avons eu l'opportunité de vivre sur le terrain pendant quatre mois et demi. Presque 140 jours pendant lesquels nous avons eu la chance de pouvoir saisir la complexité des processus arctiques et leurs évolutions. À la suite de cette expérience enrichissante à tous les points de vue, il a été possible de dégager des grands traits, de grandes caractéristiques. Il fut, en revanche, impossible d'avoir des certitudes, bien au contraire.

Enfin, cette aventure scientifique est aussi une histoire de recherche et de passion : il ne peut pas en être autrement lorsqu'on vit dans 23 m² de bureau/cuisine/atelier/laboratoire et qu'on dort dans des chambres où la température descend parfois sous les - 15°C. Et pourtant, quel bonheur de se retrouver là ! Simplement parce qu'au-delà du cadre, c'est aussi le partage d'expériences avec des chercheurs

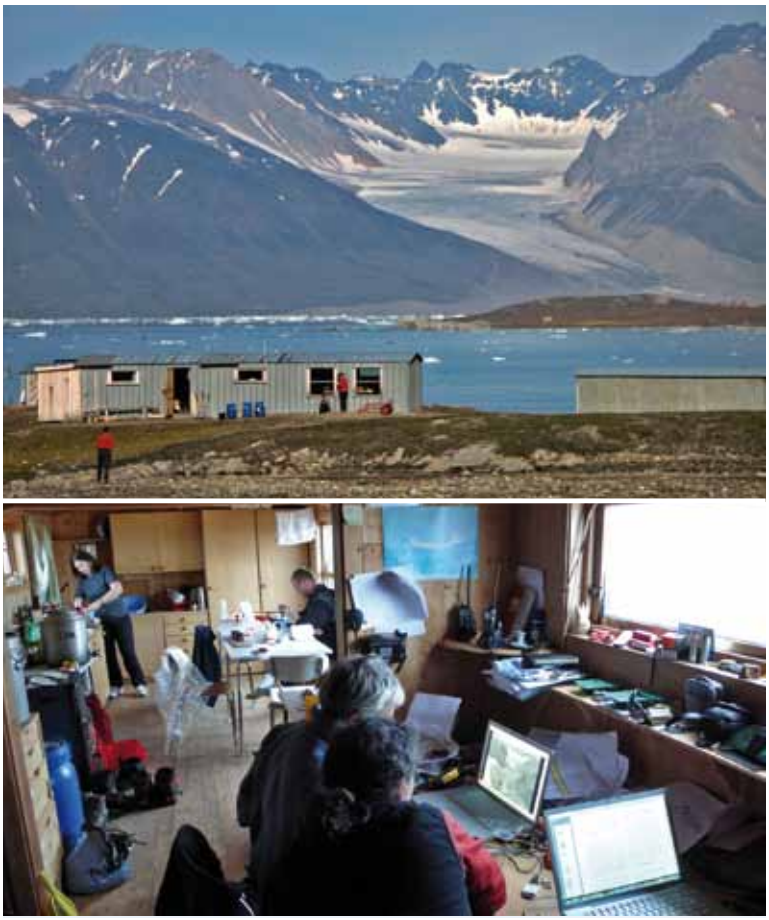


Figure 5 – La base Corbel, centre névralgique de nos missions : refuge, lieu de travail et de convivialité. Ici ce sont déroulés les plus beaux moments de ce travail (juillet 2007).

pour qui le Spitsberg représente bien plus que de la science pure : c'est tout un pan de vie (Fig. 5).

1.3.3. Une remise en question permanente

Notre chance a donc été de pouvoir passer du temps sur le terrain, des mois pour tenter de comprendre un environnement incontestablement différent et si particulier. Nous avons l'opportunité dans notre vie de parcourir les glaciers et les milieux montagnards, mais l'expérience arctique qui s'est offerte à nous, a aussi paradoxalement apporté une forme de nouveauté. Nous pensions bien connaître les glaciers et leur environnement. La découverte du Spitsberg et de la Baie du Roi s'est aussi révélée être une remise en question, tant cet environnement en principe si familier nous a semblé, au début en tout cas, déroutant. Un certain nombre d'acquis sont tombés et nous sommes passé par une phase de réapprentissage du milieu.

À travers cette réflexion il s'agit surtout de souligner à quel point il est complexe de comparer, en ce qui concerne les glaciers, le Svalbard et d'autres latitudes ou mêmes d'autres régions arctiques. Comme nous le montrerons plus loin, c'est un milieu qui a ses spécificités, qu'il est nécessaire de prendre en compte pour mieux en comprendre les processus.

Ce questionnement initial se retrouve tout au long de notre travail pendant lequel il a fallu douter en permanence : si nous avons pu répondre à un certain nombre de questions, bien d'autres en revanche sont nées au fil de l'avancée de cette thèse.

2. DU CONTEXTE AUX CONCEPTS

2.1. L'importance de l'Arctique dans le système Terre

Dans cette partie, nous avons souhaité prendre un peu de recul par rapport à ce qui est communément présenté concernant l'Arctique, en tentant de sortir des travers d'un certain « effet de mode ». Il nous a paru important de faire un véritable point des connaissances actuelles sur l'Arctique et plus spécifiquement sur le Svalbard.

2.1.1. Des changements d'échelle nécessaires

La globalisation autour des premiers inventaires des glaciers date des années 70. Quarante ans plus tard, les bases de données centralisées par le WGMS (World Glaciers Monitoring Service) recensent plus de 100 000 glaciers, représentant environ 240 000 km². Dyurgerov et Meier (2005) estiment pour leur part à 160 000 le nombre de glaciers pour une surface de 685 000 km².

Le suivi des glaciers est donc organisé et centralisé à l'échelle mondiale, qui se décompose en 11 « macrorégions » (rapport du WGMS, fig. 6). Cette échelle globale permet d'avoir une vue d'ensemble de ce que représente chaque zone par rapport à la planète. Le Svalbard fait partie du groupe des « îles arctiques » au même titre que le Groenland, l'Arctique canadien (qui regroupe 36 000 îles), l'Islande et les îles arctiques de l'Est (Svalbard).

Cette zone a une superficie englacée proche de 275 500 km² sur laquelle plusieurs observations sont effectuées. On dénombre 93 séries pour les observations de variations des fronts et 34 qui concernent le bilan de masse. Dans cet ensemble, l'Islande et le Svalbard occidental disposent des meilleures séries de données. Cela n'est toutefois pas représentatif, puisque, comme le notent A. Kääb *et al.* (2005), il existe de grandes disparités au sein de ce même groupe, dont les processus diffèrent sensiblement en fonction de la localisation et de la géomorphologie (volcanisme, surge, vêlage).

Concernant le Svalbard, à l'exception des glaciers de la calotte du Nordaustlandet, on dénombre 23 glaciers suivis, dont 9 le sont régulièrement (l'Austre Lovénbreen l'est depuis 2008). Les autres ne bénéficient que de mesures ponctuelles (Hagen *et al.*, 2003 a et b).

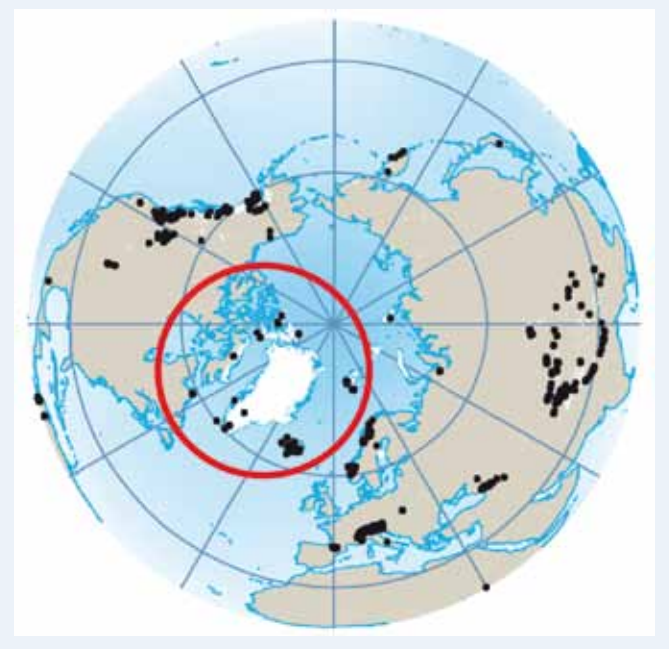
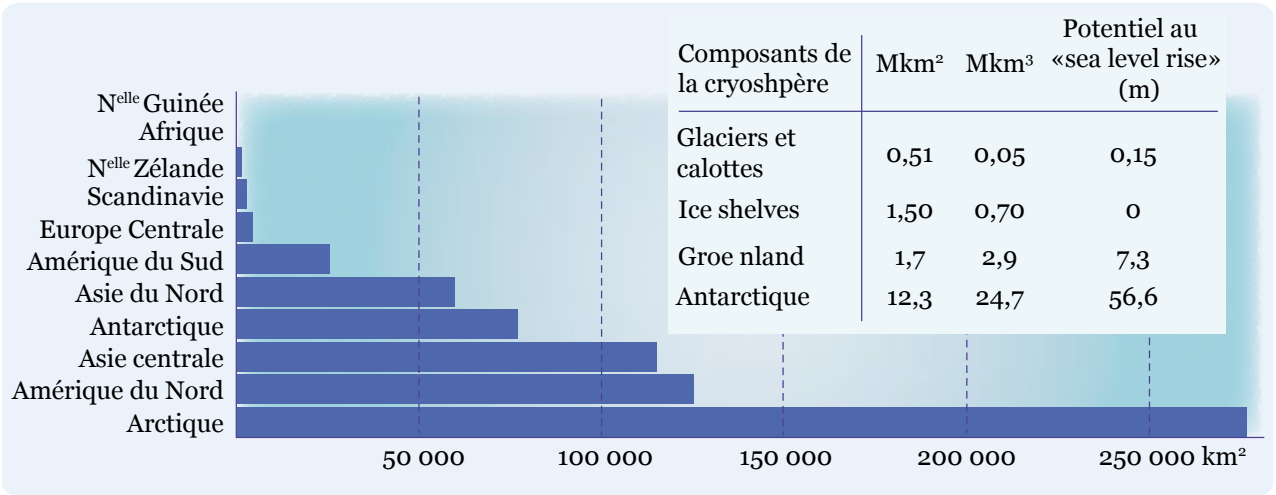


Figure 6 – Le groupe des glaciers « îles arctiques » selon la nomenclature du WGMS (source : WGMS)

Concernant le bilan de masse, on essaie au Svalbard sous l'impulsion de problématiques nées des changements climatiques contemporains, d'établir comme pour d'autres massifs, les chroniques les plus complètes et les plus longues. Les travaux menés vont en ce sens et ont pour but de mettre en place un lien entre le stock d'eau contenu par les glaciers et l'océan (Hagen *et al.*, 2003 a et b) en travaillant à une échelle plus globale (de gros glaciers ou surtout des groupes de glaciers, Moholdt *et al.*, 2010). D'autres travaux sont ainsi menés pour comprendre comment les glaciers réagissent aux changements climatiques (Kohler *et al.*, 2007). Les problématiques privilégiées étant celles du niveau des océans et de sa fluctuation en fonction des dynamiques glaciaires, les travaux proposent donc généralement des visions d'ensemble permettant une généralisation (Nuth *et al.*, 2010). On est alors confronté à une approche souvent beaucoup plus large, qui diffère sensiblement avec notre volonté d'observer à l'échelle d'un petit bassin. Ce point constitue une originalité, puisque très peu de glaciers sont auscultés de la sorte. On n'omettra cependant pas de renvoyer aux travaux menés sur le Midtre Lovénbreen concernant les dynamiques de petits glaciers de vallée (Rees et Arnold, 2007 ; Murray *et al.*, 2007, Kohler *et al.*, 2007). Ces travaux constituent en effet l'une des rares références d'une observation à échelle locale très fine.

2.1.2. L'Arctique dans les problématiques actuelles de l'augmentation du niveau des océans

La grande majorité des glaciers mondiaux est localisée dans la zone de l'Atlantique Nord et en Arctique (Fig. 7). En effet, les glaciers de montagne et les grandes calottes (MGIC pour Mountain Glaciers and Ice Cap) représentent 55 % des glaciers du globe (SWIPA, 2011).



Composants de la cryoshpère	Mkm²	Mkm³	Potentiel au «sea level rise» (m)
Glaciers et calottes	0,51	0,05	0,15
Ice shelves	1,50	0,70	0
Groe nland	1,7	2,9	7,3
Antarctique	12,3	24,7	56,6

Figure 7 – Les glaciers ont une distribution essentiellement centrée sur l'Arctique. Cet inventaire a été réalisé par le Global Land Ice Measurement from Space (GLIMS) en 2008 et montre cette prédominance (d'après GLIMS, 2008).

La question de connaître la contribution de cet ensemble de glaciers à la montée des océans est donc un sujet d'actualité. Les régions arctiques ont en effet subi, durant le siècle dernier, un important réchauffement qui se poursuit actuellement. La fonte de ces grandes masses alimente ainsi les océans de façon beaucoup plus durable. L'hypothèse est alors d'autant plus tangible que l'on observe parallèlement un comportement climatique des régions arctiques tout à fait remarquable. En effet, si l'on compare les anomalies de températures sur la période 1900-2009, on constate que l'Arctique est plus touché par cette augmentation de températures que le reste de la planète (Fig. 8).

Nous reviendrons plus en détail sur les dynamiques glaciologiques dans le chapitre III. Il est cependant capital de noter ici que les conséquences de ces changements affectent directement le comportement des glaciers et l'influence qu'ils ont sur leur environnement. En effet, avec la remontée de l'isotherme 0°C due au réchauffement, plus de surface est exposée à la fonte : les écoulements augmentent donc eux aussi très fortement. D'autre part, cette augmentation d'eau liquide lubrifie l'interface glace-roche et accélère le glissement des glaciers à front marin vers la mer, tandis que le régime des glaciers de montagne s'en trouve modifié. On a donc une augmentation significative du transport d'eau de la terre vers les mers (Rippin *et al.*, 2003). Pour étayer avec plus de force cette observation, on renverra aux travaux de K. Steffen et son équipe (2008) concernant la contribution générale des glaciers dans le monde (Fig. 9).

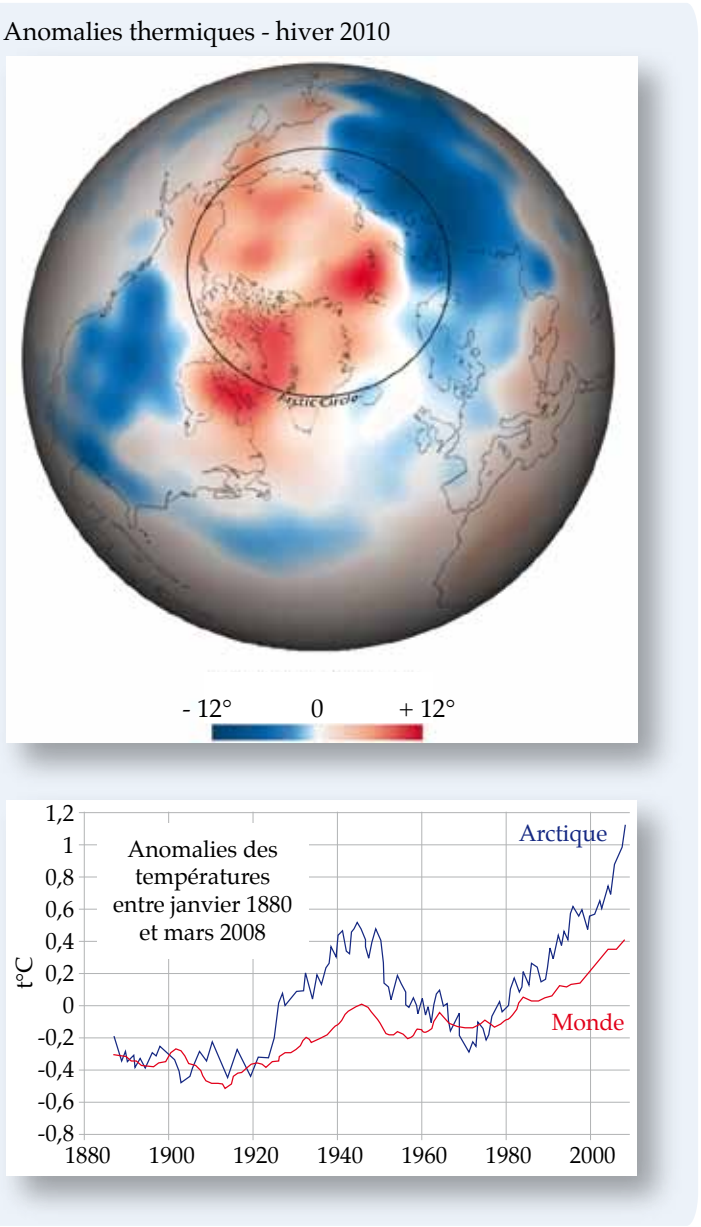


Figure 8 – L'Arctique face aux anomalies climatiques globales semble plus touché par le réchauffement. L'hiver 2010 représenté sur la mappemonde en est un bon exemple. Les glaciers et grandes calottes en sont ainsi les premiers affectés comme le montre le graphique issue des travaux du SWIPA (Snow, Water, Ice, Permafrost in Arctic, d'après SWIPA 2011).

En volume total de glace, l'Antarctique est de loin le plus important. En revanche, l'accumulation nette est tellement importante sur les glaciers de l'Arctique qu'ils devancent sur ce plan l'Antarctique. La dynamique glaciaire en Antarctique est

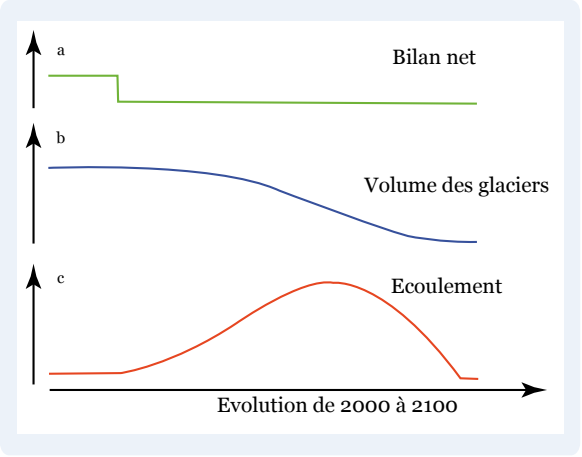


Figure 9 – Paradoxalement, plus les glaciers fondent, plus leur surface diminue, donc moins ils s'exposent : on se dirige donc vers une diminution des écoulements faisant suite à une très forte augmentation, (adapté de SWIPA, 2011)

très faible (peu d'accumulation, peu d'ablation). En revanche, par une ablation très importante, la contribution des glaciers arctiques à l'augmentation du niveau de la mer est significativement plus élevée (Mernild *et al.*, 2009).

Enfin, comme le montre la figure 10 les prévisions des évolutions à moyen terme (2000 – 2100) montrent une tendance tout à fait originale. En effet la forte diminution du volume des glaciers devrait progressivement s'estomper dès lors que celle-ci aura atteint la ligne d'équilibre (au-delà de laquelle les glaciers gagnent du volume). Les écoulements vont donc eux aussi diminuer, amenuisant leur contribution aux eaux océaniques. Cette observation est majeure pour appréhender l'évolution des dynamiques des hydrosystèmes glaciaires (Svendsen *et al.*, 2002).

Toutefois, si l'on s'attache à une échelle plus locale, on observe d'importantes variations régionales (Dyurgerov & Meier, 2005). Ces cas particuliers justifient à eux seuls d'affiner l'échelle de travail afin de mieux comprendre les moteurs de ces mécanismes.

2.1.3. Le Svalbard dans le contexte arctique

Les glaciers du Svalbard ont une réponse extrêmement sensible aux variations climatiques. Ils suivent ainsi la tendance de l'Arctique, que ce soit pour les petits glaciers comme pour les plus grandes calottes du nord-est (Nordaustlandet). Les chroniques d'observation du Norsk Polarinstitutt (NPI) montrent en effet à quel point les glaciers ont perdu du volume, comme on peut le constater sur la figure 10.

Dans le cadre du programme GLACIODYN-Norway, des travaux ont pu mettre en évidence certains aspects des dynamiques glaciologiques au Svalbard (Moholdt *et al.*, 2010). En effet, on assiste à un double phénomène. D'une part les parties glaciaires en basses altitudes fondent très rapidement et perdent d'importants volumes de glace. En revanche, les zones glaciaires d'altitude bénéficient d'une accumulation de plus en plus importante (Fig. 11) due à une augmentation significative des précipitations.

Toutes ces observations, fruit de travaux le plus souvent réalisés à une échelle globale, doivent être comparées aux dynamiques locales. C'est dans ce contexte que notre démarche va s'intégrer. La finesse de l'échelle d'observation devant rendre compte des causes de ce qui est observé à une échelle plus globale.

Il est également utile de préciser que le Svalbard (avec l'Alaska) montre les bilans les plus négatifs et les pertes les plus significatives si on le compare aux autres zones glaciaires du monde (Dyurgerov & Meier, 2005). C'est donc aussi un facteur capital à prendre en compte pour comprendre les dynamiques locales.

Figure 10 – Le retrait des glaciers est incontestable au Svalbard, en témoigne ces clichés (Greenpeace et Norsk Polarinstitutt) du Blomstrandbreen en Baie du Roi, séparés de 74 ans. Ces changements majeurs ont fait de la presqu'île de Blomstrand une île.

Enfin, il convient de retenir de cela que certaines observations doivent être nuancées. En effet, l'expansion thermique des océans a une contribution deux fois et demie supérieure à l'augmentation du niveau des mers par rapport à la fonte des glaciers arctiques (IPCC, 2007). L'augmentation de l'accumulation (neige) en altitude ainsi que l'accroissement de la fonte dans les parties basses (qui sont avérés), ont donc un impact à relativiser. Parallèlement à ce constat, le volume de glace diminue lui aussi de façon significative. Pourtant, comme le rappelle Jon Øve Hagen (2011), même si la calotte groenlandaise fondait intégralement, la montée des eaux compenserait à peine l'expansion thermique des océans. Aussi, quoi qu'on puisse affirmer aujourd'hui, il subsiste surtout de grandes incertitudes.

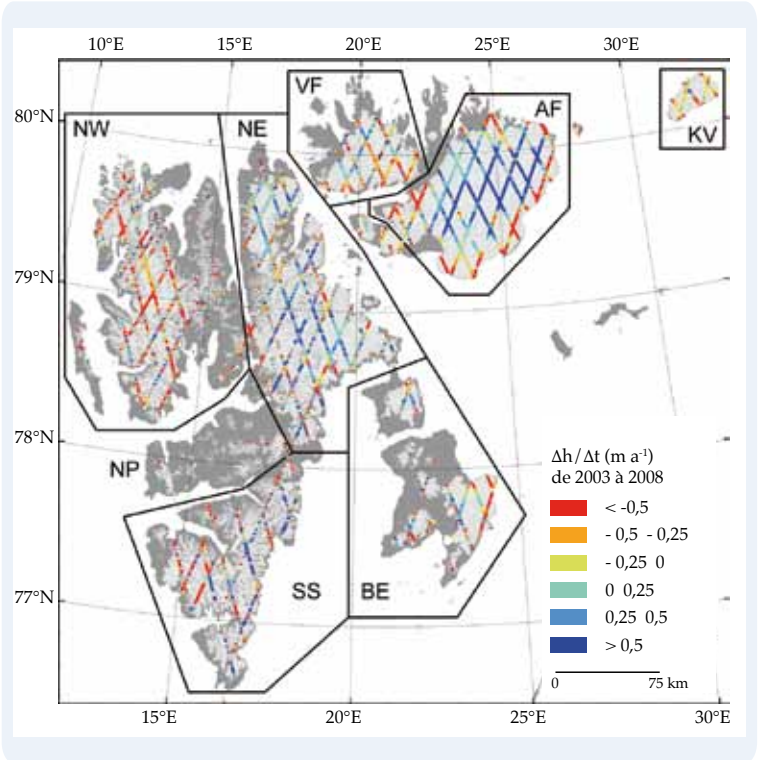


Figure 11 – Vers un équilibre accumulation-abaltion ? Les calculs effectués à partir des mesures ICESat entre 2003 et 2008, illustrent ce contraste net entre une perte de glace en zones basses et une accumulation dans les zones les plus élevées (adapté de Moholdt, 2010).

2.2 De l'Année Polaire Internationale au programme HSF

2.2.1. Le contexte de l'IPY : un élan pour la recherche polaire

Les régions polaires et plus particulièrement les glaciers sont considérés comme des indicateurs pertinents de changements climatiques. Ce sont des sujets sur lesquels de nombreux projets scientifiques se focalisent aujourd'hui. Les pôles et leurs dynamiques sont en effet au cœur des préoccupations scientifiques, à travers les évolutions climatiques et les processus glaciologiques.

La dernière Année Polaire Internationale, initiée en 2007 et qui a pris fin en 2009, a donc été l'occasion d'envisager des programmes de recherche ambitieux. En effet, cet événement, le quatrième du nom, a permis de fédérer la recherche internationale avec plus de 200 programmes réunis autour des thématiques polaires. Dans ce contexte de recherches massives, les problématiques sont extrêmement nombreuses et la pluridisciplinarité est à nouveau de mise. Les résultats et la production scientifiques sont tels qu'il est d'ailleurs envisagé une décade polaire : c'est dire l'importance du sujet et des problématiques soulevées.

Cet élan permet également de garder une dynamique de recherche à travers d'autres programmes plus locaux, fédérant eux-mêmes plusieurs laboratoires : c'est le cas pour l'Arctique. Cet engouement a aussi un revers (très relatif) de médaille. Les publications et les travaux sur ces sujets ont été tellement importants, qu'il est bien difficile d'avoir un regard exhaustif sur cette masse d'information.

De plus, le contexte de changement climatique (augmentation avérée des températures en Arctique) et de retrait glaciaire (perte de volume de glace) amène à s'interroger sur les conséquences de ces évolutions : un ensemble de questionnements qui a précédé et qui va au-delà de l'Année Polaire.

2.2.2. Des séries d'observations finalement peu étendues, une échelle d'étude à affiner

Certes, portés par l'Année Polaire Internationale, de nombreux programmes ont pour objet l'observation des glaciers ou des calottes. Les groupes de recherche rassemblés dans le programme GLACIODYN observent les changements climatiques qui affectent l'Arctique et en particulier les glaciers. Malgré cela, si le Nord de l'Amérique et de la Russie disposent de séries d'observations longues (supérieures à 20 années), le Svalbard, à l'exception de quelques glaciers dont le Brøggerbreen, ne dispose pas de séries aussi étendues.

De plus, au regard de la surface englacée sur la planète qui est d'environ 10 %[1], peu de glaciers sont finalement suivis. Encore moins le sont à une échelle très locale (ils font le plus souvent partie d'un ensemble de glaciers), et à une échelle temporelle fine (les sessions de mesures sont souvent espacées dans le temps).

1 Nous ne parlerons pas en nombre de glaciers, puisqu'ils ne sont pas toujours des unités discrètes.

Face à ces choix, il existe un intérêt à envisager des observations et un suivi en considérant l'échelle la plus fine.

Aussi l'originalité dans notre cas est de bénéficier des axes de recherche du programme Hydro-Sensor-FLOWS (HSF). Alors que certains s'occupent des glaciers à l'échelle planétaire avec des pas de temps proches du million d'années, le programme HSF s'intéresse en revanche à un bassin de quelques km² sur quelques années. Cette volonté d'un suivi spatio-temporel très fin est donc un choix méthodologique original situant le programme HSF dans le domaine de l'auscultation (Fig. 12).

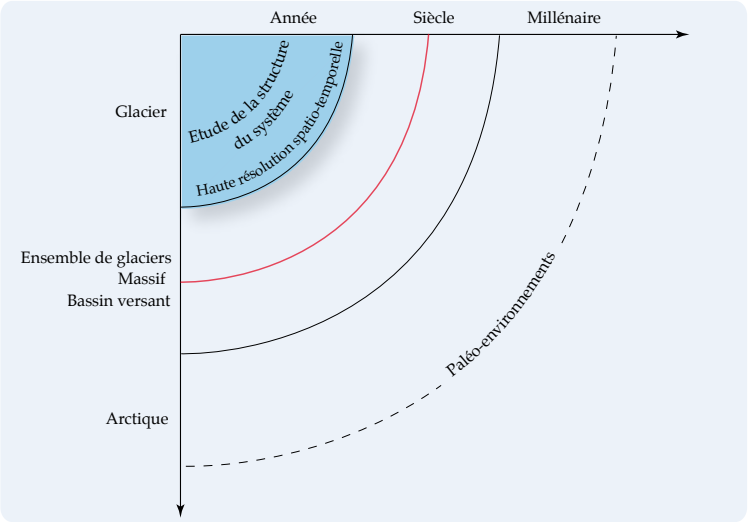


Figure 12 – La définition scalaire de notre sujet détermine sa situation spatio-temporelle dans l'appréhension des phénomènes. Alors que pour certains les préoccupations vont être l'échelle continentale sur 800 000 ans, le programme Hydro-Sensor-FlOWS ne dépassera pas l'échelle d'un petit bassin versant pendant quelques années.

2.2.3. Le programme Hydro-Sensor-FLOWS

Le programme Hydro-Sensor-FLOWS (IPY # 16, IPEV 304) a été initié dès 2006 grâce au soutien de la région Franche Comté, de l'IPEV et du GDR Mutations Polaires dans la mouvance de l'Année Polaire Internationnale (2007-2009). Fin 2006, il a obtenu le soutien à long terme de l'ANR (ANR Sensor FLOWS, 2006-2010). Il repose sur la surveillance du bassin versant de l'Austre Lovénbreen à travers un réseau de capteurs (en *remote* et *in situ sensing*) et des prélèvements.

Ce programme visait à quantifier les flux liquides et solides d'un hydrosystème polaire représentatif des glaciers de type alpin du Spitsberg. Il s'agissait d'en suivre la dynamique spatio-temporelle sur les quatre ans du programme (2006-2010) pour en comprendre la réactivité. Il s'agissait d'établir une veille environnementale permettant d'appréhender différemment les processus et la spatialisation de l'information hydro-climatologique dans un contexte d'accélération du retrait glaciaire au Spitsberg. Il perpétuait, en outre, la tradition initiée par J. Corbel et les premiers chercheurs français au Spitsberg, d'avoir une approche à échelle extrêmement locale. Le but sous-jacent à ces travaux était de comprendre la réponse de l'hydrosystème aux fluctuations climatiques contemporaines (40 ans).

Le Spitsberg est représentatif de l'Arctique « océanique » en glaciologie et en hydrologie (Vivian H., 1964). L'Austre Lovénbreen est quant à lui représentatif des petits glaciers arctiques de type alpin. Aussi une généralisation est-elle possible. L'originalité du programme Hydro-Sensor-FLOWS était donc d'envisager un travail sur des phénomènes locaux et leurs dynamiques spatio-temporelles.

L'originalité du bassin (sur lesquelles nous reviendrons plus en détail) est l'existence d'une barre calcaire en aval du vallum morainique. Cette barre contraint les écoulements à se rassembler pour la traverser en deux puissants canyons : l'intégralité des écoulements est donc mesurable en ces deux points, permettant de quantifier la quasi-totalité des flux sortants, ce qui est très rare en Arctique où les écoulements sont généralement divagants. Cette caractéristique fait du bassin de l'Austre Lovénbreen un site école pour l'hydrologie : il est en effet souvent impossible d'implanter un monitoring efficace tant les écoulements sont diffus sur les plaines côtières (Vivian H., 1964, Vincent M., 1970, Griselin, 1982).

Cet extrait du dossier-programme Hydro-Sensor-FLOWS (Griselin-Marlin, 2006) nous en donne les objectifs.

« Il y a deux voies majeures pour suivre les réactions d'un glacier aux fluctuations climatiques, ces deux voies permettant toutes deux de définir la variation de volume du glacier :
– la voie glaciologique en effectuant le bilan de masse du glacier ;
– la voie hydrologique en établissant le bilan d'écoulement (ou bilan hydrologique) qui permet de déterminer les parts respectives dans le débit des lames de fusion de la neige de la glace selon la formule :
variation de volume d'un glacier = bilan glaciaire = bilan d'écoulement
variation de volume = accumulation - ablation = $P - E - Q$
variation de volume = $Pn - [(Pn - Pns) + Lfg] = P - E - Q$

dans laquelle :
P = lame d'eau précipitée
Q = lame d'eau écoulée
E = évaporation
Pn = précipitations solides
Pns = précipitation solides stockées
Lfg = lame de fonte de la glace

NB : dans le cas de l'Austre Lovénbreen, cette formule est complexifiée par l'existence d'un écoulement pérenne sous-glaciaire ou souterrain, et la contribution de l'eau contenue dans la couche active du permafrost.

Comprendre le fonctionnement d'un hydrosystème nécessite de connaître le plus précisément possible chaque paramètre de l'équation hydrologique. Certains sont plus difficiles à établir que d'autres, notamment les écoulements sous-glaciaires ou souterrains, ainsi que la part de fonte de permafrost. Aussi, s'agissait-il d'affiner les entrées en amont, notamment la part de la neige et celle de la glace : ce travail nivo-glaciologique en amont du programme HSF est la raison de la présente thèse.

2.3. Une approche géographique et pluridisciplinaire

2.3.1. Des dynamiques spatio-temporelles sous l'œil du géographe

Associées le plus souvent aux variations climatiques (Reynaud *et al.*, 2002), les alternances glaciaires façonnent le paysage et nous laissent des témoignages d'états

bien différents de la situation actuelle (Sugden & John, 1976 ; Iverson *et al.*, 1995 ; Ballantyne, 2002).

L'approche des processus nivo-glaciologiques par la dimension spatiale et temporelle est donc aujourd'hui capitale. Aux approches purement physiques se sont substituées des démarches intégrant un nombre toujours plus important de facteurs climatiques et surtout de méthodes jusqu'alors mises de côté. Les aspects spatiaux ont ainsi bénéficié de cette ouverture, puisqu'ils sont au cœur des préoccupations pour comprendre les dynamiques (Jobard *et al.*, 2004 ; Dedieu *et al.*, 2004).

Sur le bassin de l'Austre Lovénbreen, la surveillance en aval et plus spécifiquement hydrologique est des plus précis. Les orientations du programme HSF vont dans ce sens et mettent l'accent sur la compréhension de ce que l'on peut appeler l'hydrosystème. Toutefois, tous les termes de l'équation hydrologique ne sont pas connus. Aussi, tel qu'il a été envisagé, ce travail de thèse se positionne en amont et doit permettre de connaître la participation de la glace et de la neige dans les mécanismes hydrologiques (Fig. 13). Et ce d'autant plus précisément que d'autres paramètres, tels que la part de l'eau issue du permafrost, sont quant eux très mal connus et encore plus difficiles à appréhender.

Nous aurons l'occasion d'aborder ce thème beaucoup plus en détail, mais notons ici que la neige, la pluie et la glace alimentent les écoulements. Leur fonte libère un stock d'eau liquide qui va prendre part auxdynamiques hydrologiques globales du bassin versant. Si précises soient-elles, les observations données par les relevés hydrologiques enregistrés en aval ne donnent pas la part de chaque terme de l'équation, mais une vision globale à un instant *t*. Aussi va-t-il nous falloir quantifier, de manière suffisamment fine, ce que représentent la neige et la glace.

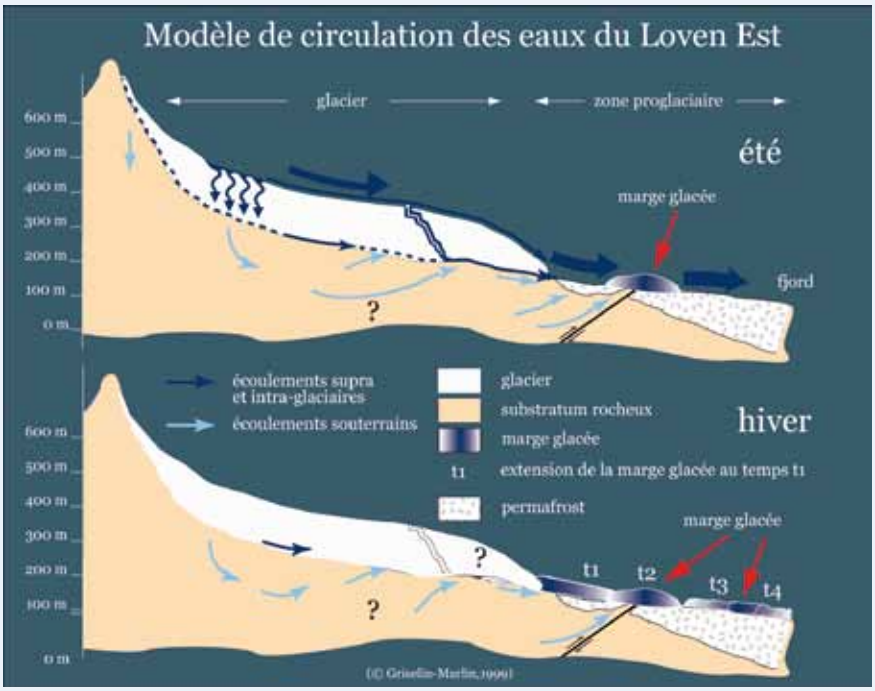


Figure 13 – L'équation hydrologique est constituée de paramètres importants. Mais avant de comprendre l'aval, il faut intégrer l'amont et comprendre comment fonctionne la circulation des eaux (source : Griselin & Marlin, 1999).

Il faut aussi comprendre les phénomènes au-delà de la simple quantification. En effet, un lien de cause à effet existe entre les entrées du système (*input*) et les sorties (*output*). Les processus à l'origine des dynamiques nivologiques doivent donc être déterminés pour les replacer dans le contexte plus global de la compréhension du fonctionnement d'un hydrosystème polaire.

2.3.2. Le contexte physique et des particularités locales à intégrer

La ligne directrice initiée par les pionniers reste la même dans ce travail, à savoir une approche de terrain, avec comme support un bassin versant de taille relativement modeste. Les processus observés agissent en effet sur environ 10,5 km², entre 20 et 862 m d'altitude. La description de cet environnement si particulier faite par Charles Pierre Peguy (1969) correspond d'ailleurs particulièrement bien : « on a sous le regard des montagnes qui flottent sur la mer ». Comme si dans les Alpes, la mer parvenait jusqu'au pied des glaciers d'altitude, ne laissant apparaître que le haut des parois. Dans la réalité, nous verrons que l'Austre Lovénbreen, comme ses voisins, n'a d'alpin que le faciès ; les petits glaciers du Spitsberg sont en effet bien différents des glaciers alpins en ce qui concerne fonctionnement et dynamique.

Comme cela a été brièvement abordé, notre travail se situe également dans un contexte de changements climatiques avec un réchauffement communément avéré. Typiquement, c'est un facteur climatique qui peut être local, ce qui a toute son importance dans l'approche envisagée. C'est en effet un point particulier qui sera débattu par ailleurs, puisque l'on constate que plusieurs faits et plusieurs observations sont parfois contradictoires.

Enfin, et ce dernier point ne souffre au moins d'aucune contestation, l'étude du bassin de l'Austre Lovénbreen se situe aussi et surtout dans un contexte de retrait glaciaire quasi généralisé. Un retrait qui continue de modeler la morphologie et qui redistribue le poids de chaque composante du paysage dans l'équation hydro-glaciologique.

2.3.3. Des outils…

Pour répondre aux questions que suscite le programme HSF, les différentes thématiques seront abordées sous le prisme de la géographie. Géographe de formation, nous nous trouvons à travers ce programme au carrefour de plusieurs disciplines : hydrologie, glaciologie, climatologie et nivologie sont nécessaires pour aborder un hydrosystème arctique et son fonctionnement. En outre, elles sont toutes unies par un dénominateur commun : le besoin et la nécessité de spatialiser des phénomènes, des processus et des mesures.

Pour parvenir à cette approche résolument pluridisciplinaire, nous disposons donc d'un certain nombre d'outils, à partir desquels les résultats des différentes mesures seront traités puis interprétés. Un grand nombre d'outils a servi a effectuer plusieurs campagnes de mesures de terrain :

– DGPS (*Differential Global Positioning System*) ;
– GPR (*Ground Penetrating Radar*) ;
– carottier à neige ;
– station photos automatiques ;
– instrumentation *in situ* (capteur de température, stations météorologiques) ;
– stations de mesures hydrologiques et hydrochimiques.

Ce travail de thèse a demandé un croisement effectif des données obtenues grâce à l'utilisation d'outils très différents : le défis a aussi été de rendre ces données compatibles afin de pouvoir utiliser des traitements géomatiques pour les croiser.

Pour que ce réseau d'outils puisse fonctionner, pour qu'ils puissent coïncider de manière pertinente, des forces vives sont nécessaires. Il est donc important de souligner ici qu'il s'agit aussi d'un travail d'équipe.

2.3.4. … Et des données

Les nombreuses données sont le corollaire des outils et des méthodes utilisées qui nt en outre approté la variété. Les résultats qui en sont issus reposent sur trois années d'observation, de collecte d'information, d'enregistrements et de mesures pas toujours aussi fructueuses qu'on l'aurait souhaité. En tout cas, ce sont sans aucun doute trois années de recherche et d'expérimentations pour tenter d'obtenir des données qui se rapprochent le plus de la réalité observée.

Les données issues des multiples campagnes de mesures effectuées dans le cadre du programme seront donc mobilisées. Cette riche base a été constituée par :
– les températures, les précipitations et l'étude des vents ;
– les mesures de débit des émissaires et les mesures plus spécifiquement hydrochimiques (T°C de l'eau, salinité, pH…) ;
– les images satellites acquises pour le programme ;
– les photos *in situ* du réseau d'observation au sol ;
– les hauteurs, densité et équivalent en eau du manteau neigeux ;
– les mesures qualitative et quantitative de la glace et du glacier (profondeur, gain, perte, extension) ;
– les MNT et relevés topographiques effectués sur le bassin.

Les protocoles de mesure (type, erreur) seront développés dans la deuxième partie de cette thèse ; il nous paraissait important d'avoir ici un inventaire exhaustif des données sur lesquelles se fondent nos recherches. Le référentiel météorologique de Ny Ålesund reste important (notamment pour le long terme), mais dans ce travail envisagé à échelle locale, on va s'appuyer sur un système autonome de mesures et d'échantillonnage.

Conclusion

Ce chapitre introductif visait à replacer notre thèse dans le contexte plus général de la recherche arctique. À l'amont d'un programme ANR, labellisé Année Polaire Internationale, ce travail personnel s'est déroulé dans un cadre particulier. Ce fut une chance pour nous de marcher dans les traces des pionniers de l'Arctique, ce fut un privilège d'appartenir à un programme scientifique d'envergure. La tâche de doctorant en a été aidée par tous les aspects matériels pris en charge par le programme. Cette tâche a été enrichie par les échanges avec les membres du programme, l'ouverture à d'autres problématiques et d'autres disciplines. Elle n'en fut pas moins ardue car le programme comptait sur nos propres résultats concernant la nivo-glaciologie. Nous avons eu carte blanche mais, pour autant, la structuration du programme nous a fait dépendre d'un groupe et parfois de choix pris pour le programme avant que cette thèse ne soit prévue. Nous verrons dans les parties suivantes combien ce travail personnel est également le fruit d'une réflexion collective. Il nous a permis, en tout cas, d'appréhender à une échelle « humaine » les glaciers et leur dynamique complexe, dans un environnement privilégié. Cette approche a échelle locale nous aura permis de suivre jour par jour, voire heure par heure, les réactions du glacier Austre Lovén aux pulsations climatiques et ce pendant trois années.

CHAPITRE II

Originalité du cadre structural et climatique : entre mer et haute montagne

« Qui saurait décrire le degré d'infinie magnificence où peut atteindre la nature de Dieu ? »
L. d'Aunet
Voyage d'une femme au Spitsberg, 1854

Le Kongsvegen sur fond de Drönigfjellet au soleil de minuit (juillet 2008).

Introduction

Sa localisation polaire fait du Spitsberg un pays de glaciers et de banquise. Pourtant, chaque été, la mer est libérée, la neige disparaît des plaines de sandur et le permafrost dégèle en surface (Førland *et al.,* 2003). L'ambiance climatique locale y est particulièrement ondulatoire : les différents cycles sont marqués par une forte dissymétrie inter- et intrasaisonnière. Ce sont ces interférences contradictoires des phénomènes, à l'amplitude des cycles climatiques annuels parfois extrêmes, qui donnent toute son originalité au cadre de notre travail. Le Spitsberg a été décrit comme étant plus une terre de contact qu'une terre de contrastes (Corbel, 1966), elle reste aussi avant tout une terre d'excès.

Le cadre structural, pourrait apparaitre d'une moindre importance que l'ambiance climatique. Pourtant, comme le rappelait justement Annick Moign (1973), à la morphologie climatique s'imposent certains impératifs créés par une tectonique en « touches de piano ». La géomorphologie influence donc pleinement les dynamiques locales (Geoffray, 1966).

Les conséquences de ces dynamiques qu'elles soient glaciaires, géomorphologiques ou climatiques, se retrouvent dans les paysages, façonnés par les oscillations successives. Sous l'effet de la récession glaciaire contemporaine et de l'isostasie, de nombreuses zones se retrouvent actuellement en pleine mutation.

Bien évidemment, ce cadre si particulier influence directement les régimes glaciologiques et leur processus à petite comme à plus grande échelle. En corollaire, les fonctionnements hydrologiques s'en trouvent eux aussi affectés. Les spécificités du cadre géomorphologique et climatique seront donc abordées dans ce chapitre. Un cadre aussi singulier implique inévitablement des dynamiques particulières : avant de les comprendre, il convient de connaître le contexte géo-climatique qui les régit.

1. DES MONTAGNES QUI FLOTTENT SUR LA MER[1]

1.1. Petite présentation du Svalbard

Derrière l'apparente simplicité topographique du Svalbard et de ses formes caractéristiques se cache, comme l'a montré Annik Moign (1973), une genèse complexe. Celle-ci associe à la fois l'érosion et l'accumulation glaciaire, l'érosion et l'accumulation marines et enfin les retouches péri- et pro-glaciaires. En définitive, l'archipel du Svalbard raconte 240 millions d'années d'une d'histoire géologique qui fit d'un morceau d'Amérique un fragment d'Europe. Socle primitif, roches du Dévonien, du Permien, du Trias, du Jurassique, du Crétacé et du Tertiaire, le puzzle livre une riche mémoire arctique. C'est cette mosaïque qui constitue la base sur laquelle repose notre terrain d'étude.

1 Emprunté au livre de Charles Pierre Peguy « Ces montagnes qui flottent sur la mer », 1969.

1.1.1. Une situation entre Terre et Mer

Situé entre 76° et 81°N de latitude, le Svalbard (« Terres Froides » en norvégien) est défini comme l'ensemble des terres arctiques de la Norvège à l'exception de l'île de Jan Mayen (Geoffray, 1968). L'archipel du Spitsberg, qui en fait partie, représente approximativement un huitième de la France. Il est constitué des cinq plus grandes îles du Svalbard (Fig. 14), à savoir :

– Vestspitsbergen ;
– Nordaustlandet (la terre du nord est) ;
– Barentsøya (l'île de Barentz) ;
– Edgeøya (l'île d'Edge) ;
– Prins Karl Forland (l'île du prince Charles).

Figure 14 – Le Svalbard et sa forme caractéristique. Le vaste archipel est à mi-chemin entre le Pôle Nord géographique et la côte norvégienne continentale. Même d'un point de vue cartographique, ce sont des montagnes qui flottent sur la mer ! (sources : Norsk Polarinstitutt Karttegning)

C'est à son relief montagneux de type alpin que le Spitsberg doit son nom (il existe d'ailleurs un autre « Spitzberg » dans le Salzburg, en Autriche) : littéralement « les montagnes pointues ». Ce relief souvent ruiniforme et croulant (Corbel, 1966), constituerait le vestige d'un vieux continent comprenant la Norvège et la Terre François-Joseph.

Les îles émergent d'une plateforme peu profonde dont le prolongement trouve son aboutissement au sud, en Norvège continentale précisément. Les profondeurs relativement modestes entre elles (100 à 400 m de profondeur, soit très peu en comparaison de grandes fosses) en font un ensemble dont la limite se trouve à l'ouest, à la ligne bathymétrique des 400 m (Moign, 1974). Au-delà de cette limite nette et régulière, le talus continental bascule rapidement vers les 1 000 m de profondeur en direction du Groenland. Cet imposant talus a pu constituer une ligne de démarcation entre les zones de glaces continentales (de type inlandsis) et les zones de glaces flottantes (Dahl, 1946 ; Moign, 1974).

Enfin, l'isostasie a probablement affecté l'ensemble archipel / plateforme, ce qui a favorisé les effets de limites en accentuant la séparation entre le domaine marin et le domaine continental (Huene & Lallemand, 1990).

L'impression dominante perçue lorsqu'on parcourt le Spitsberg est celle qu'a eue Charles Pierre Peguy : des montagnes qui flottent sur la mer. Nulle autre expression ne peut aussi bien le décrire : les fjords morcellent partout les paysages qui restent maritimes et rappellent les Alpes Lyngen ou les Lofoten de la Norvège continentale.

1.1.2. Le domaine continental

Bien que maritime, l'archipel du Spitsberg est aussi une vaste terre. Ce caractère est d'autant plus marqué que la présence saisonnière de la banquise renforce la continentalité. Le Vestspistbergen, terrain de ce travail et île la plus vaste, représente environ 37 000 km² soit environ 47 % de la surface totale de l'archipel.

Henri Geoffray (1968) rappelait que les terres froides sont plutôt caractéristiques de l'intérieur et de l'est de l'archipel ; les restes d'un inlandsis, bien plus conséquent par le passé (Corbel, 1966), sont présents sous forme de grands plateaux glaciaires (les *fonna* en norvégien). Ces formations culminent à 1 200 m en moyenne et empâtent le paysage dont n'émergent que quelques nunataks (Griselin, 1982), culminant au Newtontoppen (1 700 m), dans des massifs à dominante cristalline. L'ouest, où est située la presqu'île de Brøgger (Brøggerhalvøya), répond plutôt au terme de « montagnes pointues ». Les espaces sont plus libres de glace, et les montagnes, telles de petites chaînes alpines, occupent le terrain. La mer pénètre profondément par les fjords, qui ont été sculptés par d'anciens glaciers à front marin s'écoulant des *fonna*. Ces émissaires de glace sont à présent beaucoup moins importants en taille que par le passé. Leur retrait progressif a entraîné une coupure d'avec les affluents mineurs qui se sont trouvés isolés. Ils forment aujourd'hui de petits glaciers de vallée, de cirque et parfois même suspendus, qui renforcent le caractère alpin de la façade occidentale du Spitsberg (Fig. 15).

Figure 15 – Un caractère alpin marqué. Sur l'arête sud du Nobilefjellet, le panorama permet une bonne observation des montagnes de la presqu'île de Brøgger. Ces montagnes caractéristiques ont une physionomie très alpine (mai 2009).

1.1.3. Quand géologie et climat s'entremêlent

Le premier élément remarquable concerne l'importante diversité géologique proposée sur une surface relativement modeste. Bien que majoritairement recouvert de glaciers, le Svalbard est l'un des rares endroits au monde fournissant un accès particulièrement aisé aux affleurements, qui résument une grande partie de l'histoire de la Terre (Worsley, 1986). On peut considérer l'archipel à la fois comme une archive et un laboratoire qui permettent d'observer les processus géologiques présents et passés.

Vestiges vieux de 400 millions d'années, les chaînes de montagnes sont en effet composées de différentes roches dont chacune propose une histoire géologique propre (Harland, 1997). Après l'orogénèse Calédonienne, le Svalbard était, selon

D. J. Sexton *et al.* (1992), repris par D. Huddart et D. J. Hambrey (1996), en dessous du niveau de la mer pendant la plus grande partie de son histoire géologique. À cette époque, boue, sable et graviers ont été déposés quasi continuellement avant d'être progressivement altérés en roches sédimentaires stratifiées (Hjelle, 1993 ; Dallmann, 1999). Le paysage, à nu, fait apparaître les affleurements que l'on parcourt tel un livre ouvert.

La succession sédimentaire du Dévonien au Tertiaire témoigne que le Svalbard a connu, au cours de son histoire géologique, toutes les zones climatiques (Aga, 1986 ; Hjelle, 1993). Lors du passage du Dévonien au Carbonifère, les conditions étaient tropicales. Les sédiments de la fin du Carbonifère et du début du Permien reflètent un climat aride subtropical, alors que les conditions climatiques du Mésozoïque ont été tempérées (Aga, 1986 ; Worsley, 1986 ; Harland, 1997), (Fig. 16).

Ces changements climatiques successifs sont dus au fait que le Svalbard est situé à l'extrémité nord-ouest de la plaque eurasienne. Il s'est donc déplacé depuis l'hémisphère sud à travers la zone équatoriale, toujours plus vers le nord jusqu'à sa position actuelle dans l'Arctique (Worsley, 1986). Cela explique que l'archipel ait connu plusieurs climats et que les fougères arborescentes d'autrefois ont aujourd'hui laissé la place aux bouleaux nains et à la flore de la toundra !

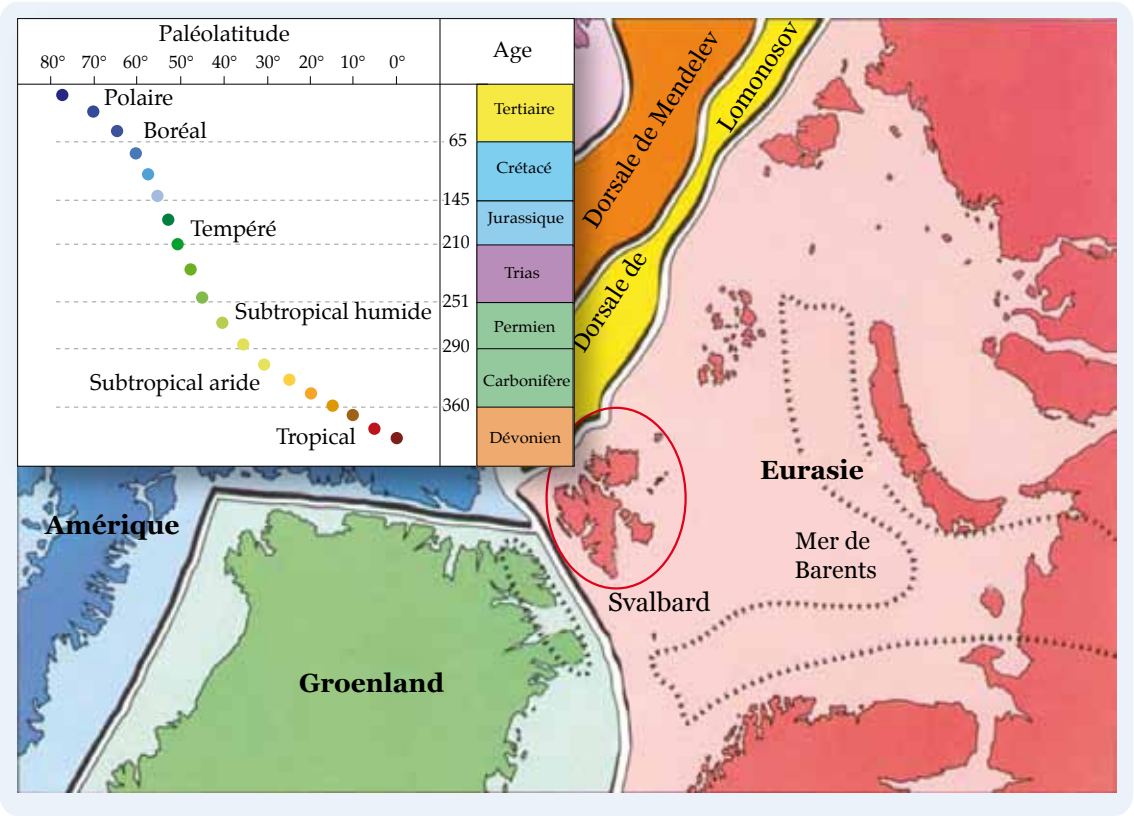


Figure 16 – L'évolution de la position du Svalbard à travers les âges atteste que l'archipel a connu différents climats (schémas adaptés de D. Worsley, 1986). Les conditions climatiques ont évolué au fur et à mesure de sa variation en latitude. Pour preuve, on retrouve dans sa géologie les traces d'un passé tropical ! La position du Svalbard en bordure de plaque Eurasienne explique cette histoire géologique.

1.2. Une genèse complexe

1.2.1. Les grandes phases géologiques et leurs héritages

L'histoire géologique du Svalbard peut être résumée à trois grandes phases tectoniques (Orvin, 1934). La phase de plissement souple du Calédonien, de direction nord-sud, est la plus ancienne. La phase hercynienne, de même direction, vient perturber par cassure les plis de la précédente. Enfin, la morphotectonique cénozoïque du Tertiaire détermine la phase alpine (divisée en une phase de charriage et une phase cassante).

L'archipel du Svalbard présente donc une assise constituée par un morceau du vieux socle calédonien. Érodée, elle a été par la suite enfouie, très inégalement, sous les séries sédimentaires du Silurien supérieur jusqu'au Tertiaire (Moign, 1974 ; Mercier, 2001). La chaîne montagneuse du Spitsberg apparaît ainsi comme le prolongement de celle de Norvège (Orvin, 1934).

Entre le Silurien et le Tertiaire, les mouvements orogéniques se sont poursuivis. Ils sont principalement des déplacements hercyniens verticaux de blocs.

Les résultats de ces dynamiques ont provoqué :
– des plissements au sein des dépôts carbonifères ;
– des ruptures dans les zones anticlinales calédoniennes.

La phase alpine, enfin (pendant laquelle les failles ont été engendrées), a contribué au quadrillage de l'archipel, lui conférant cette structure caractéristique que la phase quaternaire continue de réajuster par rejeu isostasique (Fig. 17).

Si l'on regarde plus en détail les héritages de l'évolution géomorphologique, on peut les résumer à trois grands caractères.

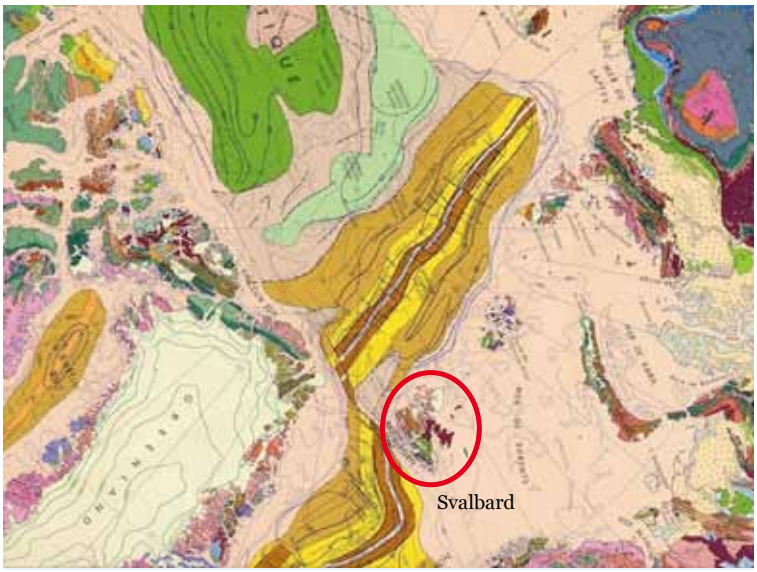


Figure 17 – Le Svalbard dans l'ensemble géologique actuel de l'Arctique (d'après Humlum, page personnelle UNIS, 2007). Sa position en bordure de plaque place l'archipel à la croisée des dynamiques tectoniques.

Le socle tout d'abord, qui comprend les matériaux les plus anciens, fut formé du Précambrien au Silurien. Il se compose principalement de roches ignées et métamorphiques qui ont subi plusieurs épisodes d'altération et de plissements (Aga, 1986 ; Harland, 1997).

Les roches sédimentaires inaltérées furent formées entre la fin du Paléozoïque et du Cénozoïque. Ces couches constituent une structure plissée qui s'étend de l'Isfjorden jusqu'au sud avec les couches les plus jeunes au centre et les plus anciennes sur les flancs (Worsley, 1986).

Enfin, les dépôts superficiels meubles datent du Quaternaire. Ils ont été principalement formés pendant et après la dernière glaciation : moraines, dépôts de plage et de fleuve, talus et éboulis (Moign, 1974).

1.2.2. Formation des montagnes et des modelés contemporains : la puissance de l'érosion

Du Dévonien au Crétacé, le Svalbard faisait partie, avec l'Amérique du Nord, le Groenland et l'Eurasie, d'une grande et même plaque : le Vieux Continent Rouge (Worsley, 1986). Entre le Crétacé et le Tertiaire, les plaques nord-américaines et eurasiennes ont commencé à se séparer. Puis le Groenland s'est petit à petit pressé contre le Svalbard, occasionnant alors d'importants chevauchements et plissements (Orvin, 1934 ; Hjelle, 1993), lesquels ont été suivis par la formation de sommets acérés et dentelés le long de la côte ouest du Spitsberg. Cet ensemble de montagnes est le plus jeune du Svalbard.

Cependant, la topographie actuelle n'a pas seulement hérité des dynamiques géomorphologiques et plus simplement tectoniques. Elle résulte également du remaniement glaciaire permanent depuis 100 000 ans (Orvin, 1934). L'activité des glaciers a façonné le paysage du Svalbard (spécialement pendant les périodes de glaciations) et le façonne aujourd'hui encore (Harland, 1997). Si plusieurs écoles cohabitent[2], on admettra que le Würm a subi une importante érosion sous l'effet du vaste inlandsis (Aga, 1986). Les paysages actuels possèdent cette empreinte qui reflète par ailleurs les différentes phases d'avancée ou de retrait des glaciers (Dallmann, 1999). L'érosion différentielle joue donc un rôle de tout premier ordre, puisqu'elle met en valeur les reliefs structuraux (Fig. 18). Les couches de calcaire dur forment des corniches que des talus adoucis (modelés dans les schistes ou les marnes) séparent (Moign, 1973).

Enfin, les glaciations puis la diminution de la charge de la glace suite à la décrue depuis 10 000 ans ont déterminé des phénomènes isostasiques. En témoignent des plages soulevées, très visibles à l'entrée du Kongsfjorden (Moign, 1973), (Fig. 19).

Le relief actuel a donc été déterminé par une succession de mouvements verticaux individualisant des horsts. À l'intérieur de ceux-ci, la puissante érosion différentielle (glaciaire puis post-glaciaire) a modelé un relief de pointes acérées et extrêmement découpées. Elle a également contribué à façonner les fossés occupés par les grands fjords (Humlum & Ziaja, 2002).

1.2.3. Une succession de glaciations depuis trois millions d'années

Le Svalbard avait déjà globalement atteint son aspect et sa taille actuels à la fin du Tertiaire (Ingólfsson, 1991 ; Sexton, 1992 ; Ingólfsson *et al.*, 1992). La morphologie du paysage telle que nous la connaissons actuellement a été largement sculptée par la répétition des glaciations du Quaternaire (Orvin, 1934 ; Hjelle, 1993 ; Harland, 1997).

À ce jour, on ne sait pas réellement combien de glaciations le Svalbard a connu depuis le début de la première période glaciaire, il y trois millions d'années.

2 Les ultra-glacialistes pour qui l'érosion est principalement due à l'action glaciaire qui agit comme un rabot et les anti-glacialistes pour qui l'érosion est maximale après le retrait des glaciers grâce à l'action gel/dégel.

Figure 18 – La stratification alternée sur les versants du Sheteligtoppen (718 m – ouest de Ny Ålesund) et sa roche mise à nue permettent de comprendre à la fois les forces géologiques et les forces glaciologiques qui ont façonné le paysage actuel avec l'érosion comme dénominateur commun (photo prise depuis Gåsebu, octobre 2009).

Figure 19 – La plaine de strandflat de Kvadehuken. On perçoit très bien la topographie de plages soulevées successives décrites par A. Moign (photo : dans les environs de Geopol, octobre 2009).

Toutefois, Ó. Ingólfsson *et al.* (1992) estiment à 50 voire plus, l'occurrence des glaciations au Svalbard. Cette méconnaissance des événements antérieurs est due aux multiples glaciations postérieures qui ont arraché tous les sédiments témoins de ces événements (Lowe *et al.*, 1995).

Pendant le dernier cycle glaciaire (- 115 000 à - 10 000 ans), le Svalbard aurait été sujet à trois grandes glaciations (Harland, 1997) dont l'étendue reste encore débattue. En effet, l'hypothèse de G. S. Boulton & M. Rhodes (1974) selon laquelle la calotte était limitée à la bordure du Svalbard s'oppose à une autre hypothèse. Cette dernière atteste la présence d'un important inlandsis, né en mer de Barents qui rejoint en une confluence, un vaste inlandsis occupant l'ensemble du Svalbard (Hughes & Diaz, 1994 ; Grosswald, 1973 et 1988).

La dernière grande glaciation au Spitsberg s'est terminée par une rapide décrue pendant la première moitié de la période Holocène (- 14 000 à - 10 000) aboutissant à des glaciers probablement beaucoup plus petits qu'actuellement[3] : le climat de cette période étant significativement plus chaud que ce que l'on observe aujourd'hui (Ingólfsson, 1991). La majorité des glaciers de cirque et de vallée répertoriés aujourd'hui n'existaient pas pendant cette période et ne sont apparus que vers - 2500 : ils étaient alors de taille bien moindre (Harland, 1997).

3 C'est cet événement qui est à l'origine des plages et terrasses soulevées typiques du Svalbard. Les marques de l'isostasie, telles qu'on les retrouve à travers les marques d'élévation du niveau de la mer, suggèrent la puissance des charges glaciaires successives.

C'est pendant le Petit Âge Glaciaire (PAG, fin du XVI[e] à 1860-1880) que les glaciers ont considérablement grandi. Depuis, on assiste à une décrue généralisée. Pour V. Hisdal (1998), les causes de ce réchauffement ont été abusivement attribuées à l'augmentation de température pendant les étés.

Enfin, la dérive des continents continue de pousser le Svalbard vers le nord, et sa position dans 50 millions d'années pourrait être très proche (et peut être même au niveau) du Pôle Nord géographique (Harland, 1997). La période actuelle de changements climatiques (Chap. I) devrait voir la fonte des glaciers se poursuivre. Toutefois, et indépendamment de sa future localisation, le Svalbard devrait subir de nouvelles séries de glaciations (Ingólfsson, 1991 ; Hagen *et al.*, 2011).

1.3. Le Kongsfjorden et la presqu'île de Brøgger

1.3.1. Un agencement dicté par les failles

Le passé géologique complexe donne à la région du Kongsfjorden et en particulier sur la presqu'île de Brøgger, une architecture très caractéristique, commune aux îles et péninsules de la côte nord-ouest. Un axe central montagneux métamorphique domine un piémont sédimentaire en gradins (Moign, 1973).

Cette base constitue le support de petits glaciers de cirque ou de vallée que nous aborderons dans le chapitre suivant. Ils ont préférentiellement utilisé « les lignes de faiblesses naturelles de la région provoquée par les failles d'orientation globale nord-sud » (Griselin, 1982), (Fig. 20).

Sur la presqu'île de Brøgger, la charpente montagneuse ne dépasse que rarement les 1 000 m mais la topographie est très escarpée, alpine et compartimentée par plusieurs cirques glaciaires. À leur périphérie, seuls subsistent des sommets pyramidaux qui marquent, tels des sentinelles, une brutale transition entre les versants et la plaine côtière. La majorité des sommets a donc une altitude comprise entre 600 et 800 m, décroissant du SE vers le NO. Plus à l'est, des nunataks émergent du Kongsvegen et dépassent la barre des 1 200 m (Les Tre Kroner Nora, Dana et Svea culminent à 1 220 m, le Dröningfjellet à 1 260 m et le Diademetfjellet à 1 280 m). Au-dessus des glaciers continentaux qui occupent l'essentiel du secteur, les sommets en fer de lance et les crêtes d'intersection des versants supraglaciaires dominent l'ensemble, culminant au Geelmuydentoppen, à 1 017 m d'altitude.

En résumé pour la presqu'île de Brøgger, les montagnes sont relativement modestes en altitude mais morphologiquement très alpines et aiguës ; deux ensembles géologiques se partagent la presqu'île : le domaine métamorphique en moitié sud-est et le domaine sédimentaire en moitié nord-ouest.

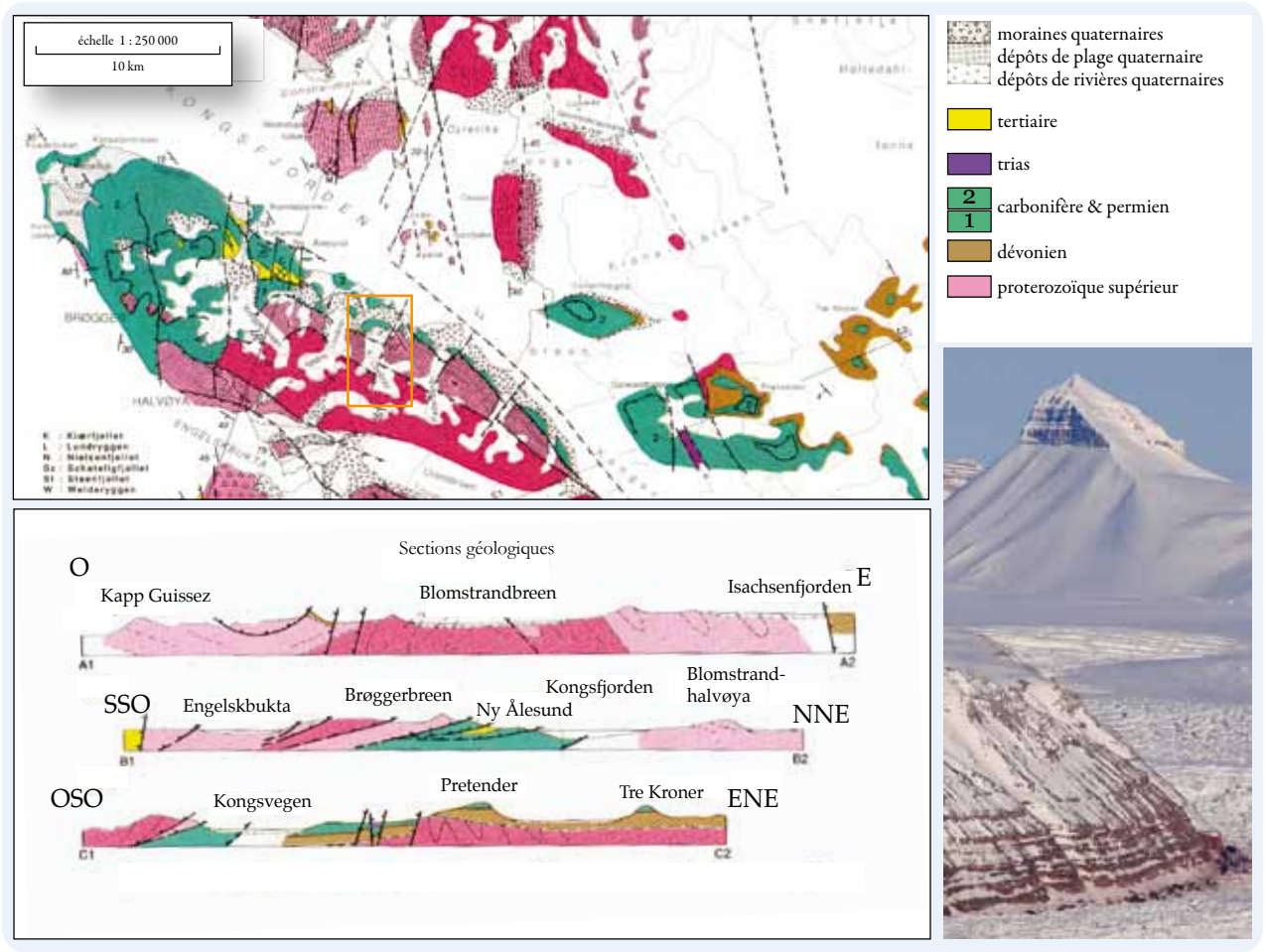


Figure 20 – La géologie de la presqu'île de Brøgger (adapté de la carte de A. Hjelle, 1993). L'agencement général est fonction du système de failles. De plus, la presqu'île est divisée entre deux ensembles géologiques très distincts.

1.3.2. Le rôle de l'érosion sur la géologie

Les roches métamorphiques sont la proie de l'érosion mécanique qui, à force de cycles gel/dégel, les a complètement disloquées. La montagne en est réduite à l'état de corniches vives, plus ou moins ennoyées par des « cônes d'éboulis qui équipent leur base » (Griselin, 1982). Même si l'inégalité spatiale de la gélifraction se traduit par la dissymétrie nord-sud des parois montagneuses, son action est généralisée. Elle redouble aux intersaisons lorsque le rythme journalier permet la reprise de l'alternance gel/dégel. Les matériaux glissent par gravité, phénomène lent que peut accélérer l'action brutale de la neige et du ruissellement (Mercier, 2000). Les avalanches ou glissements de masse contribuent aussi à arracher de grandes quantités de matériaux disponibles (Fig. 21)

À cette action s'ajoute celle des glaciers, dont le rôle est toutefois très discuté. Les ultra-glacialistes y voient un extraordinaire moyen de poussée et un gros potentiel d'abrasion indépendant de la morphologie périglaciaire. À l'inverse, les anti-glacialistes les envisagent plutôt comme protecteurs des reliefs qu'ils recouvrent, seulement vecteurs de transport, capables d'abandonner les débris tombés des versants et des crêtes. La troisième école des « transactionnels » admet que le glacier peut creuser, mais qu'il ne peut pas aménager une topographie en faisant table rase de la surface préglaciaire (Derruau, 1988).

Malgré ce débat extrêmement vif, on admettra que l'érosion est d'autant plus importante que la roche une fois à nu est fragilisée par les cycles gel/dégel. Ainsi l'aspect protecteur du glacier est un phénomène que nous avons pu observer à plusieurs reprises : la roche une fois dégagée et exposée, seuls quelques mois d'action gel/dégel suffisent à la disloquer (Fig. 22). Plus que la glace elle-même, on soulignera également que les débris rocheux qu'elle renferme sont à l'origine d'une partie de cette forte abrasion, à la manière des grains de corindon d'une meule (Vivian R., 1964).

1.3.3. L'importance du changement des dynamiques du permafrost

La région du Kongsfjorden offre une variété de bassins glaciaires à permafrost « continu » (Humlum, 2002). Son épaisseur est évaluée entre 200 et 300 m (environ 220 m dans l'Adventalen près de Longyearbyen d'après Isaksen *et al.*, 2001), et sa couche active (de l'ordre de 2-3 m) qui gèle et dégèle annuellement au-dessus du permafrost, subit directement les changements climatiques contemporains (Humlum *et al.*, 2003).

Les conséquences d'ordre hydrologique sont alors majeures. En effet, il contraint les écoulements d'eau liquide dans les moraines (frontales, latérales, versants) en agissant sur le stockage et le transfert d'eau dans la nappe supra-pergélisol. Un changement dans la géométrie du permafrost (réduction verticale mais extension latérale dans les secteurs nouvellement déglacés) aura des conséquences sur la quantité d'eau stockée et transférée, ainsi que sur la répartition des flux d'eau en aval à l'exutoire des bassins glaciaires (forme des hydrogrammes). La présence locale de *taliks* (zones dégelées dans le pergélisol) doit également être considérée : ces *taliks* peuvent permettre des échanges d'eaux souterraines entre la nappe supra-pergélisol et la nappe captive sous-pergélisol. Ces échanges affectent le bilan hydrologique du bassin versant de surface.

Figure 21 – l'instabilité des versants illustre parfaitement l'action des alternances gel-dégel. Ici, les flancs du Welderyggen sont l'exemple typique pour illustrer l'arrachement de matériel (photo : depuis le cirque du Nobile, sur l'Austre Lovénbreen, septembre 2008).

Figure 22 – Les rares affleurements de roche mère visibles dans la moraine de l'Austre Lovénbreen sont soumis à l'action destructrice des cycles gel/dégel. La barre a d'abord été protégée par les débris fluvio-glaciaires et dégagé plus tard par érosion différentielle due aux écoulements (photo : à l'ouest dans la moraine de l'Austre Lovénbreen, septembre 2009).

Figure 23 – Le permafrost subit les changements climatiques et réagit immédiatement : des signes visibles affectent directement la géomorphologie. On en trouve des signes dans la moraine de l'Austre Lovénbreen, où apparaissent des entonnoirs (à gauche) et de larges fissures (à droite), (septembre 2008).

D'autre part, les glaciers suffisamment grands empêchent la formation de permafrost sous eux (Humlum *et al.,* 2003). La question est donc de savoir comment vont réagir les zones nouvellement déglacées. D'un côté la température annuelle (- 5,5°C) autorise la formation de permafrost, mais parallèlement, l'augmentation des précipitations accélère sa dégénérescence (Lappegard *et al.*, 2006). Les impacts paysagers et géomorphologiques sont donc rapides, très visibles (Fig. 23) mais imprévisibles.

L'évolution du permafrost implique donc des conséquences à plus long terme, puisqu'il contribue aussi à une forte inertie thermique (estimée à une centaine d'années par Humlum *et al.,* 2003). D'ores et déjà, on peut se référer à nos propres mesures (enregistrement de la température à plusieurs niveaux dans le sol) pour observer un accroissement significatif de l'épaisseur de la couche active.

2. LE BASSIN VERSANT DE L'AUSTRE LOVENBREEN : LES DONNÉES PHYSIQUES

2.1. Les caractéristiques topographiques du bassin

2.1.1. Un hydrosystème arctique

Le bassin versant de l'Austre Lovénbreen constitue une sorte de condensé de la structure d'ensemble de la presqu'île de Brøgger, taillé dans les affleurements de l'Hekla Hoek que nous avons déjà évoqué, et que l'on retrouve du nord au sud.

Limité au sud par la crête axiale de la presqu'île, le bassin est ceinturé par des arêtes alpines entre lesquelles le glacier s'écoule selon l'axe des failles sud-ouest/nord-est. L'ensemble morainique, de plus en plus vaste à cause du retrait glaciaire, masque en partie les affleurements sédimentaires du piémont sous les débris fluvio-glaciaires.

Ce recul favorise également l'émergence de barres calcaires parallèles, d'orientation nord-ouest/sud-est, qui contraignent la topographie de l'aval du bassin. Étalé entre le niveau de la mer et 879 m d'altitude, le bassin de l'Austre Lovénbreen se compose de quatre environnements bien spécifiques (Fig. 24) :
– le domaine de la montagne et des versants ;
– le domaine glaciaire ;
– le complexe morainique ;
– le piémont et l'interface côtière.

Il est nécessaire de mentionner ici que bien que le bassin *stricto sensu* aille jusqu'à la mer, nous considérerons pour la suite la zone en amont de la barre rocheuse, puisque c'est à cet endroit que sont installés les stations hydrologiques de mesures (Chap. V). Le piémont et l'interface côtière ne seront donc pas pris en compte.

2.1.2. Les superficies

Bien que les altitudes n'aient ici aucun rapport avec celles des Alpes (puisqu'on va du niveau de la mer jusqu'à 900 m), la répartition des surfaces en fonction de l'altitude est capitale pour comprendre la morphologie du bassin. La planimétrie des différentes surfaces a été réalisée à partir du MNT corrigé de 1995 (*Norsk Polarinstitutt*) dans lequel on a extrudé la surface du glacier pour la remplacer par le MNT calculé à partir de mesures de 2009 (Cf. Chap. IV).

En amont de la barre calcaire où se trouvent les stations hydrologiques, le bassin est composé de trois domaines que la géomorphologie individualise de manière très claire. Les versants et montagnes représentent 3,65 km², l'espace morainique 2,36 km², et le glacier représente aujourd'hui 4,64 km² (Fig. 25). Cela donne un bassin de 10,57 km² : cette surface correspond à celle prise en compte pour l'hydrologie. La montagne et les versants représentent ainsi 34,2 % de la superficie du bassin, le glacier 43,4 %, et la moraine 23,4 %.

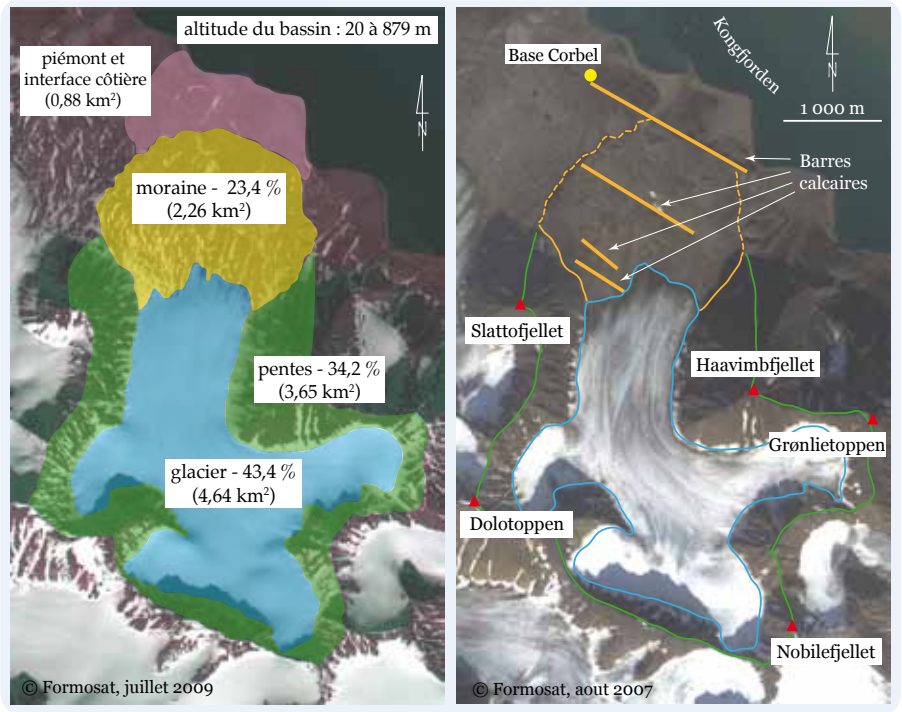


Figure 24 – Le bassin de l'Austre Lovénbreen et ses cinq « vigies ». Cette configuration confère au bassin une topographie cloisonnée : seul le front apparaît comme un débouché. Comme ses voisins, l'ouverture est dirigée vers le fjord. Cette topographie est héritée de l'époque où l'Austre Lovénbreen était un émissaire du Kongsvegen lorsque celui-ci occupait le fjord.

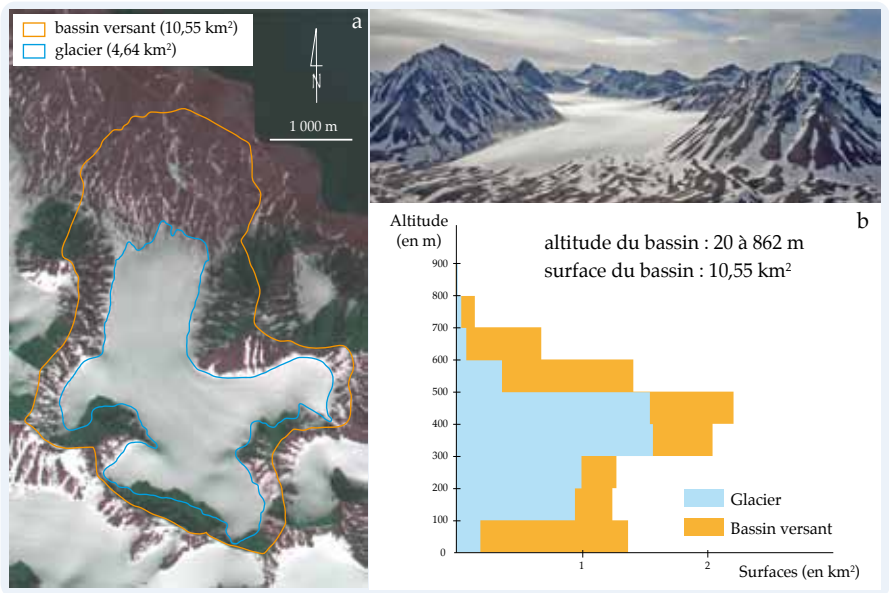


Figure 25 – La répartition des surfaces en fonction des altitudes est un paramètre capital. Elle s'organise autour de 3 domaines que la géomorphologie met clairement en évidence : les versants, le glacier et la moraine/piémont. De ces 3 catégories, les versants évoluent le moins en superficie contrairement aux espaces glacio-morainiques qui subissent d'importantes mutations suite au retrait du glacier.

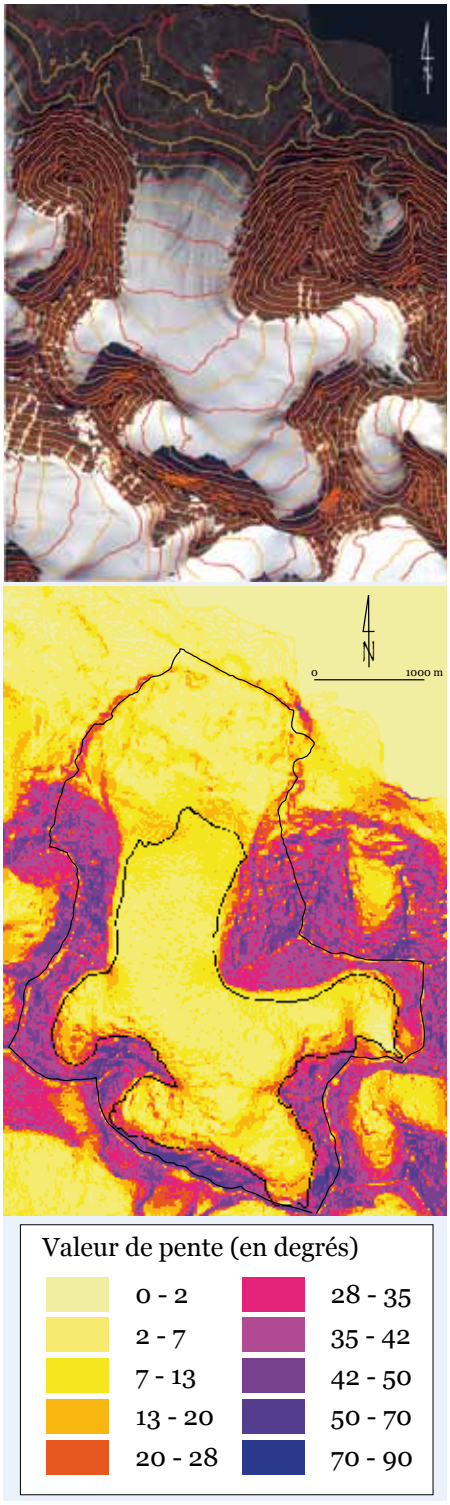


Figure 26 – Les différents éléments du bassin de l'Austre Lovénbreen sont assez facilement identifiables grâce à la pente. On observe une opposition forte entre les versants relativement inclinés et les zones glaciaire et morainique à la pente beaucoup plus atténuée. Les courbes de niveau montrent également cette opposition topographique très marquée entre le glacier et les versants.

La répartition altitudinale présentée ici est un élément nécessaire pour calculer par la suite la lame d'eau précipitée. On fera en effet intervenir le gradient pluviométrique, de même qu'il sera intéressant de confronter la répartition spatiale des températures avec l'orographie du bassin.

Les fluctuations de taille affectent préférentiellement le glacier et l'espace morainique qui gagnent l'un sur l'autre en fonction des oscillations climatiques. Le taux d'englacement (c'est-à-dire la surface englacée rapportée à la surface totale du bassin versant) est aujourd'hui de 43,6 %, contre 56 % en 1980 (Griselin, 1982). En référence à F. Gaudet (1975), ce chiffre correspond aujourd'hui encore à un forr englacement comparativement aux Alpes. Ce taux varie fortement en fonction de l'hypsométrie. Les parties hautes du bassin sont caractérisées par la forte pente des versants, alors que l'aval est une zone marquée par la déglaciation. Cela explique que l'englacement est le plus important dans les zones médianes, entre 300 et 500 m. Il atteint un maximum de 80 % pour les surfaces cumulées de 150 à 400 m, pour décroître ensuite régulièrement dans les zones les plus hautes. Au niveau de ces dernières, la prédominance revient aux arêtes et aux versants abrupts déglacés.

2.1.3. Topographie et système de pente

L'observation de la topographie montre un contraste important entre les versants, aux pentes assez régulières et soutenues, et la zone glaciaire dont la déclivité est extrêmement faible et constante (Fig. 26).

Les versants ont une convexité basale qui cède petit à petit la place à une forme plus rectiligne. Quand ils ne sont pas totalement ennoyés par les débris qui ont tendance à adoucir la pente, l'érection de quelques morceaux de falaises (qui sont les rares éléments de roche-mère à nue épargnés par l'érosion) apportent une verticalité marquée. On peut ainsi distinguer trois grands types de versants, décrits comme suit (André, 1993) :

– les versants à couloirs et cônes à *debris flows* à la surface desquels le principal agent mobilisateur des débris est actuellement le ruissellement consécutif aux violentes averses estivales (Mercier, 2000) ;
– les versants à éboulis et glaciers rocheux (que nous avons pu observer mis à nu suite à l'important épisode pluvieux de septembre 2008) ;

– les versants supraglaciaires, diversement conditionnés par la dynamique des appareils glaciaires en fonction des caractéristiques morphostructurales des parois.

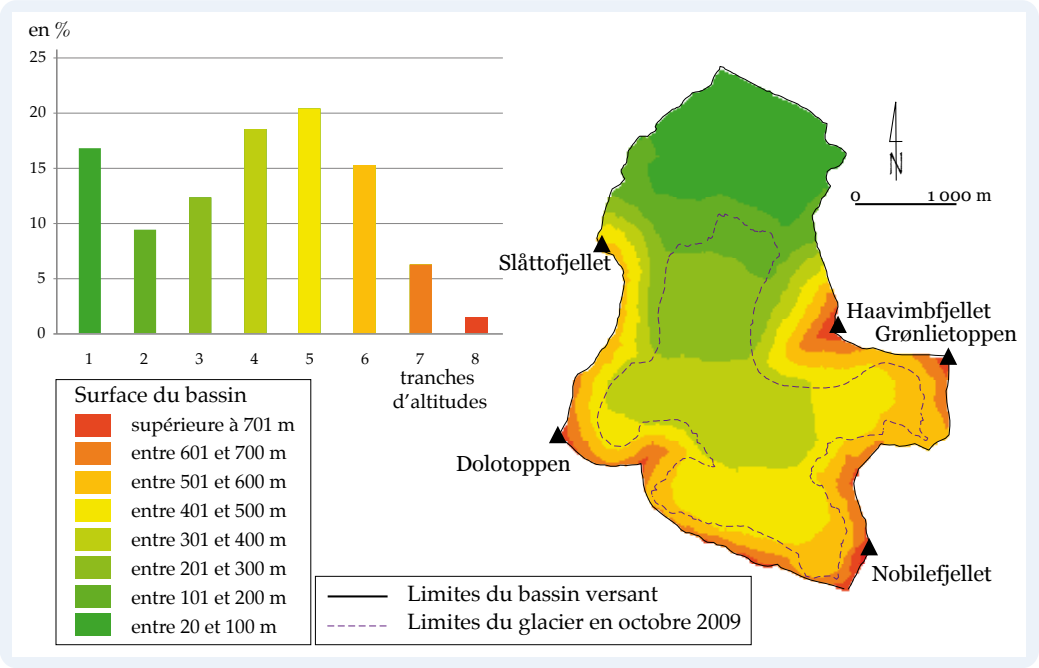


Figure 27 – L'hypsométrie du bassin de l'Austre Lovénbreen. La classe 1 (de 20 à 100 m) est aujourd'hui surreprésentée du fait du retrait glaciaire contemporain. L'opposition est remarquable entre le glacier aux pentes débonnaires et des versants souvent très abrupts.

Les pentes du bassin de l'Austre Lovénbreen sont ainsi soumises à ces caractéristiques. Pour M.F. André (1993) des sous-catégories sont à distinguer. L'Austre Lovénbreen est marqué par des versants à éboulis glissés et cônes déformés, d'une part, et des versants évoluant rapidement sous l'effet des mécanismes de détentes, d'autre part. Le système de pente du glacier sera plus largement développé dans le chapitre suivant. On précisera ici que la pente très régulière en fait un glacier à l'apparence très plane et à la topographie peu tourmentée (Fig. 27).

2.2. Le bassin de l'Austre Lovénbreen : de la montagne à la mer

Malgré une altitude modeste (0 à 879 m), sur à peine 10 km², le bassin de l'Austre Lovénbreen présente une morphologie variée des crêtes alpines acérées aux cordons littoraux du piémont, en passant par un glacier peu pentu et une zone morainique en pleine mutation.

2.2.1. La montagne : un ensemble au caractère alpin marqué

Du haut de ses 879 m d'altitude, le Nobilefjellet (du nom de l'explorateur italien Umberto Nobile) domine l'ensemble du bassin et en constitue le point culminant (Fig. 28).

Figure 28 – Le point culminant du bassin, le Nobilefjellet (879 m). L'allure est incontestablement alpine, bien que le dénivelé de la face nord (300 m au maximum) soit bien moins important qu'il n'y paraît (photo : depuis le plateau central de l'Austre Lovénbreen, octobre 2009).

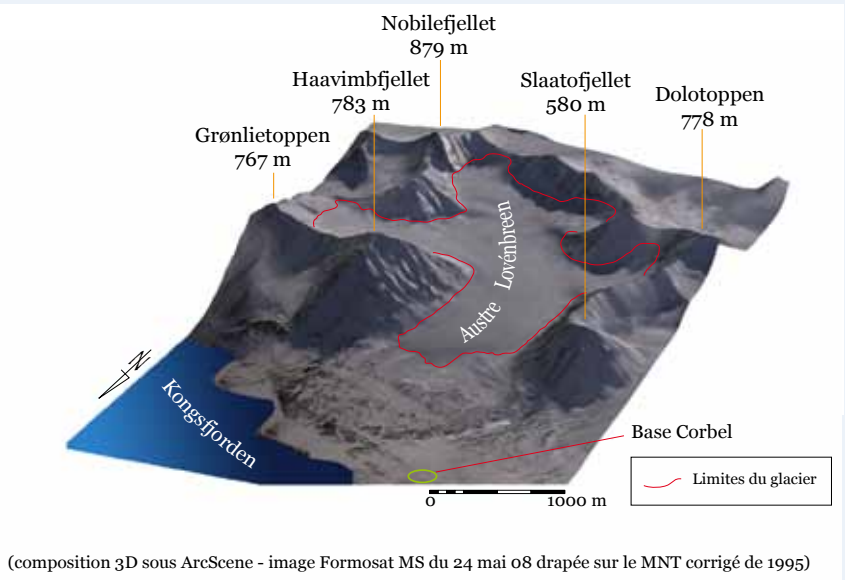


Figure 29 – Le bassin de l'Austre Lovénbreen est un petit hydrosystème polaire. Son originalité lui vient de son hydrographie particulière, contrainte par une puissante barre rocheuse.

Par une sinueuse ligne de crête, le Nobilefjellet est relié à deux proues qui cernent l'entrée du bassin glaciaire : le Haavimbfjellet (783 m) au nord-est et le Slåttofjellet (580 m) au nord-ouest. Ces deux sommets qui marquent les extrémités de la ligne d'arête sont des montagnes massives, aux versants extrêmement instables (éboulis à *debris flows*, André, 1993). Deux sommets, plus modestes morphologiquement mais faisant également partie de la ligne de crête, prennent part au cloisonnement du bassin : le Grønlietoppen (767 m), dôme neigeux plus alpin qu'arctique, marque l'extrémité est, alors que le Dolotoppen (778 m), vaste sommet tabulaire aux imposantes corniches caractéristiques, marque l'extrémité ouest. Ces cinq cimes encadrent et compartimentent le bassin glaciaire (Fig. 29). Elles correspondent aux montagnes de cette région qui ont été décrites par T. Brossard et D. Joly (1982) comme des îlots montagneux en forme de pyramides dissymétriques, typiques de ce secteur du Spitsberg.

« C'est donc une montagne pourrie qui domine le bassin de l'Austre Lovénbreen. Les matériaux qu'elle fournit au glacier et aux eaux de ruissellement contribuent ainsi largement à construire le piémont » (Griselin, 1982). Avec 35 % de la surface du bassin, les versants apparaissent comme d'importants pourvoyeurs de neige au glacier. Ce point sera plus spécifiquement abordé dans la troisième partie de ce travail, à propos des avalanches.

2.2.2. Le bassin glaciaire de l'Austre Lovenbreen : un héritage réduit à un glacier de vallée

Nous aurons l'occasion d'aborder les aspects plus spécifiquement glaciologiques de l'Austre Lovénbren dans le chapitre suivant. Nous avons choisi de décrire ici la morphologie générale de son bassin (Fig. 30).

Le glacier représente aujourd'hui 4,64 km² selon le calcul de la superficie effectué à partir des limites mesurées en septembre 2009. Suivant le système de failles, il s'écoule selon l'axe général sud-nord : c'est donc un glacier de face nord, exposé à la lumière du soleil de minuit estival.

L'Austre Lovénbreen, qui constituait un affluent du Kongsvegen, s'en trouve aujourd'hui coupé, suite aux différentes phases de retrait glaciaire. Comme le sou-

lignait R.Vivian (1964), il est devenu progressivement un petit glacier de vallée de type alpin (Eraso & Pulina, 1994). Son front n'atteint plus le fjord et vient mourir derrière un complexe morainique, aujourd'hui surdimensionné au regard de la taille du glacier. Il témoigne ainsi de la puissance de celui-ci par le passé (Griselin, 1982).

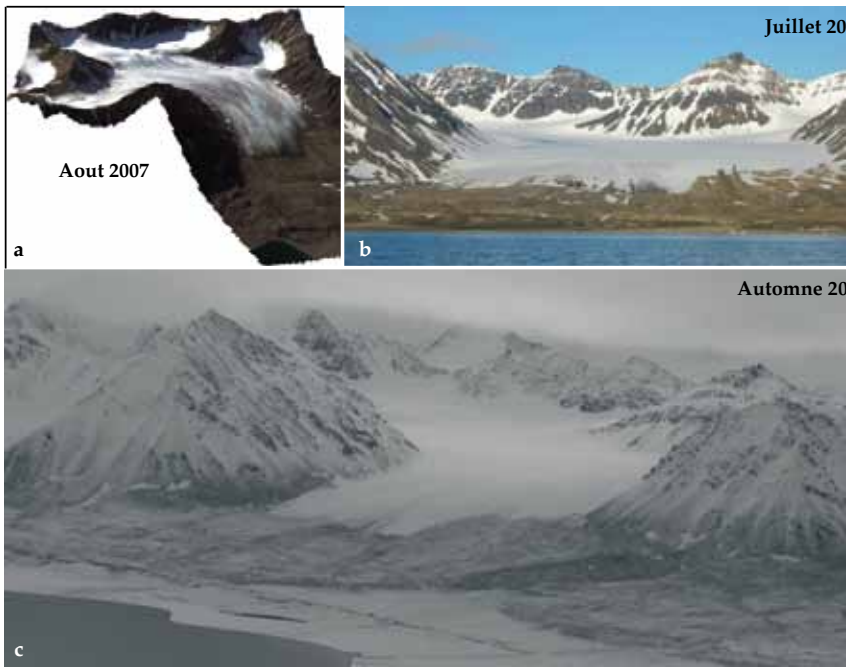


Figure 30 – Modélisation 3D du glacier avec une image Formosat de 2007 drapée sur le MNT (a) l'Austre Lovénbreen depuis le milieu du fjord (b) et la vue aérienne du glacier en direction du sud (c). Quel que soit l'angle de vue, le caractère montagnard de l'Austre Lovénbreen est particulièrement marqué et l'impression dominante est celle de la haute montagne alpine, bien que l'on soit situé au niveau de la mer.

Comme une majorité de glaciers au Svalbard, l'Austre Lovénbreen est en pleine phase de retrait depuis la fin du PAG (1860-1880). La morphologie de la zone glaciaire est composée d'un ensemble de quatre cirques d'altitudes, qui s'échelonnent entre 350 m et 600 m. Ils donnent naissance à quatre affluents qui convergent en un vaste plateau vers 350 m d'altitude, précédant la langue du glacier qui s'amorce vers 300 m. Cette langue, large de 1,2 km en moyenne, s'écoule entre les flancs du Slåttofjellet et du Haavimbfjellet pour s'arrêter aujourd'hui à leur niveau. Cela correspond aux autres glaciers de cette région qui, par leur retrait, ne dépassent plus le cadre montagnard axial de la presqu'île.

Il est important de comprendre ici que géomorphologie et dynamiques glaciaires sont intimement liées. En effet, la dissymétrie du glacier trouve sont explication dans des actions combinées :

– du flux glaciaire oriental, le plus puissant, qui engendre une forme convexe du glacier (si on le regarde sur vers l'amont) ;
– de la troisième barre calcaire qui, petit à petit libérée de glaces, force le flux vers le nord-est, donnant une topographie totalement asymétrique du front.

La limite frontale qu'il fait naître n'est en revanche pas toujours facile à déterminer tant elle est ennoyée sous les débris intraglaciaires remontant à la surface et délimitant les différents flux : la glace vient mourir au contact des matériaux abandonnés par le glacier au front (Griselin, 1982).

Visuellement, on est surtout frappé par les contrastes saisonniers observés dans le paysage. Les aspects lissés et très doux de l'hiver s'opposent vigoureusement à la rugosité perçue en été. Toutefois, l'ensemble donne une impression de vaste continuum très peu accidenté entre la glace et les matériaux intraglaciaires rejetés et abandonnés par le glacier, de même qu'entre le glacier et le pied des versants. Un faciès très doux (glacier-moraine) tranche donc clairement avec celui des montagnes.

2.2.3. La moraine : un espace complexe en mutations et un indicateur des évolutions climatiques

La moraine constitue en théorie un espace délaissé de glace par le retrait du glacier. Pourtant, l'interface glacier / complexe morainique n'est pas toujours facile à déterminer et des lentilles de glace morte subsistent donnant plus une transition qu'une limite.

Morphologiquement, un *vallum* externe constitué d'un alignement semi-circulaire de collines se distingue nettement. Cet arc se raccroche aux pentes du Slåttofjellet et du Haavimbfjellet et fait office de rempart d'une trentaine de mètres de haut (Griselin, 1982). Ce *vallum* marque par ailleurs le maximum d'extension du glacier pour la période du PAG, datée à 1860-1880 (Brossard, 1991). À l'intérieur de celui-ci, plusieurs collines se développent de manière plus anarchique, et participent au compartimentage de l'espace intra-morainique (Fig. 31).

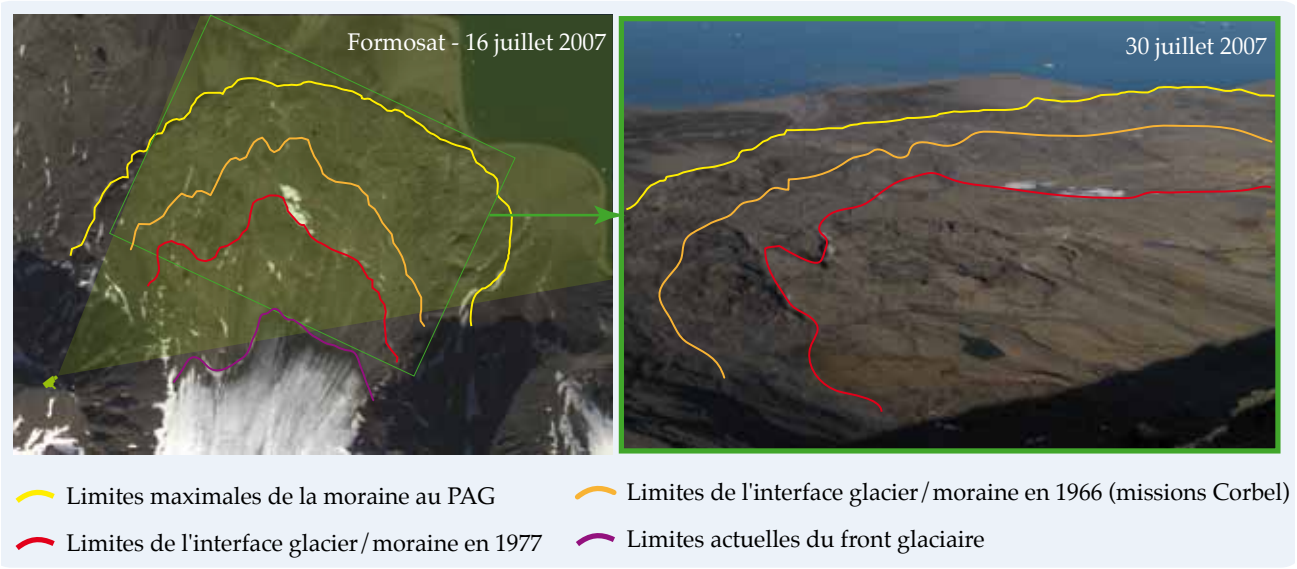


Figure 31 – Le puissant complexe morainique de l'Austre Lovénbreen est aujourd'hui démesuré en regard de la taille actuelle du glacier (image satellite et photos de l'été 2007, depuis le sommet du Slåttofjellet).

Le doublement de la surface de la moraine en 30 ans, constitue une évolution capitale. En fondant, le glacier libère de glace de vastes zones, qui constituent la nouveauté de ce complexe. Dans ces espaces nouvellement dégagés, les écoulements liquides et solides (sédiments) réorganisent sans cesse l'espace, devenu instable, à l'exception des zones les plus anciennement dégagées. Les débris fluvio-glaciaires remplacent petit à petit la glace, et l'hydrologie se charge de tout réorganiser (Griselin, 1982).

Paradoxalement, la moraine est donc à la fois un ancien vestige, témoin des glaciations passées, mais également un espace jeune dans ses parties nouvellement déglacées. C'est donc une zone d'autant plus importante qu'elle représente aujourd'hui près d'un quart de l'ensemble du bassin glaciaire.

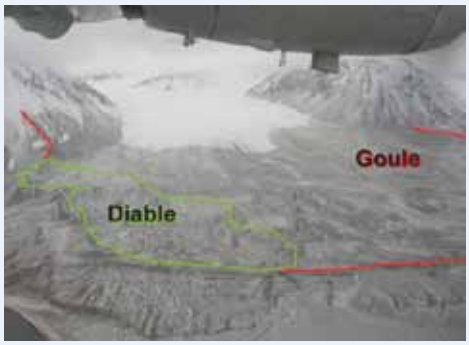
2.2.4. L'originalité du piémont et l'interface côtière

Originalité et atout du bassin, le piémont est marqué par la présence d'une puissante barre calcaire qui contraint les écoulements. Orientée NO – SE, cette formation géologique massive présente des affleurements permo-carbinifères vers 20-30 m d'altitude. Ils sont de type récifal, beaucoup plus résistants que les bancs calcaires rencontrés dans la moraine (Moign, 1973). Ainsi le *vallum* morainique vient-il buter contre cette barre, qui stoppe à son passage les écoulements anastomosés et diffus, généralement observés au Svalbard.

En effet, nous sommes en présence d'un relief de fausse cuesta, qui contraint les torrents glaciaires à se regrouper au sortir de l'arc morainique, pour la traverser en percées cataclinales (Brossard, 1991). Les écoulements sont ainsi forcés en deux puissants canyons, qui constituent les seuls exutoires des principaux écoulements de l'Austre Lovénbreen. Ces écoulements sont matérialisés par deux rivières que sont le Diable à l'est et la Goule à l'ouest (Fig. 32)

Localisation de la barre calcaire et des canyons. La Goule (G) en rive gauche et le Diable (D) en rive droite.

Localisation du Diable (D) et de la Goule (G), en septembre 2008.



Les deux bassins versants depuis 2004.

Le canyon du Diable à la crue (g) et celui de la Goule à l'étiage (d).

Figure 32 – Les deux exutoires de l'Austre Lovénbreen, le Diable et la Goule avec leurs bassins versants. À l'inverse de la plupart des bassins glaciaires arctiques, les écoulements sont ici concentrés en deux exutoires. Les chenaux ne reprennent une configuration anastomosée qu'après avoir été contraints par la barre calcaire.

Figure 33 – La vaste plaine côtière en direction de Gåsebu. Les écoulements sont rois, très diffus, et favorisent les réseaux anastomosés qui évoluent au cours de la saison de fonte (entre la base Corbel et Gåsebu, septembre 2009).

Au-delà de la barre, les eaux de la Goule et du Diable divaguent sur le sandur et trouvent une ouverture dans le cordon littoral.

Entre cette barre calcaire et le littoral, s'étend une zone de morphogénèse complexe due à la combinaison des actions glaciaires, marines et fluvio-glaciaires. Le strandflat est composé de terrasses marines emboitées et accrochées à la barre calcaire. Ces dernières descendent en gradins jusqu'au littoral, mais certaines zones ont été démantelées à cause des dynamiques fluviales périglaciaires. On trouve en lieu et place un sandur construit perpendiculairement à la barre (Moign, 1973).

Le littoral est caractérisé par une succession de cordons, en arrière desquels les cours d'eau cherchent un passage et forment occasionnellement de petites lagunes (Geoffray, 1968). Ces cordons sont parfois interrompus à la faveur d'affleurements calcaires similaires et parallèles à la barre « principale », et forment des falaises de quelques mètres (telles que celles de Tyskahutte ou de Gåsebu). Ces plaines sont des zones tampon entre le littoral pur et les complexes morainiques (Fig. 33). Eux aussi sont soumis aux fortes dynamiques hydrologiques et bien que visuellement constants, ils subissent d'importants changements d'écoulement, de facies au gré des fluctuations saisonnières. On peut à ce titre les assimiler eux aussi à des espaces extrêmement mouvants bien que les dynamiques glaciaires ne les influencent pas directement.

3. LES FACTEURS DU CLIMAT

Le Svalbard est souvent désigné comme représentatif de l'augmentation significative de la température au XX^{e} siècle (IPCC, 2001 ; Humlum, 2007). En effet, l'ensemble de l'archipel est au carrefour des courants océaniques et des masses d'air qui influencent le climat (Joly, 1994). Situé dans le domaine d'action des basses pressions d'Islande et des hautes pressions du Bassin Polaire (Hisdal, 1998), le Svalbard subit les effets du Gulf Stream qui repousse vers le nord les limites de la banquise. À échelle plus locale cependant, d'autres facteurs rentrent en jeu et impliquent des ambiances climatiques contrastées qu'il faut nuancer (Moign, 1974 ; Joly, 1994).

3.1. Les caractéristiques du climat polaire océanique

La partie qui suit constitue une synthèse des nombreux travaux menés en climatologie sur l'Arctique en général et plus particulièrement au Svalbard.

3.1.1. La forte influence de l'océan

Annik Moign l'avait déjà noté (1973) : en été l'océan, en hiver la banquise. Ce contraste, Jean Corbel (1964) l'avait aussi observé à propos du Spitsberg. Il y voyait également une terre humide, un monde de grand froid, évoquant incontestablement la Norvège côtière arctique. Pourtant, la branche la plus septentrionale de la Dérive Nord Atlantique vient mourir dans les eaux glacées du pôle devant l'archipel. En conséquence, elle cède au passage un important apport calorifique qui réchauffe la côte ouest (Corbel, 1966), et donne au climat des propriétés moins excessives que sa position (79°N à Ny Ålesund) ne le laisserait supposer (Humlum, 2007).

L'ambiance climatique du Spitsberg est donc tout à fait particulière. M. Griselin (1982) note qu'en favorisant le recul de la banquise vers le nord, le courant marin chaud apporte un trait océanique net dans les données climatiques. Cela implique une relative clémence des températures en même temps que des précipitations abondantes. Pour D. Mc Clung et D. A. Schaerer (1993), c'est aussi un type de climat froid maritime qui se singularise par des chutes de neige relativement importantes. On pourrait donc dire du Spitsberg qu'il est, paradoxalement, une « terre de grand froid » (Barents, cité par de de Veer, 1599) sous influence de courants doux. Le climat est parfois qualifié d'« extrême » parce qu'il est marqué par des variations brutales, tant dans les températures, que les précipitations et l'aérologie.

Déjà dans les années soixante, J. Corbel et H. Geoffray remarquaient que le Spitsberg frôlait des records de changements et de variations de températures. De même, les premières observations concernant les précipitations montraient des irrégularités significatives (Arlov, 1994).

3.1.2. Des dynamiques thermiques oscillatoires et asymétriques

Les observations météorologiques au Svalbard ont été initiées en 1912. Le climat de l'archipel, des années 1930 jusqu'au début du XXI^{e} siècle, présente une température moyenne annuelle de l'air d'environ - 6°C au niveau de la mer pour - 15°C dans les zones de montagnes (Humlum, 1997). À Longyearbyen, station référence au Spitsberg central, le mois le plus froid est février avec - 15,2°C de moyenne, et le mois le plus chaud est juillet avec 6,2°C. La température moyenne annuelle de l'air est de - 5,8°C (pour la période 1975-2000).

On observe toutefois des variations interannuelles de températures de 1 à 3°C (Przybylak *et al.*, 2010). Ces variations sont particulièrement importantes en hiver (3 à 6°C), mais bien plus faibles pour la saison estivale (de 0,2 à 0,6°C), (Przybylak *et al.*, 2010).

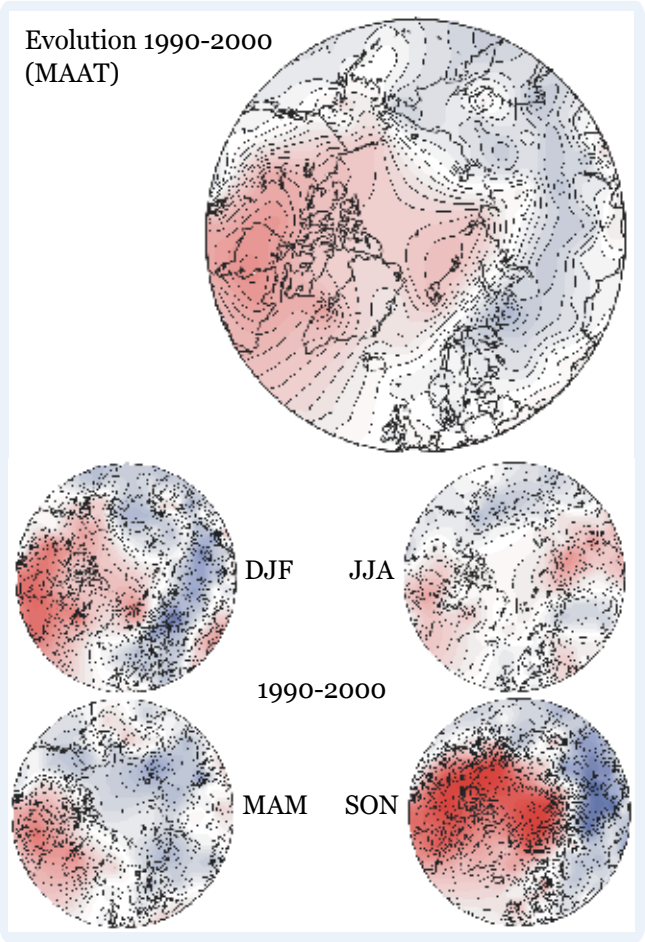


Figure 34 – Surfaces interpolées des changements saisonniers et annuels de la température moyenne de l'air en Arctique, calculée pour une moyenne de 5 ans sur la période 1990-2000. Hiver (DJF, décembre-janvier-février) ; printemps (MAM, mars-avril-mai) ; été (JJA, juin-juillet-aout) ; automne (SON, septembre-octobre-novembre) – d'après l'OMM (2001).

Enregistrés pour la fin du XX^{e} siècle, les changements de température de surface dans l'Arctique sont très complexes à interpréter. Cela est illustré dans les diagrammes de la figure 34 (OMM, 2001), montrant les variations de 10 et 5 ans calculées sur des températures moyennes.

Certaines régions subissent un réchauffement pendant une saison alors que parallèlement, d'autres saisons se refroidissent. Pour cette raison, les valeurs moyennes annuelles doivent être interprétées avec beaucoup de précautions. En outre, des régions exposées à un réchauffement (ou à un refroidissement) pendant certaines saisons et pour une période donnée, peuvent subir un refroidissement équivalent (ou un réchauffement) pour la période suivante. À titre d'exemple, le Groenland a subi un réchauffement hivernal pour la période 1970-1980, alors qu'il a subi un refroidissement significatif pour la période 1980-1990, suivi d'un nouveau réchauffement pour 1990-1998 (Hagen, 2011). Dans un contexte plus continental, l'Arctique canadien a été marqué par un réchauffement annuel significatif pour la période 1990-1998, alors que la Sibérie et l'Europe du Nord ont présenté un refroidissement annuel, en particulier pour l'hiver et l'automne.

Concernant le Svalbard plus particulièrement, J. Ø. Hagen (2011) note que l'archipel a connu un refroidissement hivernal significatif pour la décennie 1970-1980 alors que la période 1980-1990 subissait un réchauffement marqué. Pour la période 1990-1998, peu de changements étaient observables. Les étés de ces périodes subissaient eux aussi des évolutions respectivement similaires. Les dynamiques thermiques ne sont pourtant pas uniformes localement.

En effet, une caractéristique majeure est mise en évidence par B. U. Hansen *et al.* (2006) : pour les régions côtières du Svalbard, la température de l'air est fortement corrélée aux variations de la température de surface de la mer (Fig. 35).

La localisation du Spitsberg implique que le climat évolue plus d'ouest en est que du nord au sud (Moign, 1973). Comme le faisait remarquer Jean Corbel (1966), l'effet de latitude se fait donc beaucoup moins ressentir que l'effet de continentalité pour lequel il avait calculé un gradient significatif de 0,2°C pour 10 km.

Les courants à l'ouest de l'archipel véhiculent de l'eau à 2°C (une température élevée pour la latitude) et dans le même temps, des courants entre 0 et - 1,8°C venus de la mer de Barents entretiennent le froid sur la partie orientale du Svalbard (Kergomard, 1989). On a donc une forte dissymétrie entre les façades est et ouest. Ainsi, à l'ouest la mer est le plus souvent dépourvue de banquise, ce qui favorise les échanges thermiques, alors qu'à l'est, la mer est régulièrement prise par la glace, jouant le rôle d'isolant.

Enfin, concernant le gradient altitudinal, si Jean Corbel l'estime à 0,5°C pour 100 m, il convient d'apporter des nuances. D. Joly (1980) observe en effet que le gradient thermique varie énormément en fonction de la météorologie. Les situations d'inversions thermiques sont courantes, principalement pendant l'été où les montagnes sont ensoleillées alors que la nappe de nuage englobe tout ce qui est en dessous de 300 m. Pour D. Joly, la valeur de 0,5°C est donc un maximum.

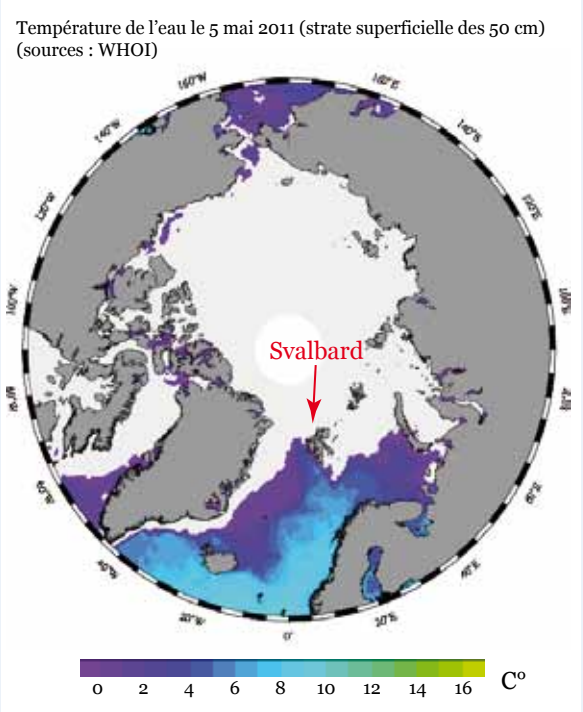


Figure 35 – La circulation océanique détermine la température de l'eau, qui elle-même influence les facteurs climatiques. On observe très clairement la remontée « chaude » du Gulf Stream le long des côtes norvégiennes et parallèlement la descente du courant froid du «Denmark stream» le long du Groenland qui vient du pôle (adapté de WHOI).

3.1.3. De la circulation atmosphérique aux contingences locales : les précipitations au Svalbard

Les précipitations reçues au Svalbard dépendent de dépressions nées beaucoup plus au sud (Hansen *et al.*, 2006). En hiver principalement, le transport de l'humidité par les dépressions remontant du sud présente une bonne corrélation avec les phases de l'Oscillation Nord Atlantique (NAO), dont l'indice est l'un des modèles de comportement atmosphérique les plus robustes (Visbeck *et al.*, 2001). Cependant, la réponse spécifique climatologique de l'Arctique face aux changements à long terme de la NAO, n'est pas encore bien comprise (Humlum, 2002). La période d'après-guerre, qui comprend les chroniques de données les plus complètes, montre un changement de la NAO, qui passe d'un indice faible dans les années 1960 à un indice élevé, qui persiste pour la période 1980-1990. Ce changement a eu des conséquences capitales. On a observé une intensification des trajectoires de tempêtes à travers les mers arctiques, et une augmentation significative de la convergence du flux d'humidité atmosphérique entrainant d'importantes précipitations hivernales (Kattsov *et al.*, 2007). On a également constaté une augmentation de la température de l'eau des courants passant de l'Atlantique vers l'océan Arctique, à travers ses deux branches (flux de la mer de Barents et courant du Spitsberg Occidental, Kattsov & Walsh, 2000). Enfin on a

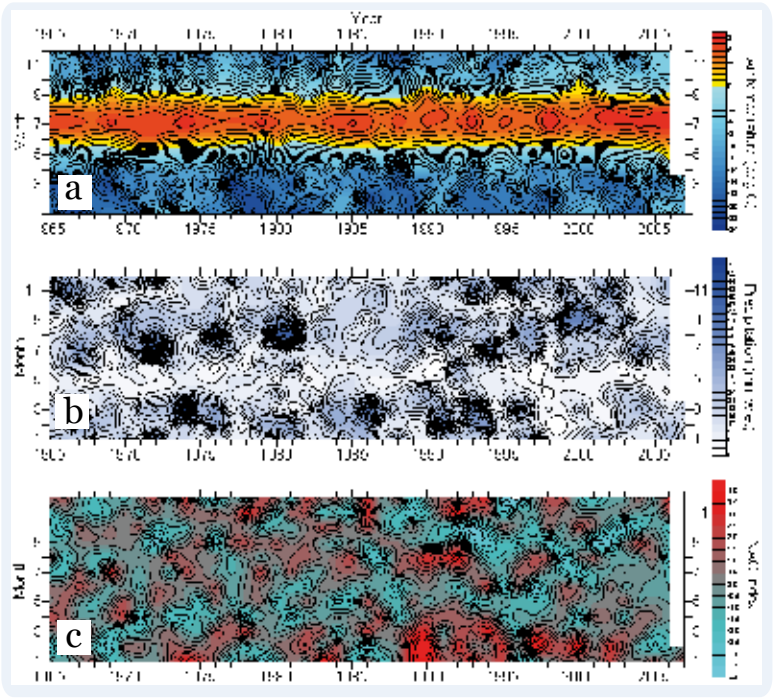


Figure 36 – Les températures mensuelles de l'air à Longyearbyen, les précipitations et l'indice NAO-depuis 1965. Les trois figures ne montrent pas une corrélation si évidente ce qui traduit d'après O. Humlum l'influence de paramètres locaux (graphiques du Norsk Meteorologisk Institutt).

observé une diminution de l'étendue de la banquise annuelle en fin d'hiver dans les régions subarctiques européennes, ainsi qu'une augmentation du flux de volume annuel de la glace transitant par le détroit de Fram (ACR, 2010).

À l'échelle du Spitsberg, la moyenne annuelle des précipitations mesurées au niveau de la mer est relativement faible : environ 200 mm pour le centre de l'archipel, et approximativement 400 mm pour les régions littorales (Fig. 36), *Norsk Meteorologisk Institutt*). Habituellement les mois d'avril et mai sont plutôt secs, bien qu'il y ait, d'importantes différences interannuelles. Les périodes de février-mars et août-septembre ont tendance à être relativement humides, même si, une fois encore, on observe des différences interannuelles significatives. Enfin, la période décembre-janvier est susceptible d'être soumise à d'importantes chutes de neige.

Cependant, à l'inverse des résultats de plusieurs modélisations, O. Humlum (2002) constate une faible corrélation entre les précipitations mensuelles et l'indice NAO mensuel (Fig. 36). En général, la période habituellement sèche du printemps est caractérisée par des valeurs de NAO relativement faibles. En revanche, pour le reste de l'année, les relations entre les précipitations et les valeurs de NAO sont plus complexes, surtout pendant l'hiver. Toujours selon O. Humlum, cette situation témoigne que :

– la majeure partie des précipitations hivernales enregistrée au Svalbard est d'origine locale (averses provenant de l'évaporation de l'eau libre de proximité) associées à des vent faibles ;
– les précipitations solides provenant de la convergence cyclonique apparaissent pendant des épisodes de vent soutenu, au cours desquels les lames d'eau tombées sont probablement sous-estimées par les totalisateurs.

Le premier point est corroboré par les travaux de B. U. Hansen *et al.* (2006) qui propose des observations similaires à celles de J. Corbel (1966), pour qui l'effet de la latitude est négligeable, au contraire de la longitude. D'ouest en est, la continentalité se fait ressentir avec une réduction marquée des volumes précipités (Griselin, 1982).

Localement, les précipitations subissent aussi un gradient altitudinal que D. Joly (1980) avait estimé à 19 % par 100 m. O. Humlum (2002) propose quant à lui une fourchette, et estime que les précipitations augmentent de 10 à 20 % par 100 m, cela correspond à ce que proposent M. Griselin et Ch. Marlin (1999) à savoir 60 mm / 100 m pour 400 mm de précipitation à Ny Ålesund (soit 15 % pour 100 m).

Enfin, les facteurs thermiques déterminent la nature des précipitations. Le coefficient nivométrique, qui définit la part de précipitations neigeuses dans les précipitations totales, s'élève à 64,9% pour la période 1969-2010. Cela atteste d'une prédominance des précipitations solides. Toutefois, cette valeur réserve des surprises si l'on observe à l'échelle mensuelle. On constate en effet que la pluie ou la neige peuvent survenir à n'importe quelle saison (Marlin *et al.,* 2011).

3.2. Des changements climatiques contemporains

Les traits généraux du climat que nous venons de présenter sont soumis à des évolutions contemporaines significatives (Hagen, Conférence Mondes Polaires, 2011). On observe en effet dans les chroniques de températures enregistrées au Svalbard (Ny Ålesund, Longyearbyen et Isfjord Radio) des tendances avérées. Mais qu'en est-il lorsqu'on étudie les courbes dans le détail ? Pour comprendre et répondre à cette question, il est nécessaire d'opérer des changements d'échelle spatiale et temporelle.

3.2.1. La tendance générale de la côté ouest

Une tendance climatologique ne peut s'interpréter que sur de longues périodes. Il est donc nécessaire, pour comprendre les réactions des glaciers de la région du Kongsfjorden face aux changements climatiques, de se fonder sur la chronique météorologique la plus longue (précipitations et températures). Celle disponible pour l'ouest du Spitsberg (enregistrée à Ny Ålesund pour la période 1969-2010 par le Norsk Meteorologisk Institutt) a été étudiée dans le cadre du programme HSF (Marlin *et*

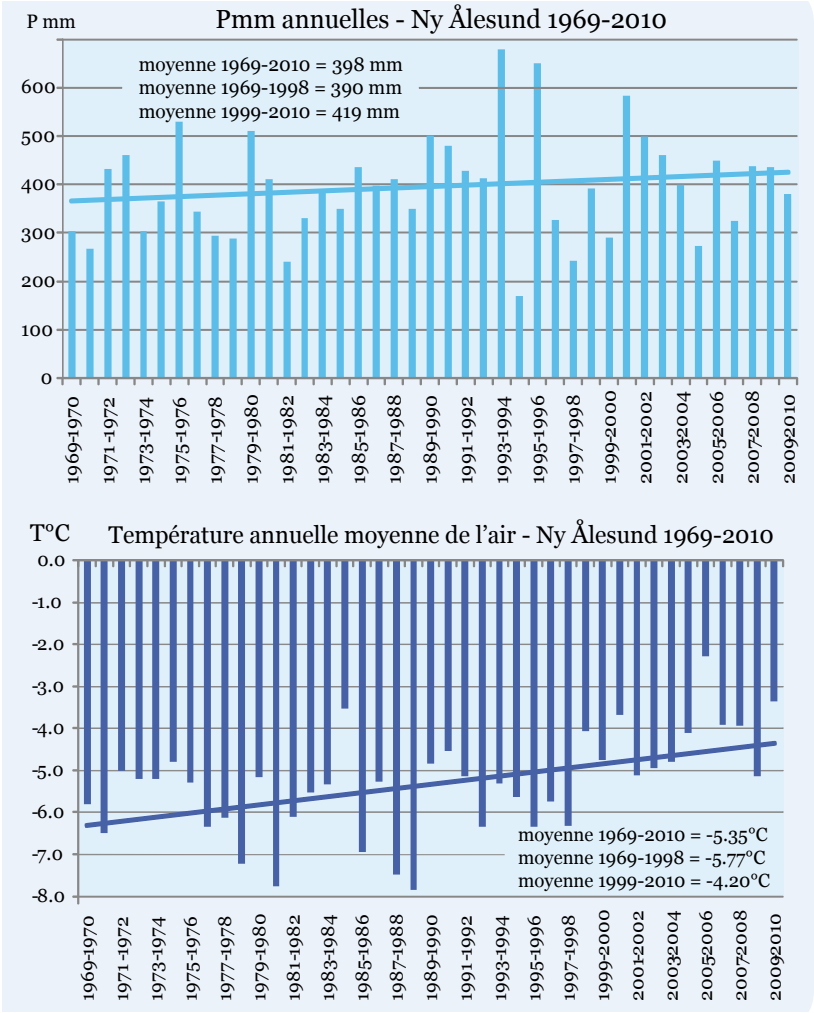


Figure 37 – Que ce soit pour les températures ou les précipitations, la tendance générale est à l'augmentation pour la période 1969-2010 (source : HSF, 2011).

al., 2011). Ce travail a permis de comprendre et de quantifier le changement climatique de la dernière décennie.

Pendant les 41 dernières années, des changements sont très clairement visibles, autant dans les enregistrements annuels de la températures de l'air que des précipitations.

La moyenne annuelle de température à Ny Ålesund a augmenté de + 2°C en 41 ans. Pour la période 1969-1998, on observe une moyenne de - 5,8°C ; si on inclut les 12 dernières années, la moyenne annuelle de la température est de - 5,3°C pour la période 1969-2010. Ces valeurs proches ne traduisent pourtant pas ce que l'on constate pour la période 1999-2010, pendant laquelle on observe une moyenne annuelle de - 4,2°C. On constate par ailleurs pour cette même période un gradient de + 0,5°C par décennie (Fig. 37).

Parallèlement, on observe pour la période identique d'enregistrement, une augmentation significative du total moyen annuel de précipitations (liquides et solides) de 62 mm. Pour la période 1969-1998, la moyenne annuelle des précipitations est de 390 mm. Cette moyenne passe à 396 mm pour la période 1969-2010. De même que pour la température, les 10 dernières années (1999-2010) montrent une moyenne annuelle significativement plus élevée avec 412 mm de précipitations par année. Le gradient observé pour l'ensemble de la période (1969-2010) est quant à lui de + 15 mm par décennie (Fig. 37).

3.2.2. Trois stations pour comparer

À titre de comparaison, on peut se fonder sur deux autres stations d'enregistrement pour l'ouest du Spitsberg, pour lesquelles on trouve les séries d'enregistrement les plus longues. La station de Longyearbyen (78°12' N) dispose de 93 années de mesures (depuis 1917) et la station voisine d'Isfjord Radio (78°05' N) de 42 années (depuis 1934). Si ces deux stations localisées plus au sud-est donnent une information riche, seule celle de Longyearbyen peut être valorisée car elle couvre presque un siècle de mesures (Fig. 38).

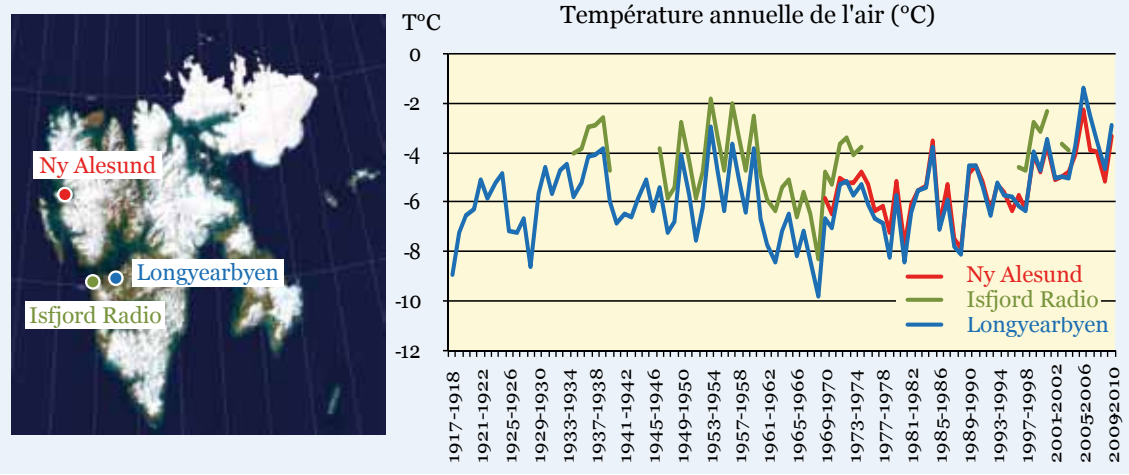


Figure 38 – Comparaison des chroniques de températures de trois stations arctiques. Les séries sont bien corrélées dans le temps.

En comparant pour une même période les stations de Ny Ålesund et de Longyearbyen, on constate une bonne corrélation des données en ce qui concerne la température. On peut donc raisonnablement utiliser la chronique de Longyearbyen pour compléter celle de Ny Ålesund par extrapolation (Fig. 39).

En regardant plus en détail, on observe pour la chronique de Longyearbyen, une augmentation de + 1,3°C en 93 ans. Pour la période 1917-2010, la température annuelle moyenne est de - 5,8°C. Si on regarde de plus près la normale climatologique de 30 ans (1969-1998), on constate une moyenne annuelle de - 6,1°C. La différence est alors significative si l'on ne prend en compte que les 12 dernières années, pour lesquelles la moyenne est de - 3,8°C.

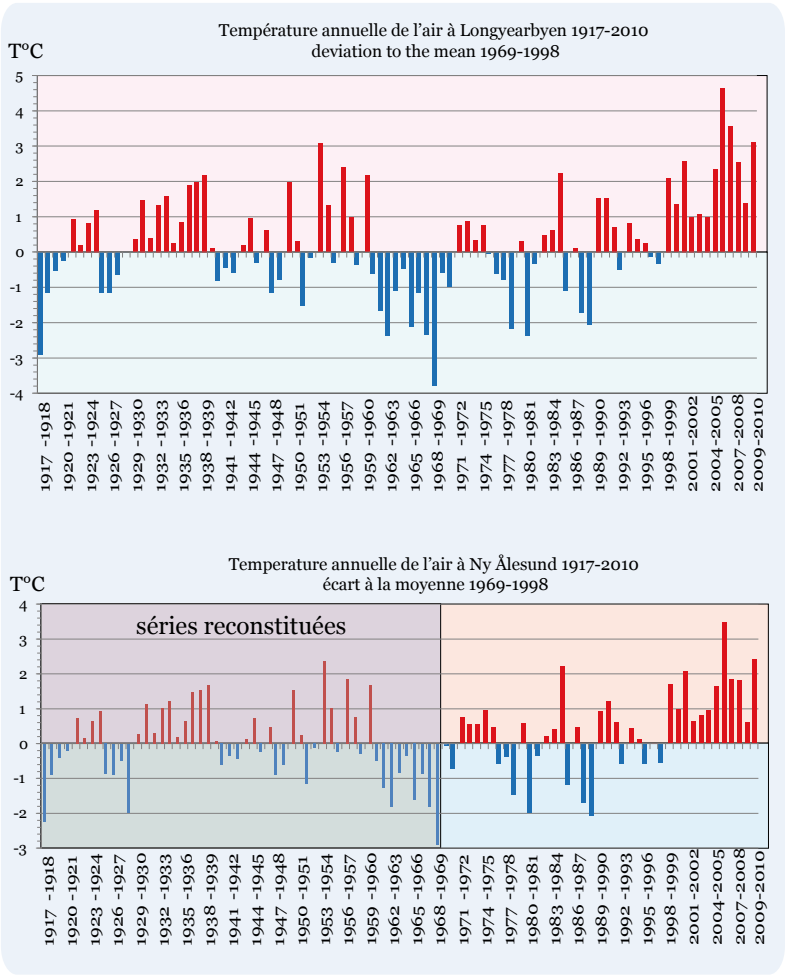


Figure 39 – Malgré une localisation très différente, on observe une bonne corrélation entre les chroniques de températures moyennes annuelles de Ny Ålesund et celles de Longyearbyen. Il est en revanche plus difficile de trouver une relation pertinente avec la station d'Isfjord Radio (source : HSF, 2011).

Le gradient par décennie pour les 93 années d'enregistrement de même que celui de la période 1917-1998 ne sont pas du tout significatifs, avec respectivement + 0,14°C, et - 0,04°C. En revanche, en ne prenant en compte que les 12 dernières années (1999-2010), on constate un gradient bien plus significatif de + 1,82°C (Fig. 40).

En ce qui concerne la moyenne annuelle des précipitations, la corrélation entre la série de Ny Ålesund et celle de Longyearbyen est très mauvaise. Comme Jean Corbel le mentionnait (1966), c'est un paramètre qui est en effet beaucoup plus aléatoire et fortement contraint par les contingences locales. On ne peut donc pas reconstruire de longues séries continues pour la façade ouest du Spitsberg (Fig. 41).

Cependant, la chronique disponible pour Longyearbyen apporte des informations capitales. Si l'on prend en compte les enregistrements de cette station sur la plus longue période disponible (1917-2010), on constate une moyenne annuelle de précipitations de 188,5 mm. Cette moyenne est de 195,2 mm pour la période d'observation climatologique 1969-1998, mais elle descend à 178,9 mm si on se focalise uniquement sur les 12 dernières années.

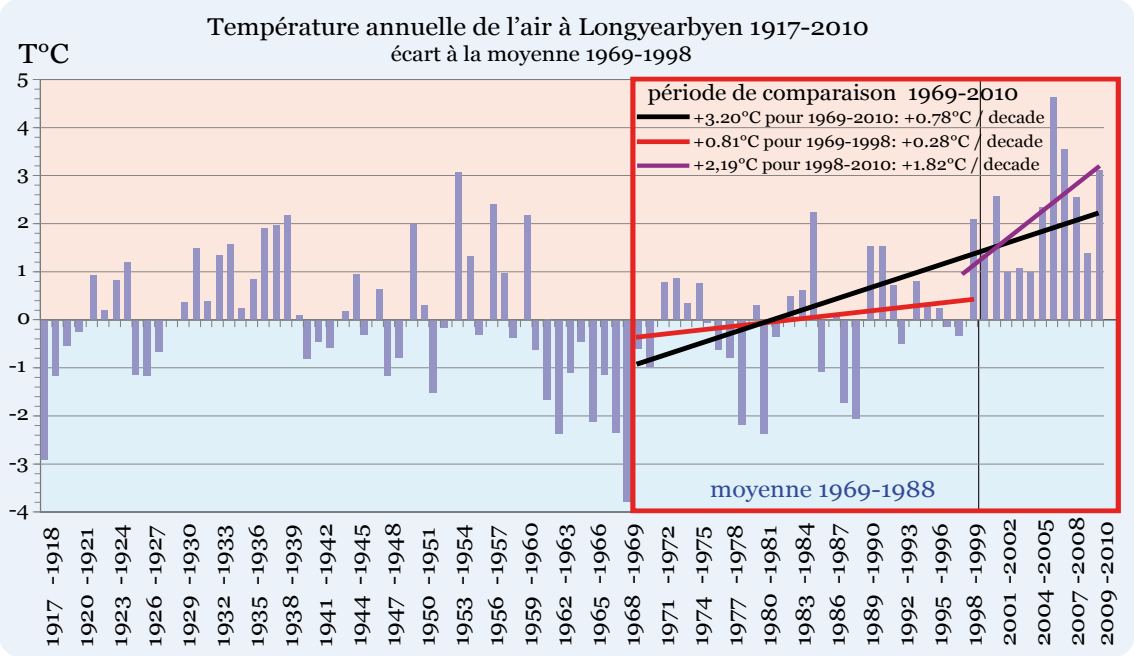


Figure 40 – Si les températures enregistrées à Longyearbyen montrent une tendance uniforme sur le long terme, l'observation en détail des chroniques atteste un changement significatif à partir de 1998. (HSF, 2011).

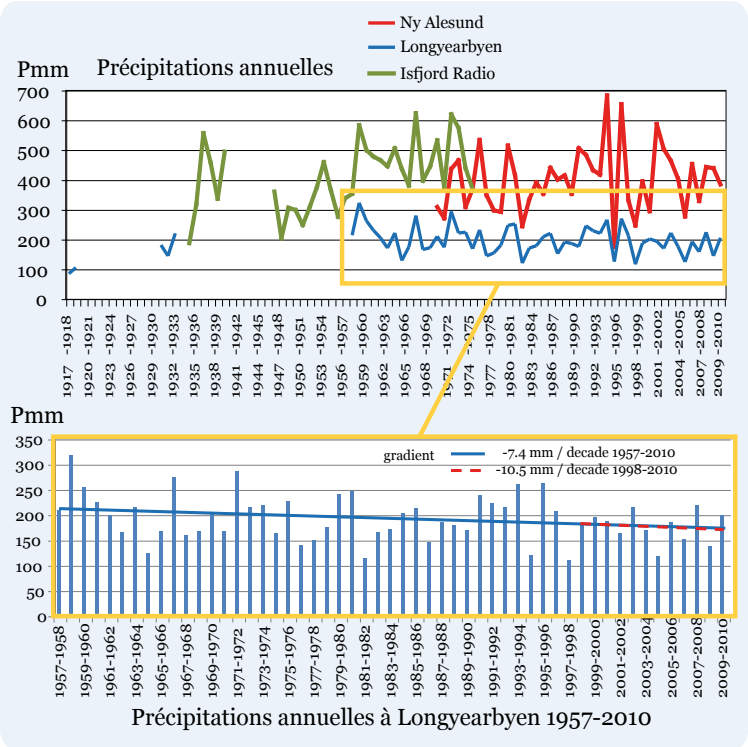


Figure 41 – Les précipitations sont un phénomène local et il est difficile de trouver des chroniques corrélées entre elles. En regardant la série a priori la plus sûre, on constate une diminution générale des précipitations pour la station de Longyearbyen, ce qui n'est pas forcément représentatif des fortes différences interannuelles (Kattsov & Walsh, 2000).

Sur les 93 années d'enregistrement, le gradient est de + 3,8 mm par décennie. Toutefois, les données d'avant 1957 ont probablement été sous estimées (Humlum, 2002). Ainsi en prenant cette fois en comte la période 1957-2010, le gradient passe à - 7,4 mm par décennie. Sur cette même période, le gradient global est quant à lui de - 39 mm en 53 ans.

La conclusion de cette démonstration est claire. Si les chroniques de températures donnent des tendances climatiques solides, il est en revanche beaucoup plus difficile de calculer un gradient fiable à long terme en ce qui concerne les précipitations. De plus, les tendances de précipitations sont localement inverses de ce qui est observé globalement (Kattsov & Walsh, 2000).

3.3. Que cachent ces données globales ?

3.3.1. Douze années clés qui marquent une rupture

Pour mettre en évidence les changements climatiques contemporains, il est nécessaire d'avoir une approche à différentes échelles spatio-temporelles (année, mois, jour). En prenant en compte la période d'enregistrement la plus longue possible pour Ny Ålesund, le gradient est de + 2°C en 41 ans (1969-2010), ce qui correspond à un gradient de + 0,5°C par décennie (Marlin *et al.*, 2011). En fractionnant l'échelle temporelle pour comprendre la tendance, ces mêmes auteurs mettent en évidence une fracture nette.

Pour la période 1969-1998, on ne constate aucun gradient significatif (- 0,02°C). En revanche, pour les 12 dernières années (1998-2010), on enregistre un gradient de + 1,51°C (ce qui représente + 1,26°C par décennie). On observe en outre que l'écart à la moyenne de la température annuelle moyenne de l'air pour cette même période est toujours supérieure à la moyenne calculée sur 30ans (1969-1998). Ce cycle est marqué par ailleurs d'une interruption brutale à partir de 1998-1999 (Fig. 42). On observe donc des évolutions importantes sur un laps de temps très court. On constate parallèlement que pour la même période, les gradients sont identiques pour la station de Longyearbyen.

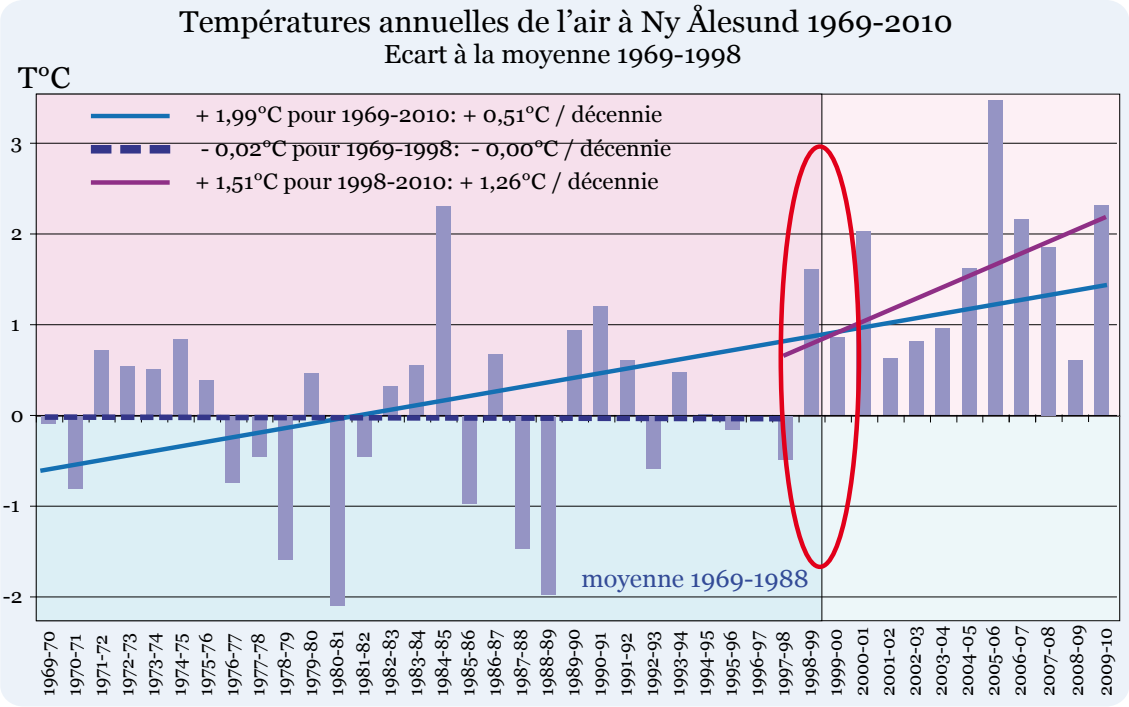


Figure 42 – Pour la période d'enregistrement 1969-2010 à Ny Ålesund, on observe deux cycles bien différents dont le changement majeur s'est établi pendant les 12 dernières années, comme ce qu'on a pu constater pour Longyearbyen. (HSF, 2011).

3.3.2. Les régimes thermiques évoluent

La figure 43 est tout à fait représentative de la rupture observée il y 12 ans dans l'évolution climatique contemporaine. En effet, l'écart à la moyenne de la somme des températures positives et négatives prouve que l'augmentation de la température est plus due à une augmentation des températures en hiver (en bleu) qu'une augmentation des températures estivales (en rouge) : la moyenne annuelle de la température de l'air augmente plus par manque de froid que par excès de chaud.

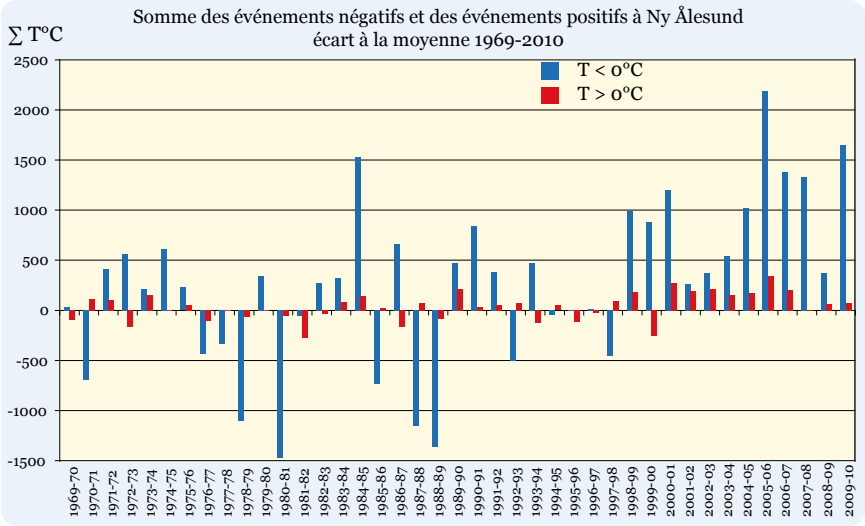


Figure 43 – Comme cela a été constaté à une échelle plus globale, on observe pour la station de Ny Ålesund une augmentation de la température en hiver. En comparaison, l'été reste plutôt stable. (HSF, 2011).

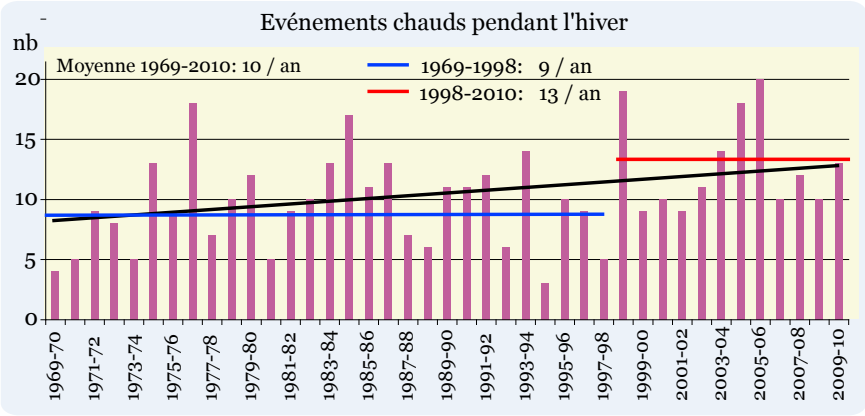


Figure 44 – Le nombre d'événements chauds (température > 0°C) pendant l'hiver a subi une nette augmentation à partir de 1998. Les répercussions climatiques sont donc capitales puisque la probabilité de précipitations pluvieuses en hiver est accrue. (HSF, 2011).

Les données de température mettent également en évidence une augmentation significative des événements « chauds » (température de l'air > 0°C) pendant les périodes de froid (Fig. 44). De 9 événements par hiver en moyenne, on est brutalement passé à 13 événements pour les 12 dernières années. Cette tendance constitue probablement le changement majeur observé dans le climat contemporain, en comparaison du début de la période observée (débuts des années 70). Cette caractéristique de changement dans les températures a inévitablement des conséquences dans le type de précipitations, et donc dans la réponse des glaciers. Un événement chaud accompagné de précipitations en plein cœur de l'hiver donnera de fortes précipitations pluvieuses. Ce type d'événement compromet le manteau neigeux, qui peut être entièrement détruit par la pluie.

3.3.3. Et les précipitations changent

Pour confirmer cette tendance, en observant la période 1969-2010 on constate une augmentation significative des événements pluvieux en plein hiver, logiquement corrélés avec les augmentations soudaines de températures. Pour la période 1969-2010, on enregistre en moyenne 5,7 événements chaud pluvieux par hiver. Alors que pour la période d'observation 1969-1998 le nombre de ces événements est de 4,9, on enregistre, pour la période 1998-2010, 7,6 événements en moyenne. La dernière décennie subit donc une augmentation significative d'épisodes pluvieux au cœur de l'hiver (Marlin *et al.*, 2011).

Enfin, en ce qui concerne les précipitations globales, on constate que leur augmentation (+ 15 mm/décennie) est exclusivement due à une augmentation des précipitations pluvieuses. Les précipitations neigeuses sont en revanche extrêmement constantes (Fig. 45).

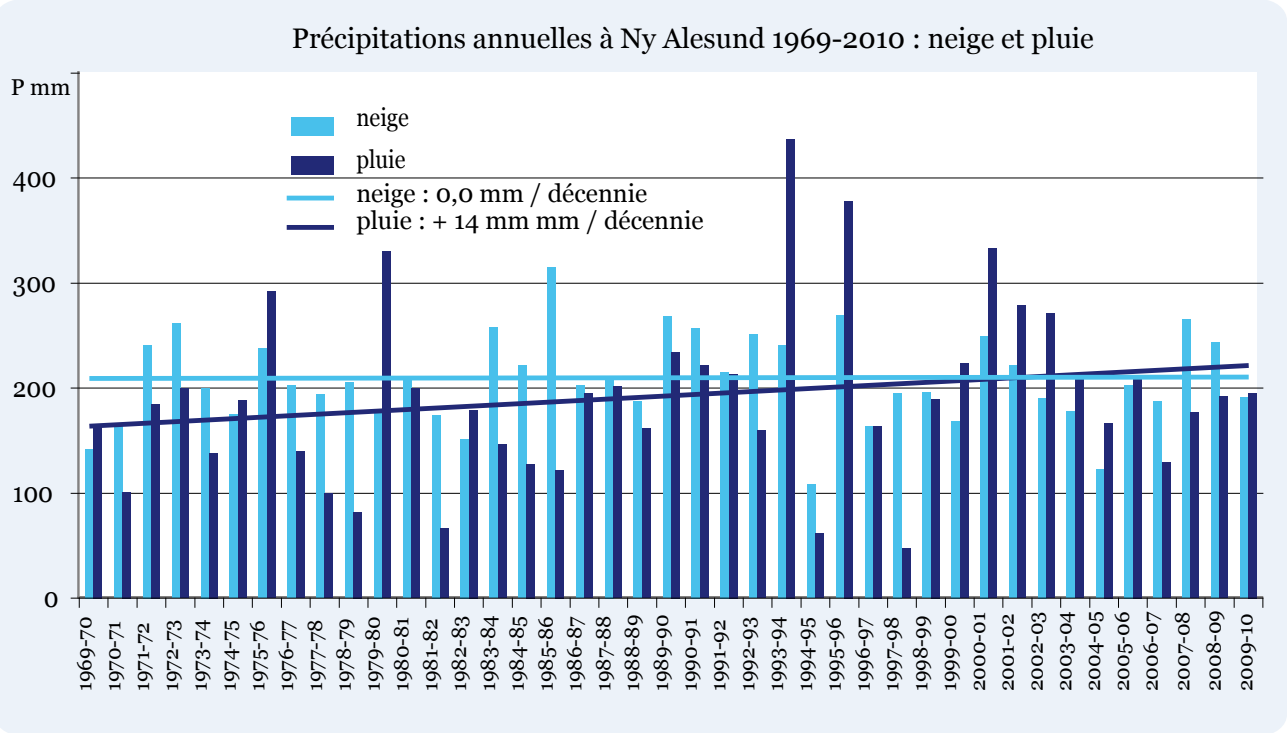


Figure 45 – Alors que la part de précipitations liquides augmente, les précipitations solides reste très constantes depuis les années 70. HSF, 2011).

3.4. Quels changements observe-t-on ?

3.4.1. Des conséquences visibles

On remarque que ces changements ont des conséquences sur certaines dynamiques arctiques. La banquise par exemple, est directement affectée (Griselin *et al.*, 2006) et depuis six ans, sa présence est bien plus irrégulière sur la façade ouest. En effet, depuis 2005, quatre hivers consécutifs se sont déroulés sans que le Kongsfjorden ne soit pris en glace. En 2009 pourtant, à la faveur d'une grande période de

2008 (13 avril)
Il n'y a pas de réelle banquise dans le fjord.
Seul un faible regel de surface existe, brisé par le vent.

2009 (17 avril)
Le Kongsfjord est entièrement pris en glace.
La limite de la banquise dépasse Ny Ålesund.

2010 (15 avril)
Le fjord est pris tardivement par une banquise morcelée.
Seule sa moitié septentrionnale est prise en glace.

Figure 46 – L'emprise de la banquise dans le Kongsfjorden est très variable depuis 6 ans. Alors que 2008 a vu le fjord quasiment libre de glace, l'année 2009 a été marquée par la formation d'une banquise solide et durable jusqu'à juin.

froid et d'une aérologie très calme, la banquise est réapparue en occupant le fjord au delà de Ny Ålesund. Pendant l'hiver 2010, la banquise était de nouveau présente, mais avec toutefois une superficie bien moindre, ne dépassant pas l'île de Storholmen, au centre du fjord (Fig. 46). Elle s'est par ailleurs très vite morcelée.

La banquise est directement affectée par ces évolutions, bien qu'il faille relativiser. D'autres paramètres climatologiques importants déterminent en effet les dynamiques de banquise et ce à une échelle beaucoup plus globales (Ogi, Yamazaki & Wallace, 2009).

3.4.2. Le système glaciaire directement affecté

Bien entendu, les conséquences de ces évolutions climatiques influencent directement les dynamiques des glaciers et leur réponse face à ces changements. Il faut cependant aborder prudemment les valeurs annuelles qui masquent des variations intra-saisonnières diverses.

En effet, des hivers très froids et très peu neigeux auront des conséquences aussi négatives pour le glacier que des étés très chauds. Mais inversement, des hivers plus doux et très neigeux auront des conséquences positives sur le bilan du glacier, spécialement s'ils sont suivis d'étés secs et frais (Fig. 47).

Figure 47 – Les conséquences climatiques sur la réponse des glaciers attestent de la complexité des interactions climat-système glaciaire.

Ces cas de figures théoriques sont à mettre en regard avec les chroniques enregistrées, plus spécialement sur le bassin de l'Austre Lovénbreen. Il est donc capital de déterminer année par année le résultat de la combinaison entre :
– les températures positives et négatives ;
– les précipitations solides et liquides.

3.4.3. Quel bilan tirer de la climatologie ?

Les résultats issus de l'analyse des données météorologiques qui ont été présentés ici sont toutefois à relativiser. Si les gradients liés à la latitude et à la longitude sont faibles, le gradient lié à l'altitude est important. Les trois stations sur lesquelles cette présentation générale est fondée sont localisées au niveau de la mer, Longyearbyen étant la plus marquée par la continentalité, effet renforcé lors de la présence de banquise (Mangerud *et al.*, 1998).

La station météorologique de Ny Ålesund est située à 6 km de l'Austre Lovénbreen. Si ces mesures donnent une tendance générale pertinente, elles ne sont en revanche pas représentatives du bassin glaciaire. Son altitude, les effets orographiques et sa localisation plus montagnarde que littorale déterminent en effet des conditions climatiques locales particulières avec des différences qui peuvent être significatives.

C'est pourquoi il est préférable de déterminer l'état thermique réel du bassin autrement qu'en se fondant sur les mesures de Ny Ålesund et/ou par l'application d'un gradient altitudinal théorique.

Ce constat a amené, dans le cadre du programme HSF, à la mise en place d'un réseau de capteurs de température sur le bassin de l'Austre Lovénbreen. Ce réseau, qui permet d'avoir une approche locale de la climatologie du bassin, sera l'objet d'un développement dans le chapitre V traitant de l'instrumentation du glacier.

Conclusion

Le cadre géomorphologique combiné au contexte climatologique fait du Spitsberg un terrain d'étude tout à fait particulier. À la lumière de ce chapitre, les facteurs climatiques constituent un paramètre capital dans l'appréhension des processus de la dynamique nivo-glaciaire. Le « système glacier », en interaction permanente avec la géomorphologie, est directement soumis aux influences du climat : températures et précipitations ont des répercussions directes sur l'évolution et le fonctionnement du système. Les conséquences se retrouvent ainsi sur la façon dont le système glaciaire influence les dynamiques associées (hydrologie, nivologie).

Ce chapitre a ainsi permis de mettre en avant l'importance de l'échelle à laquelle on va travailler. En effet, les observations qui ont été présentées concernent l'ensemble de la presqu'île de Brøgger. Ainsi, comme nous le verrons dans la suite de ce travail, un changement d'échelle est encore nécessaire : des différences significatives peuvent en effet exister entre les conditions climatiques (températures et précipitations) de Ny Ålesund, et celles observées sur le glacier. Ce qui a été présenté ici permet donc d'avoir une notion de la tendance générale à laquelle est soumise notre zone d'étude. Les particularités locales ne sont en revanche pas prise en compte, et il sera nécessaire de compléter ces données par des mesures *in situ*, au plus près du bassin.

Enfin, on parle beaucoup, à juste titre, de décrue glaciaire. Il ne faut cependant pas oublier que si certaines latitudes voient leurs glaciers quasiment disparus (glaciers pyrénéens ou du Ruwenzori par exemple), l'englacement est ici encore très élevé. Bien que le retrait soit nettement perceptible, les paysages actuels restent marqués par les dynamiques hydro-glaciologiques. Elles sont la résultante du climat qui forme en quelque sorte la clef de voûte du système.

CHAPITRE III

Eau, neige et glace en Arctique : quelles spécificités, quels intérêts dans un contexte d'évolutions climatiques ?

"D'où vient l'étrange attirance de ces régions polaires, si puissante, si tenace qu'après en être revenu on oublie les fatigues morales et physiques pour ne songer qu'à retourner vers elles ? D'où vient le charme inouï de ces contrées pourtant désertes et terrifiantes ?"

J.B. Charcot, 1905

L'automne est l'occasion de voir l'eau dans tous ses états ! (octobre 2009, depuis le sommet du Slattofjellet)

Introduction

Les glaciers répondent de manière plus ou moins synchrone, aux fluctuations climatiques contemporaines, que ce soit au Spitsberg ou dans d'autres régions polaires (André, 1993). La presqu'île de Brøgger est couverte de glaciers dont les dynamiques d'écoulements sont contrôlées par le climat et par les paramètres intrinsèques du milieu physique. Ils sont en outre des réservoirs d'eau douce qui, stockée ou libérée, a un impact local sur l'hydrologie des rivières et une implication globale sur le niveau des océans et la circulation océanique : modification de l'équilibre des écosystèmes côtiers et de la stratification de la colonne d'eau (Hydro-Sensor-FLOWS, 2006). Globalement, de nombreux glaciers de la presqu'île de Brøgger sont en retrait depuis la fin du PAG qui s'achève à la fin du XIX^{e} siècle dans cette région du monde. Toutefois, ils sont encore très présents et caractérisent cette terre d'eau, de neige et de glaces.

L'eau, quelle que soit sa forme physique, est un élément capital au Svalbard. L'Austre Lovénbreen, avec ses deux exutoires bien définis (la Goule et le Diable), est un laboratoire naturel privilégié pour étudier cette dynamique. Ce système glaciaire a fait l'objet d'une modélisation conceptuelle de la circulation des eaux impliquant l'interaction de différents compartiments (Griselin *et al.*, 1995). La persistance d'écoulements liquides pendant la période normale de tarissement et l'édification de marge glacée directement liées à ces derniers ont fait l'objet d'investigations plus spécifiques (Griselin & Marlin, 2011).

Ce chapitre est donc l'occasion d'aborder l'eau dans tous ses états, et de placer la problématique de ce travail, qui se situera en amont de l'hydrosystème.

1. DU CRISTAL DE NEIGE AU GLACIER : FONCTIONNEMENT ET SUIVI

1.1. Qu'est-ce qu'un glacier ? Principes généraux

1.1.1. Le glacier : définition

Un glacier est avant tout un stock d'eau solide permanent à l'échelle humaine, sous forme de neige, de névé ou de glace (Reynaud, 1986). Pour A. Zryd (2001), c'est un système ouvert, pérenne, formé essentiellement de glace naturelle et présentant des signes de mouvement. Cette définition nous paraît contenir les éléments clés de la recherche en glaciologie :
– la glace, en tant que matériau constitutif du système étudié ;
– les dynamiques des glaciers ;
– leurs fluctuations dans le temps en relation avec le climat.

Comme cette définition le suggère, un système ouvert est en interaction constante avec son environnement. Le jeu des échanges de matière et d'énergie au travers des surfaces qui le délimitent (les interfaces glace/air et glace/roche dans le contexte

glaciaire), couplé aux lois physiques qui contrôlent les mécanismes internes du système, détermine son comportement, ses réactions face aux modifications du milieu ambiant. Le glacier est ainsi en constante évolution. Formé essentiellement de glace, il contient aussi de l'eau sous forme liquide, ainsi que diverses impuretés, éléments étrangers incorporés au cours des échanges de matière (Coutterand, 2005).

La définition d'un glacier est toujours limitatrice même si W.S.B. Paterson (1994) donne une bonne synthèse : « Les glaciers sont des masses de névé et de glace à texture granulaire engendrés par la diagenèse de la neige tassée au cours de plusieurs périodes d'ablation (fontes estivales consécutives[1]) ». Si cette définition semble convenir, la réalité est encore plus complexe car chaque glacier possède son propre microclimat et son propre fonctionnement fondés sur : l'orientation, la température, les précipitations, le vent et son environnement géographique spécifique (Lliboutry, 1969).

1.1.2. De la neige à la glace

Les glaciers ne peuvent prendre naissance que dans les régions où, durant plusieurs années consécutives, la quantité de précipitations solides (neige, grêle, grésil) est supérieure à celle qui fond durant la période estivale.

La structure extrêmement fragile des cristaux de neige, à commencer par les branches les plus fines, se transforme plus ou moins vite selon l'altitude et la température. Même si la température reste négative, la neige évolue par tassement. Pendant certaines périodes, les phénomènes de gel-dégel influencent la transformation de la neige : les cristaux ont tendance à s'arrondir assez vite, tandis que l'air qu'ils emprisonnent est peu à peu chassé. Parallèlement, l'eau de fusion percole vers les couches inférieures, contribuant à leur évolution. Par cet ensemble de processus complexes, la neige s'alourdit et se densifie, produisant un état intermédiaire, le névé[2] , d'une densité d'environ 0,7 qui deviendra de la glace quand sa densité sera proche de 0,9 (Fig. 48).

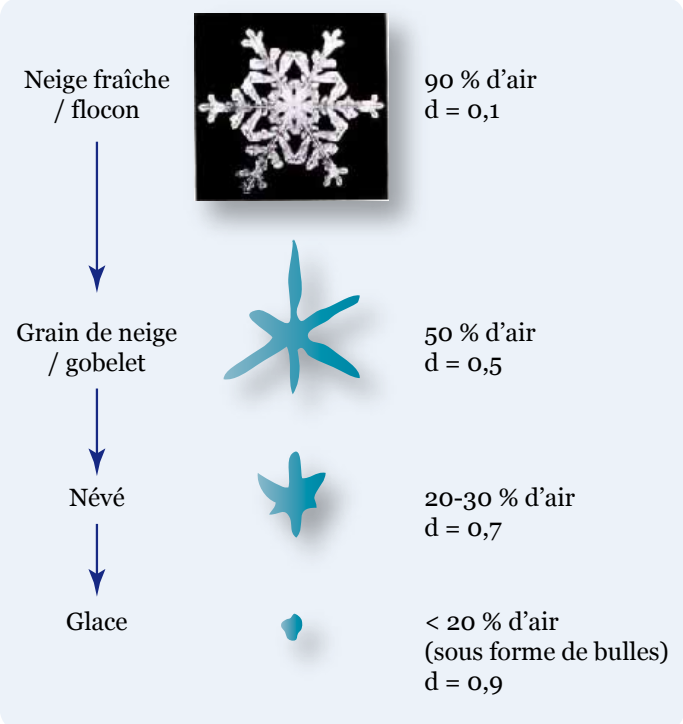


Figure 48 – La transformation de la neige en glace passe par de multiples processus complexes qui font évoluer la densité de 0,1 pour la neige fraiche à 0,9 pour la glace (d'après ANENA).

1 Cette définition de glaciers ou de calottes n'englobent pas les champs de glace provenant des mers, ni les lacs ou les rivières gelés observées en aval des sources en milieux froids, ni les glacières observées au fond des gouffres (Six, 2000). Pourtant, le terme glacier regroupe plusieurs types de paysages glaciaires, liés à différentes morphologies (forme de la vallée, pente du lit rocheux…) ou à la diversité géographique du site (latitude, longitude, altitude, orientation…).

2 Ce terme franco-provençal n'est entré dans l'usage en français qu'au XIX[e] siècle, mais dans toutes les Alpes, la distinction entre la neige et le névé était faite depuis longtemps par les montagnards. Le terme allemand de *firn* (d'un vieux mot germanique *firni,* « ancien, de l'année dernière »), est défini en 1548 par Johannes Stumpf : « on donne le nom de *firn* à l'ancienne neige… tombée il y a longtemps déjà ». Ce mot allemand restera longtemps le seul utilisé dans les textes français, avant que Louis Agassiz n'introduise le terme de névé en 1840.

La lente transformation, parfois appelée « névification » (Coutterand, 2005), se poursuit. Les cristaux continuent à se densifier, aidés en cela par la fusion de la neige superficielle. Les couches de neige successives accroissent la pression et, si le phénomène n'est pas interrompu, la neige se transforme en glace. Le temps de transformation varie et pour le Svalbard, on donne une dizaine d'années avant que le névé ne devienne de la glace de glacier (Haakensen, 1984 ; Bruland & Hagen, 2002).

1.1.3. Zone d'accumulation, zone d'ablation et ligne d'équilibre : un fonctionnement binaire

Un glacier s'écoule depuis les parties les plus hautes, là où se forme la glace par transformation de la neige jusque vers les parties basses où l'ablation, c'est-à-dire la perte de glace, est la plus importante. Quelle que soit sa morphologie ou sa localisation, un glacier est donc toujours composé de ces deux zones bien distinctes : la zone d'accumulation et la zone d'ablation, séparées théoriquement par la limite glace / névé (ou ligne d'équilibre glaciaire), que Franz Joseph Hugi (cité par Coutterand, 2005) fut le premier à repérer en 1830 en tant qu'élément structurel. Cette distinction repose sur la notion de bilan glaciaire, qui comptabilise les entrées (chutes de neige, avalanches…) et les sorties (fonte, sublimation…). Le bilan est positif dans la zone d'accumulation, négatif dans la zone d'ablation. De plus, dans la zone d'accumulation où la neige, par définition, ne fond jamais totalement, la couverture neigeuse demeure jusqu'en fin d'été. À l'inverse, dans la zone d'ablation, la glace se trouve à nu en fin de saison hydrologique. La ligne d'équilibre correspond donc – théoriquement – à la limite inférieure du névé

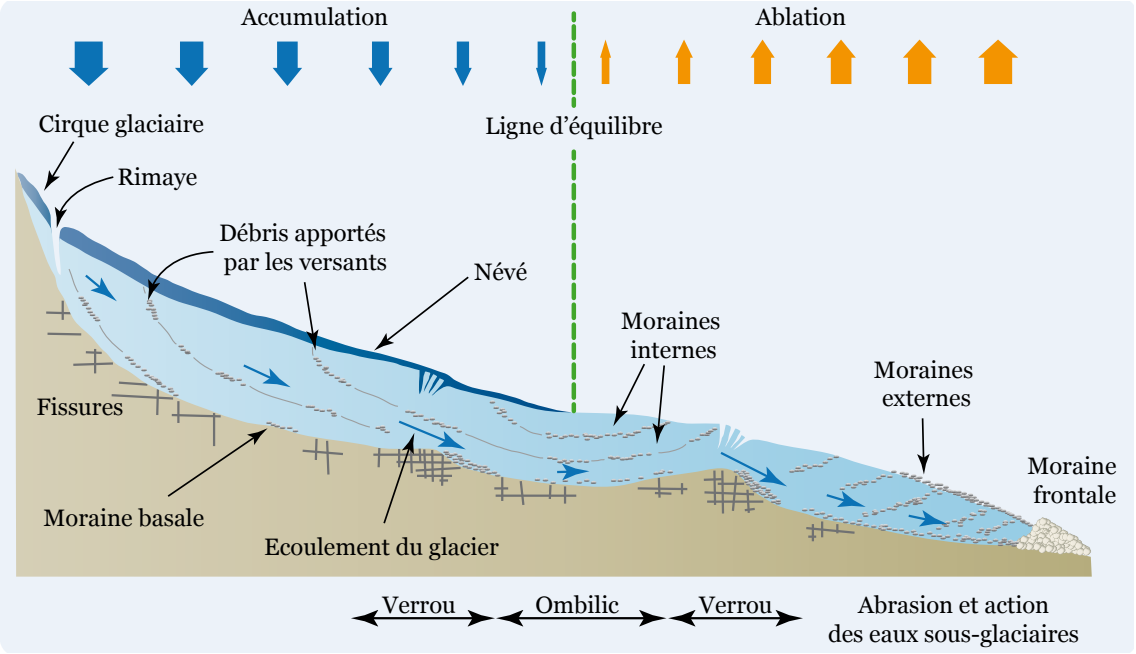


Figure 49 – Un glacier est composé de deux zones (séparées par ligne d'équilibre) dont la superficie et l'altitude fluctuent en fonction des conditions climatiques. Ce schéma synthétise son fonctionnement et son action géomorphologique (adapté de A. Zryd, 2001)

en fin de saison. Toutefois, nous verrons que cette ligne n'est qu'une conception théorique et visuelle : il semble plus pertinent de parler de zone d'équilibre.

La figure 49 présente la coupe schématique d'un glacier de vallée, depuis sa partie amont (cirque glaciaire d'accumulation) jusqu'à sa partie aval (le front). Les flèches qui illustrent l'écoulement de la glace sont proportionnelles à la vitesse du flux (d'après Zryd, 2001).

La position de la ligne d'équilibre est un indicateur qui, par sa fluctuation, reflète les moindres variations climatiques (Fig. 50). En Antarctique elle se situe au niveau de la mer, et la zone d'ablation est presque inexistante : la disparition de glace se produit par vêlage d'icebergs dans la mer. Sous d'autres latitudes, les glaciers peuvent connaître des situations plus complexes : saisons d'accumulation et d'ablation multiples dans la même année, comme en Équateur, ou à l'inverse, années d'ablation compensées par d'autres d'accumulation, comme dans certains petits glaciers des montagnes arides à très faible dynamique (Francou & Vincent, 2007). Par ailleurs, la ligne d'équilibre ne suit pas une courbe de niveau : elle dépend de l'exposition au soleil et de facteurs climatiques (Six, 2000). Lorsque, localement, elle remonte au-dessus de la partie supérieure du glacier, celui-ci se trouve privé de ressources et en danger de disparition : c'est le cas, aujourd'hui, des petits glaciers des Pyrénées.

Altitude moyenne (en m) de la ligne d'équilibre	
Terre François -Joseph	300 - 400
Islande	1 050 - 1 650
Groenland	600 (nord) - 1 600 (sud)
Scandinavie centrale	1 000 - 1 500
Cordillière d'Alaska	2 250 (nord) - 1 350 (sud)
Alaska S. Cordillière de la Côte	600 - 800
Alpes (Mont-Blanc)	2 800 - 3 100
Spitsberg (glaciers alpins)	400 - 600

Figure 50 – L'altitude moyenne (en m. asl) de la ligne d'équilibre est très dépendante du climat et du contexte géomorphologique. La latitude joue bien entendu un rôle majeur et les caractéristiques sont très différentes d'un massif à l'autre.

En aval de la ligne d'équilibre, dans la zone d'ablation, la fusion annuelle est supérieure à l'accumulation : le glacier perd du volume. Dans cette zone, souvent dépourvue de neige, des formes particulières de surface apparaissent, comme des cassures (crevasses, séracs), ou des formes liées au passage de l'eau (bédières, moulins, porches, lacs...). C'est aussi la partie du glacier où les dépôts morainiques de surface se multiplient : leur provenance est diverse, éboulements dans la zone d'accumulation ou désagrégation des versants dominants.

1.2. Fonctionnement et dynamiques glaciaires

1.2.1. Le ratio accumulation/ablation

Le rapport entre la surface de la zone d'accumulation d'un glacier et sa surface totale (*Accumulation Ablation Ratio*, ou AAR) donne une indication de la dynamique du glacier. On admet que si les deux tiers de la surface du glacier se trouvent

en zone d'accumulation, le glacier est en équilibre (Lliboutry, 1964). Plus la zone d'accumulation augmente, plus le glacier a tendance à prendre du volume. En revanche, si elle régresse, la longueur et la surface du glacier diminueront.

Si les mesures à l'échelle mondiale rapportées par le WGMS montrent une augmentation générale significative des zones d'ablation depuis la fin du PAG, la valeur donnée par l'AAR varie fortement en fonction de la localisation mais surtout d'un glacier à l'autre (Harrison *et al.*, 1992). Pour connaître l'AAR, on établit de façon annuelle le bilan de masse d'un glacier, que nous détaillerons plus loin. Il tient compte de la quantité de glace accumulée, provenant des précipitations solides, et de la quantité de glace perdue par fonte.

Deux paramètres déterminent donc l'état de santé du glacier : l'accumulation et l'ablation qui sont totalement dépendant des conditions thermiques et des précipitations, et encore plus de la combinaison de ces deux données climatiques. C'est ce qui explique que des glaciers puissent se développer aussi bien en Patagonie, où les précipitations atteignent 5 mètres par an, qu'en Antarctique où l'accumulation est extrêmement faible. Au centre de ce continent, où ne pénètrent pas les perturbations cycloniques, il ne s'accumule que quelques centimètres de neige par an (Lorius, 1983b). Dans le premier cas, nous avons affaire à un glacier tempéré, très actif, où la fonte est importante, et dans le deuxième à un glacier polaire, froid et moins « dynamique ». Entre ces deux extrêmes, le Svalbard dispose d'un potentiel d'accumulation important et de dynamiques glaciaires ayant tendance à être « mixtes » (Lorius, 1983a).

1.2.2. Albedo et absorption

L'albédo définit la quantité de radiations réfléchies par une surface. Il est de 0,7 à 0,9 pour la neige fraîche, ce qui signifie que 70 à 90 % du rayonnement solaire sont réfléchis et ne participent donc pas à la fonte. Il n'est plus que de 0,2 à 0,4 pour de la glace de glacier, en raison des impuretés qu'elle contient. Il chute encore lorsqu'une mince couche de poussière noire recouvre la neige, ce qui a pour effet d'en accélérer la fonte, comme en témoignent les trous à cryoconite (dépressions visibles en surface des glaciers, remplies de débris et de poussières). Cette notion est extrêmement importante dans le contexte polaire ou l'éclairement, avec le jour continu et la nuit polaire, est tout à fait particulier.

Si l'absorption des calories est favorisée par une mince couche de dépôts, elle peut être totalement annulée s'ils sont plus épais. Au-delà de quelques centimètres, la couverture détritique (sable et débris de roches) devient protectrice et préserve de la fonte la surface du glacier (Zryd, 2001). Sur la presqu'île de Brøgger, de nombreux glaciers se prolongent sous la moraine dont l'extrémité de la langue se trouve ainsi protégée. Par ailleurs, J. Kohler *et al.* (2007) constatent que la décrue actuelle des langues glaciaires favorise la formation de glace inactive. Cette « glace morte », déconnectée de l'alimentation, se retrouve la plupart du temps recouverte de dépôts morainiques. Bien qu'isolée par ceux-ci, la glace peut subsister de nombreuses années après la disparition du glacier qui lui a donné naissance (Lliboutry, 1965 ; Liestøl, 1993).

1.2.3. Glaciers froids, glaciers tempérés et glaciers polythermes

La dynamique glaciaire est étroitement dépendante du régime thermique du glacier. L'état thermique intra-glaciaire est en effet un paramètre indispensable auquel se référer (Hambrey *et al.*, 2005). La température de la glace est contrôlée par trois facteurs principaux, qui sont : les échanges thermiques avec l'atmosphère (contrôle climatique), le flux géothermique (contrôle géologique) et la pression de la glace et la friction (contrôle glaciologique). Ces trois facteurs déterminent un régime thermique, pour lequel on distingue trois catégories de glaciers :

– les glaciers tempérés ont une température partout proche du point de fusion, sauf à la surface, où la température fluctue selon la saison. L'interface glace-roche à la base est travaillée par l'eau de fonte : la présence de cette eau lubrifie le lit rocheux et permet le glissement du glacier à une vitesse variable selon la saison ;
– les glaciers froids ont une température partout négative. L'interface glace-roche est en dessous du point de fusion ce qui rend les écoulements d'eau impossibles. La température de ces glaciers étant entièrement négative, leur dynamique s'en trouve influencée, puisqu'ils adhèrent à leur lit rocheux ;
– les glaciers polythermaux combinent les caractéristiques des deux groupes précédents. Ce type de glacier a tendance à se comporter comme un glacier froid en hiver et tempéré en été. Des travaux plus récents (Murray *et al.*, 2007) établissent également que certains de ces glaciers ont un comportement « froid » dans leur partie haute et « tempéré » dans leur partie aval.

1.3 Des indicateurs climatiques

1.3.1. Les interactions glaciers et climat

Les variations des signaux glaciaires sont reconnues comme des éléments crédibles pour détecter les évolutions climatiques (Six, 2000). Les changements du métabolisme des ensembles glaciaires paraissent refléter les variations des paramètres météorologiques. Certains auteurs invitent toutefois à la prudence dans les généralisations et notamment dans les croisements pas toujours avérés de relations moyennes annuelles de températures de l'air / réponse des glaciers et, à l'inverse, recul des glaciers comme indicateurs de changement climatique (Marlin *et al.*, soumis). S'il est possible d'enregistrer, en volume, les réactions des glaciers aux plus petits changements climatiques, il est en revanche plus délicat de se fonder sur les positions des fronts comme indicateurs (Moholdt *et al.* 2010).

En conséquence, les fluctuations climatiques influencent les précipitations collectées ainsi que les quantités de neige et de glace fondues sur les continents. Les glaciers et les calottes polaires sont donc d'importants réservoirs qui stockent ou relâchent une certaine quantité d'eau. Ils induisent à leur tour des changements dans les équilibres hydrologiques, avec des temps de réponse différents selon la taille des glaciers (Paterson, 1994).

Ces caractéristiques expliquent qu'actuellement de nombreux programmes sont entrepris pour intégrer la surveillance des glaciers et des calottes polaires dans des réseaux globaux d'observation en relation avec le climat[3] . Ce suivi des variations annuelles des glaciers (et de ses dynamiques en général) contribue donc à apporter des informations importantes sur :
– la variabilité naturelle du climat ;
– la façon dont les glaciers répondent aux variations climatiques.

1.3.2. Le bilan de masse glaciaire : un indicateur climatique pertinent

Pour mieux comprendre la relation directe qui existe entre le climat et les glaciers, il est nécessaire d'utiliser un indicateur glaciaire qui réponde directement, à la sollicitation climatique annuelle : c'est le bilan de masse glaciaire annuel.

Pour L. Lliboutry (1993), le bilan de masse correspond au signal d'entrée du système des fluctuations glaciaires. Depuis la Décennie Hydrologique Internationale (1965-1975), la définition du bilan a été standardisée. M. F. Meier (1962) en a été le précurseur, avant que cette définition ne soit reprise par G. Østrem et M. Brugman (1991) puis W.S.B. Paterson (1994).

Mesurer un bilan glaciaire, c'est donc évaluer le gain ou la perte de masse annuels du glacier à partir de mesures ponctuelles *in situ*.

Le bilan $B_{i,t}$ en un point i du glacier représente une mesure cumulée des gains (accumulation) et des pertes (ablation) du glacier pendant une année t qui s'exprime par :

$$B_{i,t} = \text{accumulation}_{i,t} - \text{ablation}_{i,t}$$

Le terme d'accumulation inclut tous les processus par lesquels de la glace est créée sur le glacier. L'apport se fait généralement par les précipitations solides qui se transforment lentement en glace d'année en année sous la pression des couches supérieures plus récentes. Les avalanches, la formation de givre, le gel de l'eau de pluie dans le névé ou le regel des écoulements font partie des autres processus d'accumulation. L'accumulation est donc essentiellement générée en surface ou à proximité.

L'ablation prend en compte tous les processus par lesquels la neige et/ou la glace sont perdues par le glacier. La fonte (suivie du ruissellement) est le facteur le plus important. L'évaporation, la sublimation, le déplacement de la neige par le vent ou le vêlage d'iceberg (pour les glaciers à front marin) sont d'autres exemples d'ablation. Il est admis que la quasi totalité de l'ablation se passe à la surface du glacier, ou dans le cas de vêlage, à son front. Là où le rythme annuel des saisons est relativement régulier et marqué (pour les moyennes et hautes latitudes), l'essentiel de l'accumulation se produit en hiver, alors que l'ablation est principalement estivale. Ces deux régimes rythment la vie du glacier, pour lequel on

3 On citera les deux programmes majeurs que sont GLIMS (*Global Land Ice Measurements from Space*) dont la spécificité est l'observation par télédétection ou la programme WGMS (*World Glaciers Monitoring Service*) qui centralise les observations.

parlera plus logiquement de bilan annuel sur une année hydrologique que sur une année du calendrier classique.

Pour le Spitsberg, l'année hydrologique est établie arbitrairement autour du 1er octobre de l'année *t* jusqu'au 30 septembre de l'année suivante, c'est-à-dire à la fin d'un cycle accumulation hivernale-ablation estivale[4]. Le bilan de masse annuel s'écrit alors :

$$Bilan_{net} = bilan_{hivernal} + bilan_{estival}$$
$$b_n = b_h + b_e$$

Le bilan net de tout le glacier à la fin de l'année budgétaire peut alors être négatif ou positif suivant quel terme est prépondérant.

Ce bilan mesuré en différents points du glacier n'est cependant pas uniformément réparti sur toute sa surface, et localement des différences importantes existent suivant les sites de mesure considérés. À la fin de la saison hydrologique, le bilan de masse permet de définir pour le glacier les zones d'accumulation et celles d'ablation. Au cours de la période de fonte, la limite entre la neige et la glace constitue la ligne de neige transitoire ; la position la plus haute atteinte par cette ligne en fin d'année hydrologique (c'est-à-dire le minimum d'extension de la neige) est appelé ligne de névé et coïncide avec la ligne d'équilibre (Lliboutry, 1964).

1.3.3. L'interprétation du bilan de masse

Un bilan positif indique que la ligne d'équilibre s'abaisse et que la masse du glacier augmente, ce qui se traduit immédiatement par une augmentation de volume alors que l'avancée inhérente du front n'est visible qu'après un laps de temps variable (Patterson, 1994). À l'inverse, un bilan négatif a pour conséquence une diminution de volume immédiate et un recul du front avec un certain décalage temporel qui dépend de la forme, et de la vitesse d'écoulement du glacier.

Le suivi des bilans de masse annuels constitue donc un indicateur fiable et particulièrement sensible des fluctuations climatiques. Sur un glacier, l'accumulation croît généralement avec l'altitude (gradient positif des précipitations, gradient négatif des températures) : les effets d'orographie sont donc des paramètres majeurs (Chap. II). Concernant les glaciers arctiques de type alpin, l'augmentation de l'accumulation est de 0,8 à 1,2 m de glace par 100 m de dénivelé au-delà de la ligne d'équilibre (Kohler *et al.*, 2003).

4 Les travaux de H. Geoffray, H. Vivian, M. Vincent et M. Griselin ont fixé l'année hydrologique du 1er septembre au 31 août. L'étude des chroniques climatiques depuis 1969 et le suivi hydrologique du bassin ont incité les membres d'HSF à décaler le début de l'année hydrologique au 1er octobre (ce que font aussi les Norvégiens)

1.4. Les méthodes de mesures

Il y a trois grandes familles de méthodes pour évaluer le bilan de masse d'un glacier (Fig. 51) :

– la méthode glaciologique évalue les différences relatives de hauteur de la glace et de la neige à la surface du glacier ;
– la méthode hydrologique déduit de l'équation des écoulements les pertes ou gains en volume du glacier ;
– la méthode cartographique s'appuie sur des différences d'altitudes mesurées à partir de cartes, de données de la télédétection ou du géopositionnement *in situ*.

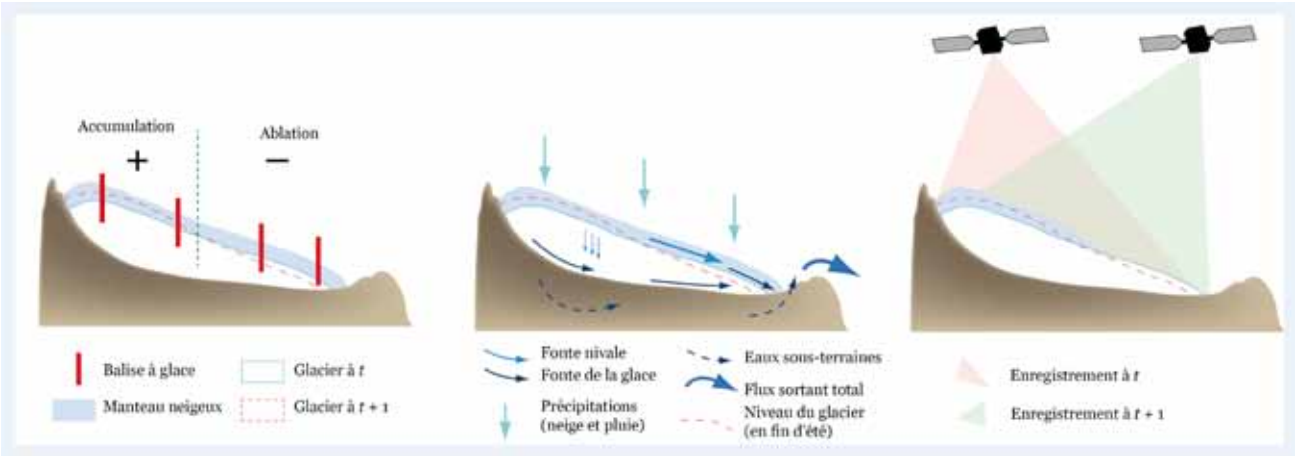


Figure 51 – Les trois méthodes classiques pour déterminer le bilan de masse d'un glacier.

1.4.1. La méthode directe ou glaciologique

C'est la méthode la plus communément utilisée pour déterminer le bilan de masse d'un glacier et sans doute la plus facile à mettre en œuvre. Elle consiste à mesurer sur des balises ancrées au glacier, la hauteur relative de la glace ou de la neige à la fin de l'été, par rapport à l'année précédente. Si on veut établir un bilan hivernal, on effectue en fin d'hiver, une évaluation par carottage du manteau neigeux.

Le bilan de masse global B du glacier (exprimé en unité de volume) s'écrit (LGGE) :

$$B = \int_S b.dS$$

où b est le bilan représentatif de la surface dS. Dans la pratique, on effectue des mesures sur un nombre fini de n points sur le glacier. L'expression du bilan devient alors discrète et s'écrit :

$$B = \sum_{i=1}^{n} b_i \times \Delta S_i$$

où b_i est le bilan ponctuel associé à l'élément de surface du glacier ΔS_i. Ce bilan b_i est ensuite ramené à une valeur en équivalent-eau grâce à une mesure de la densité.

Plus facile d'utilisation que le bilan global B, on utilise de préférence la notion de bilan spécifique b qui, rapportant le volume B à la surface du glacier, donne une lame d'équivalent eau en mm :

$$b = \frac{B}{S}$$

Cette méthode s'appuie en outre sur une (très) bonne connaissance du terrain. C'est pourquoi le bilan global du glacier b par la méthode glaciologique s'écrit finalement :

$$b = \sum_i b_i \times \delta_i$$

où $\delta_i = \Delta S_i / S$ est le pourcentage de surface associé à la mesure du bilan de la balise i.

Ainsi, un ensemble de mesures ponctuelles de bilan b_i est réalisé en plusieurs points (balises) sur le glacier. La répartition et le nombre de points dépendent de la taille du glacier, mais aussi de l'accessibilité des sites. Sur la plupart des glaciers dont on mesure le bilan dans le monde, les points de mesure sont en général plus concentrés dans la zone d'ablation. Parfois, seul le profil longitudinal central est échantillonné.

Pour évaluer la valeur du bilan annuel du glacier b, une seule campagne de mesures annuelles réalisée à la fin de la saison hydrologique (c'est-à-dire en fin de la saison d'ablation) suffit. Mais pour accéder aux deux termes du bilan (hivernal et estival), il est indispensable de réaliser également des mesures à la fin de l'hiver (vers le mois de mai dans le cas de l'Austre Lovén, avant le début de la fonte d'été), dans les zones d'ablation et d'accumulation du glacier.

Les techniques d'instrumentation et de mesure *in situ* seront détaillées dans le chapitre V.

1.4.2. La méthode hydrologique

Cette méthode permet de calculer le bilan annuel du glacier en estimant les gains et les pertes en eau de celui-ci, à partir d'une équation hydrologique appliquée à l'ensemble du bassin versant (en amont du limnigraphe). Cette démarche prend en compte les apports des précipitations sur toute l'année, les volumes d'eau évacués par les torrents émissaires et, dans une faible mesure, l'évaporation. On écrit ce bilan (DeWalle, 2008) :

$$q.S_T = p.S_T - b.S_G - e.S_T$$

où $q.S_T$ représente le volume d'eau évacué directement par les torrents émissaires de tout le bassin versant, $p.S_T$ le volume d'eau apporté par les précipitations sur l'ensemble du bassin, $b.S_G$ le volume d'eau stocké sur le glacier sous forme de névé ou de glace et $e.S_T$ le volume d'eau perdu par évaporation. Cette équation volumique doit être ramenée en hauteur d'eau en divisant par la surface du glacier S_G :

$$b = \frac{S_T}{S_G} \times (p - q - e)$$

Cette méthode est assez difficile à mettre en œuvre à cause de l'évaluation de certains termes : l'estimation des précipitations sur l'ensemble du bassin versant n'est pas aisée. Cette valeur est approximée en général par les données relevées dans les stations météorologiques voisines (le cas de la presqu'île de Brøgger est privilégié : les stations d'enregistrement de Ny Ålesund étant à proximité) ; cet aspect sera détaillé dans le chapitre V.

1.4.3. La méthode cartographique

Cette méthode consiste à évaluer directement les variations de volume du glacier par algèbre cartographique. Cette démarche se fonde sur la comparaison à deux dates différentes de plusieurs modèles numériques de terrain (MNT) établis par photogrammétrie aérienne, par relevé topographique ou par digitalisation de cartes d'altitude. La variation d'altitude (en hauteur réelle de glace gagnée ou perdue) obtenue par soustraction de MNT est multipliée par l'unité de surface, ce qui donne le volume de gain ou de perte. Ce volume divisé par la surface totale du glacier exprime la lame moyenne d'ablation/accumulation : en appliquant une densité de 0,9 on obtient la lame en équivalent-eau du bilan glaciaire entre les deux dates.

Sauf si l'on prend des documents existants, cette méthode est assez difficile à mettre en œuvre, puisqu'elle nécessite des missions aériennes lourdes (Rees & Arnold, 2007). De plus, la précision obtenue n'autorise pas toujours les comparaisons à pas de temps court. J.M. Friedt *et al.* (2011) démontrent les limites de cette méthode à moins de 3 ans d'intervalle. En revanche, sur des périodes plus longues, cette approche permet une représentation spatiale plus précise que les mesures *in situ* aux balises (vu le nombre de points respectivement pris en compte).

Cette méthode s'affranchit de l'ancrage au glacier : elle donne des différences absolues d'altitude, contrairement aux bilans glaciologiques dont on détermine des différences relatives de hauteur par rapport à la surface du glacier (Marlin *et al.* Soumis).

2. LES GLACIERS DU SVALBARD : DES SYSTEMES SOUS SURVEILLANCE

2.1. Des processus et des dynamiques caractéristiques

2.1.1 Les glaciers au Svalbard : un héritage « à l'épreuve du climat »

Le Svalbard est aujourd'hui dans une phase d'héritage « à l'épreuve du climat » pour reprendre l'expression de B. Francou et Ch. Vincent (2007). La période actuelle fait directement suite au PAG pendant lequel l'emprise des glaces était beaucoup plus forte. Toutefois, la situation présente est à relativiser, puisque la période de l'Optimum Atlantique (du X^{e} au XIV^{e} siècle, Hughes & Diaz, 1994) montrait un englacement nettement moindre. Ainsi, bien qu'étant dans un contexte

de retrait glaciaire, J.O. Hagen *et al.*, (2003 b) estiment à environ 60 % le taux d'englacement du Svalbard. Ce chiffre n'illustre pas en revanche l'extrême diversité de situations. En effet, Robert Vivian a insisté dès 1964 sur l'opposition entre les grands glaciers (du type du Kongsvegen), véritables fleuves de glace généralement à front marin et les glaciers qu'il qualifie de « mineurs ». Ces derniers ont une physionomie comparable à celle des glaciers alpins modestes. D'après ses premières observations, H. Geoffray (1966) décrit en effet de nombreuses similitudes entre le Midtre Lovénbreen (le voisin à l'Ouest de l'Austre Lovénbreen) et le glacier de Saint-Sorlin (Massif des Grandes Rousses, Alpes françaises). Ces similarités ne valent, bien entendu, que pour la forme et les aspects généraux. Il en va tout autrement en ce qui concerne le fonctionnement.

Pour O. Humlum *et al.*, (2003), on peut distinguer trois domaines au Svalbard :

– le nord-est et l'est du Spitsberg, dont la topographie tabulaire favorise de grands glaciers de plateau ou de vastes calottes telles celles d'Edgeøya, de Barentsøya, du Nordaustlandet et de l'île de Kvitøya. Ici la limite des neiges persistantes se situe sous la barre des 100 m et constitue la plus basse de tout l'archipel ;
– le centre du Spitsberg (la zone entre le Woodfjord et le Wijdefjord) est très peu englacé. La situation d'abri de ce secteur interne le protège des flux océaniques et lui confère un climat aride ayant pour conséquence de repousser à 800 m d'altitude la limite des neiges persistantes et donc le front des glaciers ;
– sur la côte ouest du Spitsberg, plus arrosée que l'intérieur des terres, les glaciers descendent très bas, la limite des neiges persistantes se trouve aux alentours de 350 m. Le relief escarpé entraîne un morcellement des appareils glaciaires. Les petits glaciers (de cirque et de vallée) abondent, de plus en plus de langues autonomes se forment en conséquence au retrait glaciaire.

À la sortie de l'hiver, on distingue clairement sur une image satellite du Spitsberg ce contraste entre les terres déglacées et celles couvertes de glaciers ou de calottes (Fig. 52).

Toutefois, comme le constatent O. L Liestøl, (1993) repris par J.O. Hagen *et al.* (2003 b), la majorité des glaciers sont d'imposantes masses glaciaires, que des nunataks et des lignes de crêtes divisent en coulées plus ou moins bien individualisées. Ces grands glaciers de plateau donnent naissance à de vastes émissaires à front marin. Pour M. Ahlmann (1933), ce sont les glaciers typiques du Spitsberg.

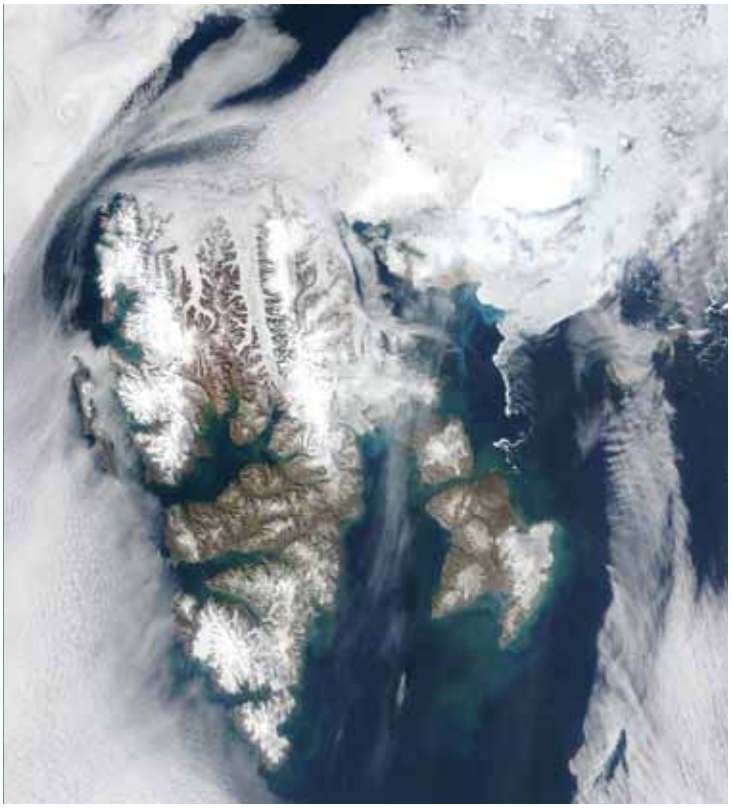


Figure 52 – Image MODIS du 22 mai 2002.

Cependant, la morphologie ne suffit pas à la classification. Si, en forme de boutade, L. Lliboutry (1993) préconisait un classement alphabétique des glaciers, il admet que la classification fondée sur le climat de la région concernée semble souvent la plus adaptée. Les données climatiques conditionnent, en effet, le type d'alimentation, les températures et l'activité du glacier, trois paramètres indispensables pour affiner la classification (Lliboutry, 1993). Cette approche classe les glaciers du Svalbard dans la catégorie des glaciers dits « subpolaires », qui font le lien entre les inlandsis froids et secs de type groenlandais et les glaciers dits « tempérés » tels que ceux répertoriés en Islande et au sud de la Norvège (Ingólfsson *et al.*, 1992). Ce faciès de transition (André, 1993) est conditionné par d'importants écarts de températures (Humlum, 2002). Les glaciers y sont marqués par l'influence océanique et caractérisés par des écoulements supra, intra et sous-glaciaires relativement importants (Kohler *et al.* 2007).

2.1.2. Les conditions de température

Si une majorité de petits glaciers du Svalbard ont été décrits comme des glaciers polaires (l'intégralité de leur masse étant en dessous de 0°C), de nombreux travaux récents (Murray *et al.*, 2007 ; King *et al.*, 2008 ; Endres *et al.*, 2009) démontrent à partir de sondages au radar (GPR - *Ground Penetrating Radar*) que la nature de la glace peut évoluer rapidement et ainsi changer les caractéristiques. Cela invite à beaucoup de prudence dans la généralisation.

La plupart des glaciers du Spitsberg appartiendrait ainsi plutôt à la famille des glaciers subpolaires (Hagen & Sætrang, 1991 ; Endres *et al.*, 2009). La glace des zones aval auraient une température négative, l'interface glace-lit rocheux serait en dessous de 0°. À l'inverse, la glace des zones amont aurait une température proche du point de fusion.

On admettra que le régime thermique subpolaire puisse être considéré aujourd'hui comme le plus commun au Spitsberg (Hagen & Liestøl, 1990 ; Humlum, 2003 ; King *et al.*, 2008). Ce trait caractéristique est extrêmement important pour comprendre la dynamique de ces glaciers. En zone d'accumulation, l'eau pénètre dans les couches de neige et de névé. Elle regèle ensuite dans le manteau neigeux, en début de période de fonte, à l'interface glacier-névé : c'est le phénomène d'accumulation interne (Liestøl, 2003 ; Christiansen, 2005 ; Nuth *et al.*, 2007). En zone d'ablation, la plupart des écoulements se fait à la surface du glacier : ils forment d'imposantes bédières marquées par des moulins.

Des carottages de glace dans le Brøggerbreen et le Midtre Lovénbreen (Etzelmüller & Sollid, 1996) ont montré que ce type de glacier est généralement froid jusqu'à une profondeur de 80-100 m. Ce régime de température particulier a aussi été observé sur d'autres glaciers au Svalbard (Ødegård *et al.*, 1992). Les « très petits glaciers » (< 0,5 km² pour J. Kohler) avec une épaisseur inférieure à 100 m sont donc a priori intégralement froids. On observe parfois une situation paradoxale où certains glaciers sont froids dans leur partie aval (à cause de leur faible épaisseur) alors qu'ils sont tempérés dans les bassins en amont plus épais (Hagen *et al.*, 1993).

Enfin, selon O. Liestøl (1977), on différencierait les glaciers subpolaires des glaciers froids par la formation de marges glacées pendant l'hiver. Ces larges zones englacées localisées en aval du front glaciaire peuvent couvrir plusieurs km².

Les campagnes de mesure GPR du programme HSF en 2010 et 2011, semblent montrer un évolution récente des petits glaciers et notamment la diminution de la zone de « glace chaude » (warm ice) ; des profils similaires seront refait en 2012 pour suivre l'évolution comparée des glaciers jumeaux Midtre Lovén (Murray *et al.*, 2007) et Austre Lovén (Saintenoy *et al.*, 2011).

2.1.3. Les marges glacées, un phénomène capital de l'hydrologie polaire

Les marges glacées[5] sont tout à fait caractéristiques de certains glaciers polaires de type alpin (Liestøl, 1993). La glace est formée par de l'eau sous-glaciaire ou souterraine qui s'écoule pendant l'hiver même par températures fortement négatives (Fig. 52). Les petits bassins glaciaires de la presqu'île de Brøgger sont particulièrement représentatifs de ce phénomène. Des marges glacées se développent ainsi au front du Pedersenbreen, du Midtre Lovénbreen ou de l'Austre Lovénbreen.

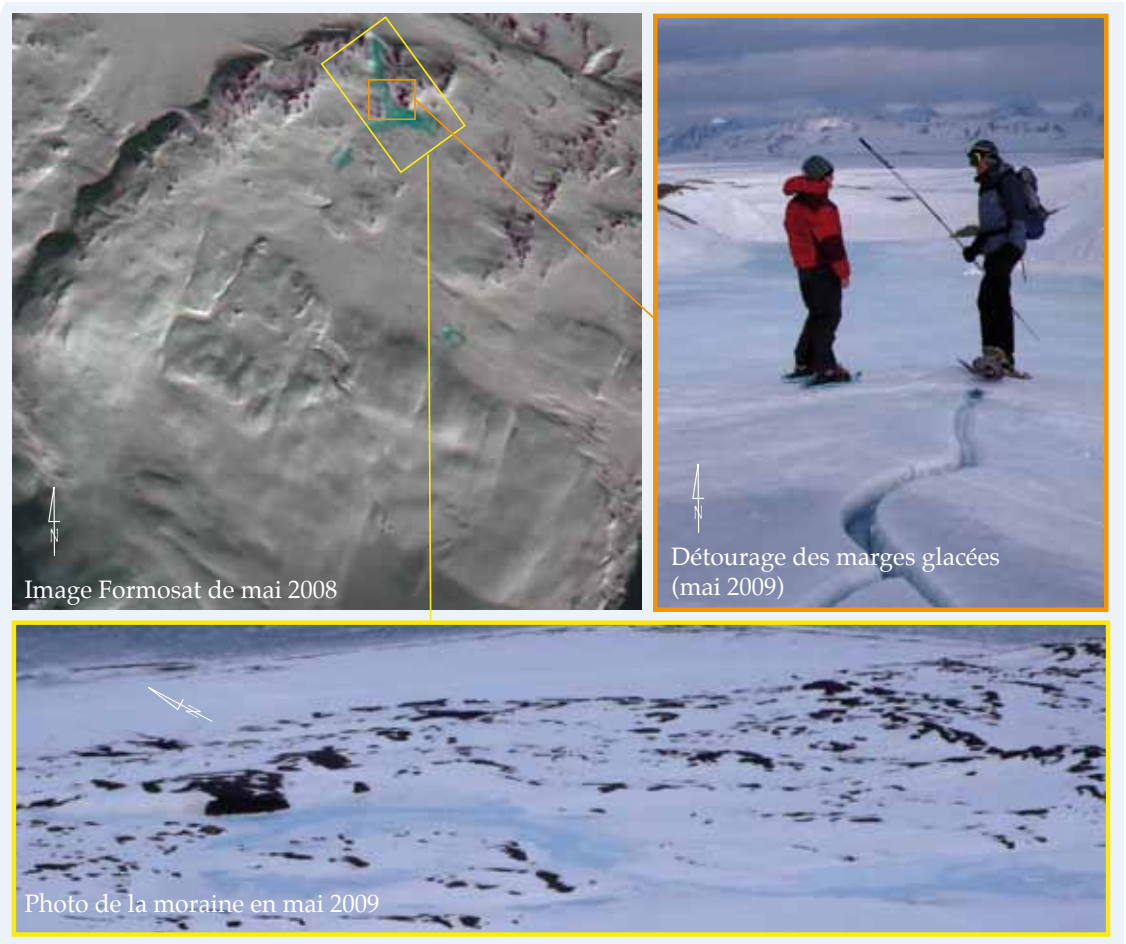


Figure 53 – Les marges glacées de l'Austre Lovénbreen sont facilement identifiables en hiver sur des images satellites, mais aussi sur le terrain. La morphologie et la couleur sont caractéristiques. De plus, à cause de la forte pression, on peut trouver de l'eau liquide même par -20°C.

5 Correspondant à *icing* en anglais, le terme de marges glacées a été proposé par M. Griselin (1982), sur les conseils de R. Vivian, plutôt que « névé proglaciaire » utilisé par J. Corbel *et al.* (1966).

Récurrentes d'une saison à l'autre, ces zones de glace sont le résultat de la remontée d'eau souterraine imbibant, par capillarité, le manteau neigeux hivernal. Au cours de la saison hydrologique, sous l'effet de la pression hydrostatique, la marge glacée est l'objet d'importantes évolutions spatio-temporelles (Griselin, 1982). L'une des plus remarquables concerne la transformation des cristaux de neige en aiguilles de glace : le manteau neigeux initial devient nappe de glace (Fig. 53).

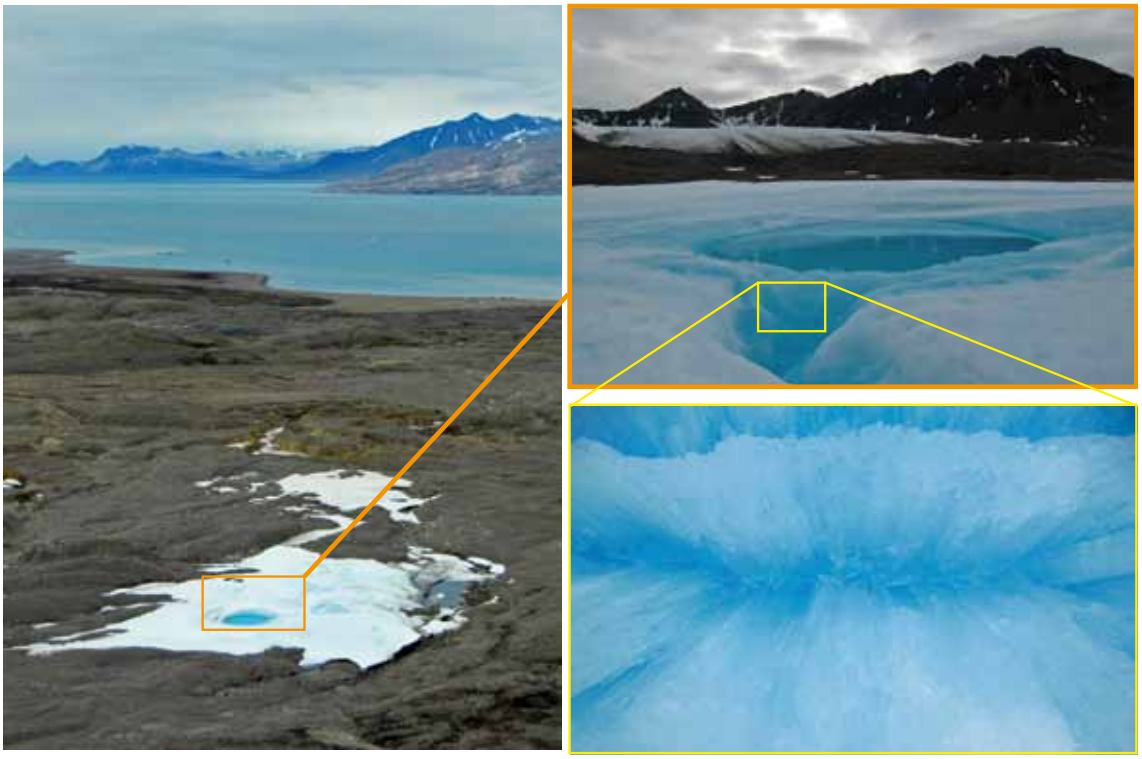


Figure 54 – La consistance en aiguilles de glace est caractéristique des marges glacées. Elle représente le trajet de l'eau par capillarité. Les marges glacées et leurs dynamiques peuvent être observées facilement sur les images satellites.

Des dômes se forment, évoluent jusqu'à l'effondrement permettant la mise au jour de la source associée. Dans le cas de l'Austre Lovénbreen, les mesures chimiques obtenues sur ces eaux confirment le caractère souterrain des circulations émergeant sous la marge glacée, tandis que les isotopes de la molécule d'eau témoignent d'une recharge dans la partie haute du bassin versant (Griselin & Marlin, 2011).

Ces marges constituent donc des éléments capitaux dans la compréhension des dynamiques hydro-glaciaires et leurs évolutions : elles sont l'objet d'un suivi particulier du programme HSF.

2.1.4. Les conditions hydrologiques

Les basses températures rencontrées au Spitsberg engendrent des flux de glaces plutôt lents sur les glaciers de type alpin (Hagen *et al.*, 2000). Cette caractéristique explique qu'ils sont peu crevassés, et que le système de drainage se fait principalement par des écoulements de surface (Førland *et al.*, 2000). Cette

dynamique a une conséquence capitale. L'eau qui s'écoule à la surface du glacier, si elle subit un regel, forme une nouvelle couche de glace en aval de la zone de névé : c'est la glace de surimposition (Hagen *et al.*, 1999 ; Hambray *et al.*, 2005 ; Humlum, 2007), appelée glace de regel par R. Vivian (1964 b). Les plus grandes surfaces de marécages glaciaires et de glace surimposée sont localisées au niveau de la ligne de neige transitoire. De nombreuses bédières prennent naissance dans cette zone pendant l'été. Les chenaux ainsi formés grossissent progressivement, puis à mesure que l'action de fonte creuse les bédières, les parties en surfaces s'englacent petit à petit (Fig. 55) de même que certaines crevasses sont bouchées par le regel de l'eau (Hagen *et al.*, 2003). Si les écoulements liquides sont suffisamment importants, ils favorisent la création de moulins qui peuvent entraîner la formation de réseaux de drainage intra- et sous-glaciaire (Hagen, 1993) : ce drainage interne peut être éphémère, occasionné par une abondance soudaine d'écoulement (crues de septembre 2008 et septembre 2010).

Figure 55 – Bédières, moulins et lacs supra-glaciaires. Les écoulements de surface sont à l'origine du creusement des bédières, qui se forment à partir de la limite de neige transitoire, ainsi que des lacs supra-glaciaires. L'eau creuse de plus en plus à mesure que le flux descend et parallèlement, les parties en surface des bédières regèlent. À l'automne, quand les premières chutes de neige comblent les creux, le réseau de surface est parfaitement mis en évidence. Les lacs supra-glaciaires sont éphémères et se vidangent rapidement en été.

Ce type de dynamiques est à l'origine des lacs supra-glaciaires qui se forment régulièrement dans les zones les plus favorables des glaciers. De tailles très différentes, ils ont comme point commun de se vidanger pendant la période estivale avec le dégel des canaux intra-glaciaires.

2.2. Le suivi des glaciers au Spitsberg occidental : un état des lieux

2.2.1. Beaucoup de glaciers suivis mais peu de longues chroniques

Glacier	Surface (km²)	BM (*w.eq.* / an)	Type
Austre Brøggerbreen	5	- 0,45	Terrestre
Austre Grønfjordbreen	38	- 0,63	Front marin
Bertilbreen	5	- 0,72	Terrestre
Brøggerbreen	5	- 0,43	Terrestre
Daudbreen	2	- 0,36	Terrestre
Finsterwalderbreen	11	- 0,51	Terrestre
Fridtjovbreen	49	- 0,25	Front marin
Hansbreen	57	- 0,52	Front marin
Kongsvegen	105	0,00	Front marin
Longyearbreen	4	- 0,55	Terrestre
Midre Lovénbreen	6	- 0,35	Terrestre
Vestre Grønfjordbreen	38	- 0,46	Front marin
Vøringbreen	2	- 0,64	Terrestre

Figure 56 – Treize glaciers sont plus particulièrement suivis au Svalbard ; parmi eux, beaucoup sont situés sur la côte ouest du Spitsberg.

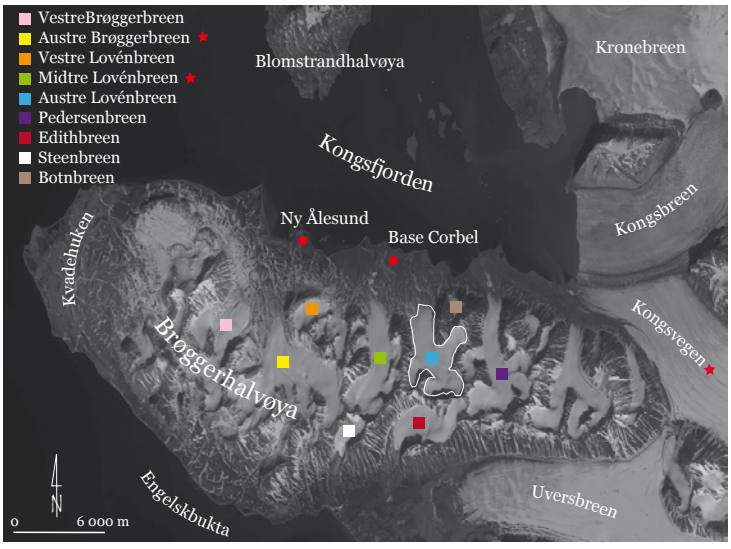


Figure 57 – Ces petits glaciers de type alpin tous situés sur la presqu'île de Brøgger sont, ou ont été suivis. Les séries de données les plus complètes ne concernent cependant que le Midtre Lovénbreen et l'Austre Brøggerbreen. À ceux-ci s'ajoute le grand glacier à front marin du Kongsvegen dont le suivi est extrêmement pointu, particulièrement sur les dynamiques de vêlage et de surge.

En se fondant sur une reconstitution à partir des données climatiques plus longues (Longyearbyen), J. O. Hagen *et al.* (2003) concluent à une décrue constante depuis 1920 pour les glaciers de type alpin au Spistberg.

Depuis les années 60, des observations glaciologiques sont menées sur plusieurs glaciers au Svalbard. Les 13 glaciers où le suivi est le plus précis sont recensés sur la figure 56, et représentent approximativement 0,5 % de la surface englacée du Svalbard (Kohler *et al.*, 2007). Toutefois, ces glaciers donnent des estimations fiables des dynamiques (bilan de masse, altitude de la ligne d'équilibre) qui sont représentatives des régions dans lesquelles ils sont localisés (Hagen *et al.*, 2003).

Toutefois, les mesures sont principalement réalisées sur des glaciers de petite taille (< 5 km²), et localisés en façade ouest du Spitsberg ou dans sa partie centrale (Hagen & Liestøl, 1990). Les deux séries de bilans de masse les plus complètes dont on dispose concernent deux glaciers de la région du Kongsfjorden (Nuth *et al.*, 2010) : l'Austre Brøggerbreen et le Midtre Lovénbreen, situés sur la presqu'île de Brøgger à l'ouest de l'Austre Lovénbreen (Fig. 57). Le bilan de masse de ces glaciers de res-

pectivement 5 et 6 km², sont systématiquement mesurés annuellement[6] depuis 1967 et 1968 par le Norsk Polarinstitutt. Le Kongsvegen, puissant glacier à front marin de 105 km² qui se jette dans le Kongsfjorden, est, quant à lui, suivi depuis 1987. Il est caractérisé par un vaste bassin d'accumulation, qui concerne des zones d'altitudes plus importantes (Hagen & Liestøl, 1990). Cela le rend donc plus difficilement comparable avec les glaciers précédents (Lefauconnier *et al.*, 1999). Enfin, au sud du Spitsberg, des chercheurs polonais observent et mesurent le Hansbreen depuis 1988 (Jania & Hagen, 1996).

Pour 45 ans d'observations, 1965-2010, (Fig. 58), le bilan des petits glaciers (Austre Brøggerbreen et Midtre Lovénbreen) est systématiquement négatif à deux exceptions près (1987 et 1991). Mais, alors que les bilans de masse hivernaux sont particulièrement constants, J.O. Hagen *et al.* (2003) constatent que les bilans de masse estivaux sont en revanche extrêmement irréguliers et donnent donc toute la variabilité aux bilans nets.

Suivi depuis 1987 seulement, le Kongsvegen montre un comportement assez singulier, présentant une alternance régulière d'années positives et d'années négatives. Cette différence de comportement peut être attribuée au fait que les bassins d'accumulation du Kongsvegen sont plus hauts en altitude et bénéficient d'une alimentation bien supérieure que les autres glaciers suivis, dont l'altitude moyenne est 500 m (Moholdt *et al.*, 2010).

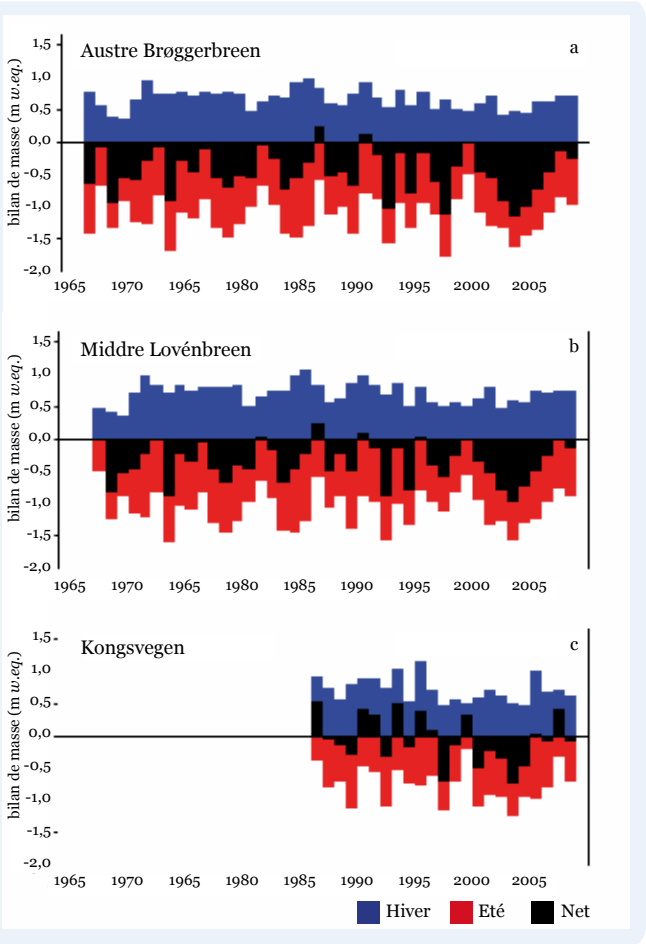


Figure 58 – Les chroniques de mesures de bilans de masse pour l'Austre Brøggerbreen (a), le Midtre Lovénbreen (b) et le Kongsvegen (c) sont données en équivalent-eau moyen par rapport à la surface du glacier. Les séries ne montrent pas de tendances statistiques significatives. On constate en revanche que le bilan estival varie beaucoup plus que le bilan hivernal : son influence sur le bilan net est donc capitale (sources : Norsk Polarinstitutt).

La distribution altitudinale moyenne est un facteur important, puisque les mesures effectuées sur le Kongsvegen indiquent que plus l'altitude de la zone d'accumulation est élevée, plus le bilan général se rapproche de zéro (Hagen *et al.*, 2003). Cette observation est corroborée par les récents travaux de G. Moholdt *et al.* (2010) qui montrent une hausse significative de l'accumulation en altitude. Malgré ces constats, pour les grands glaciers à front marin comme pour les petits glaciers de type alpin, l'observation des séries ne permet pas de mettre en évidence une tendance statistique significative. On observe plutôt de grandes périodes : après un pic très négatif en 2004, les bilans de masse ont tendance à remonter et à se rapprocher de l'équilibre (Moholdt *et al.*, 2010).

6 En fait, les Norvégiens réalisent un bilan hivernal et un bilan estival chaque année.

2.2.2. L'importance de la glace surimposée et de l'accumulation interne

Concernant le bilan des glaciers, deux phénomènes ont une importance capitale en Arctique. La formation de couches d'accumulation interne, d'une part, et de glace surimposée à la surface des glaciers, d'autre part, a un impact significatif sur les bilans de masse. Quelle que soit la méthode, leur mesure est extrêmement délicate : il est difficile voire impossible de quantifier précisément l'accumulation interne de même que celle générée par la glace surimposée (Hambrey *et al.*, 2005 ; Kohler *et al.*, 2007). Les infiltrations d'eau de fonte qui percolent dans le névé peuvent en effet atteindre les couches de névé des années précédentes. Ces deux phénomènes constituent pourtant une source non négligeable d'accumulation : J.O. Hagen et O. Liestøl (1990) l'estiment entre 5 et 20 cm sur le Midtre Lovénbreen par modélisation de la dynamique (soit de l'ordre de 5 % du bilan net). Sur certaines grosses calottes, elle serait même la principale source d'accumulation (Taurisano *et al.*, 2007 ; Dunse *et al.*, 2009). Bien que l'évaluation de la part de glace surimposée soit complexe, certaines mesures donnent un ordre de grandeur instructif de surface. O. Brandt *et al.* (2008) estiment à 30 % la superficie de glace surimposée sur la calotte de l'Austfonna (8 120 km²). Ces valeurs ont été confirmées par des mesures plus récente menées cette fois sur le Kongsvegen (Dunse *et al.*, 2009).

Si la glace surimposée et l'accumulation interne sont négligées dans le calcul du bilan de masse, l'accumulation s'en trouve alors sous-estimée de façon significative et parallèlement des valeurs d'ablation seront exagérées et irréalistes (Woodward, 1996 ; Woodward *et al.*, 1997 ; Hagen *et al.*, 2003). C'est donc un problème complexe, aujourd'hui encore difficile à intégrer, mais dont il faut tenir compte pour interpréter les tendances des bilans de masses.

2.2.3. Des situations caractéristiques

Les bilans de masse négatifs que l'on observe sur les petits glaciers ne peuvent être généralisés à l'ensemble des appareils glaciaires du Svalbard (Hagen *et al.*, 2003) car les différences de comportements entre des glaciers de divers types sont significatives. Les dynamiques des petits glaciers alpins ont des conséquences visibles sur l'hydrologie, à travers une grande variabilité interannuelle des écoulements (Hagen *et al.*, 2003 b). De plus, ce type de dynamiques favorise des variations intrasaisonnières importantes avec, notamment, ce que E. Førland et I. Hanssen-Bauer (2000) qualifient de « mini-inondations ». Nous avons observé ces crues soudaines à deux reprises en 2008 et 2010 (Marlin *et al.* 2011) ; ces événements violents influencent le flux de sédiments et leur circulation dans le fjord (Hagen *et al.*, 1991).

Ainsi, connaître précisément la distribution du bilan de masse et la répartition de la ligne d'équilibre est indispensable pour comprendre les écoulements et envisager leurs changements futurs (Hagen *et al.*, 2000). Pour B. Etzelmüller (2000), le moyen le plus efficace d'y parvenir est d'avoir une approche combinant à la fois le suivi sur le terrain et l'utilisation de télédétection ; cette combinaison de

méthodes est encore plus percutante quand on peut les mettre en œuvre pour aborder les bilans par la voie hydrologique et par la voie glaciologique.

2.2.4. L'Austre Lovénbreen : une évolution dans la tendance générale

L'Austre Lovénbreen suit les mêmes dynamiques que les autres glaciers de vallée : il est en phase de retrait continu depuis 1850. La figure 59 illustre ce recul avec deux prises de vues aériennes : la limite de 1936 est proche de celle atteinte pendant le maximum du PAG en 1850 (marquée par le vallum morainique), alors que le glacier ne dépasse plus aujourd'hui le cadre montagnard.

Suite à cette décrue glaciaire, l'Austre Lovénbreen peut ainsi être classé aujourd'hui comme un glacier de vallée à bassin composés (Rau *et al.*, 2005). Son recul, en moins d'un siècle, est tellement spectaculaire qu'il aurait semblé pertinent de présenter dès maintenant ses évolutions contemporaines : nous avons préféré le faire au chapitre suivant (Chap. IV), afin d'y intégrer les mesures actuelles, notamment celles effectuées en 2010 dans le cadre du programme Hydro-Sensor-FLOWS.

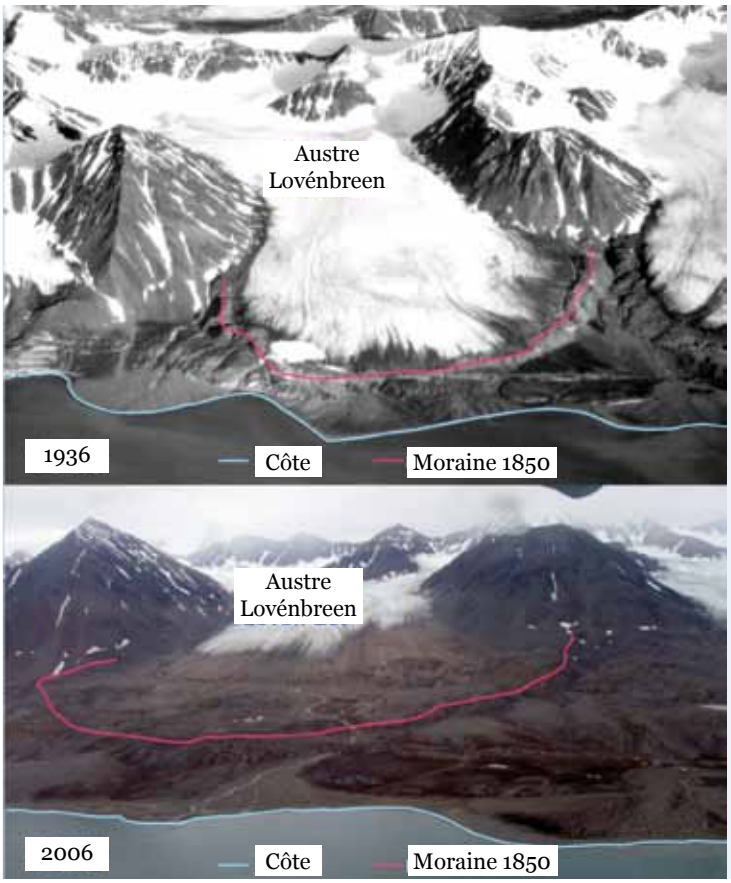


Figure 59 – L'Austre Lovénbreen est en retrait continu depuis 1850. Les deux clichés pris d'avion illustrent parfaitement ce fort recul dont il est victime (photo du NPI en 1936 et photo de M. Griselin en été 2006).

3. EN AMONT DU SYSTEME : NEIGE ET MANTEAU NEIGEUX

Partie intégrante du Spitsberg, la neige recouvre l'archipel pendant près de neuf mois de l'année. Elle constitue l'élément de base qui permet la formation des glaciers. Le manteau neigeux est un des termes de la lame d'eau stockée ; sa fonte contribue à l'alimentation de l'hydrosystème. Les dynamiques nivologiques ont donc des conséquences directes sur les processus hydrologiques locaux.

3.1. Les caractéristiques du manteau neigeux : principes généraux

Du cristal de neige initial à sa fonte, la neige passe par différents états qui influencent directement son évolution. En effet, les transformations qualitatives qu'elle subit ont des répercussions sur les processus de fonte et la dynamique nivale générale.

3.1.1. De la neige sèche à la neige humide

Dans la métamorphose de la neige, la température est le principal maître d'œuvre. Le destin des particules va en effet dépendre de la température qui règne à l'intérieur du manteau neigeux. Plus précisément, c'est le gradient thermique entre les couches qui va être déterminant. Ce gradient thermique rapporté à l'épaisseur du manteau donne le gradient de transformation (Pahaut, 1975). L'épaisseur joue un rôle aussi prépondérant que les variations de températures : une faible épaisseur de neige associée à un fort gradient impliquera des dynamiques différentes qu'un épais manteau neigeux présentant un gradient faible des températures. Au Spitsberg, si le vent permet la formation d'une cohésion de frittage en surface (neige très compacte), les couches de neiges inférieures subissent préférentiellement des transformations de fort gradient, donnant au manteau une faible cohésion, et une faculté à se transformer rapidement lorsque la fonte commence (Sand *et al.*, 2002).

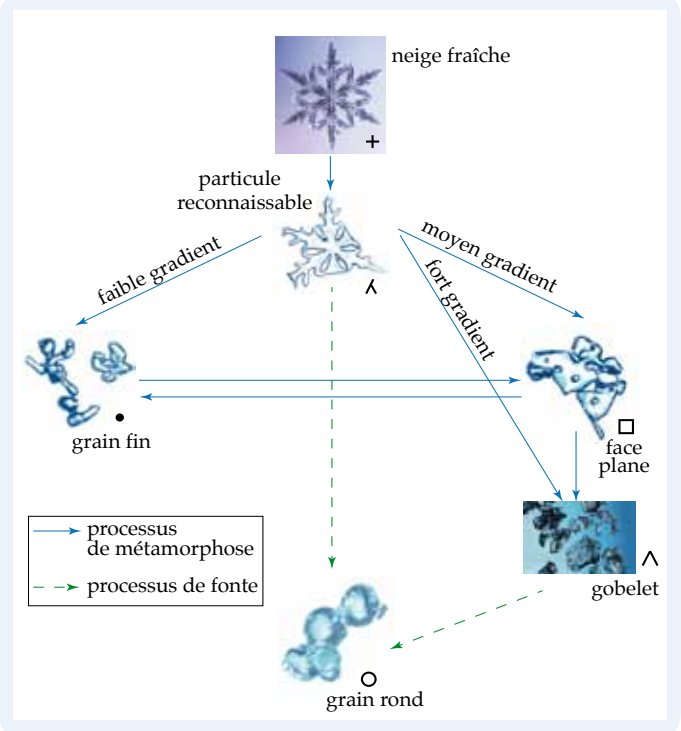


Figure 60 – La métamorphose de chaque cristal de neige va transformer la qualité et les propriétés de l'ensemble du manteau neigeux. Cet élément capital va déterminer les dynamiques nivologiques, principalement dans les processus de fonte (d'après l'ANÉNA - Association Nationale d'Étude de la Neige et des Avalanches).

À l'inverse des moyennes latitudes, tous les stades de transformation, reportés sur la figure 60 ne se produisent pas au Svalbard (Bruland *et al.* 2001) : certaines étapes sont si brèves, qu'il est difficile de les observer (Dubé, 2003). Le stade transitoire de la neige fraîche est plus long (Tabler *et al.*, 1990), et il passe très rapidement et presque sans transitions au stade final du grain rond (Fig. 60). Ce phénomène est attesté par plusieurs observations dans la région de Ny Ålesund (Bruland *et al.*, 2001), qui ont démontré que le schéma classique de métamorphose de la neige suivait la logique : neige fraiche – neige compacte (grains fins) – neige à forte teneur en eau liquide (TEL, grains ronds). Nos observations de terrain de ces trois dernières années ont montré ce comportement singulier. On passe donc, en transition rapide, d'une neige extrêmement sèche à une neige à très forte teneur en eau liquide et proche de

la saturation (Andersen *et al.*, 1982 ; Sand *et al.*, 2002). Pendant ces différentes phases, le manteau neigeux va alors être caractérisé par sa capacité, plus ou moins importante, à restituer l'eau (Coléou, 1998).

3.1.2. L'importance de la teneur en eau liquide (TEL) : une phase de fonte cruciale

La longueur et la rigueur de l'hiver (neuf mois sous 0°C) couplé aux particularités de l'éclairement (jour continu et quatre mois de nuit polaire) donnent un manteau neigeux peu changeant au cours de l'hiver. Toutes les transformations du manteau surviennent avec l'arrivée des températures positives qui, du fait du jour permanent, présentent peu de cycles diurnes. Les transformations de la neige sont donc peu comparables avec celles de manteau neigeux des latitudes plus basses.

Ce travail se réfère au système international d'évolution saisonnière du manteau neigeux et de la neige (Colbeck *et al.*, 1990). Nous nous sommes fondés sur cette table qui constitue un référentiel, puisqu'elle prend en compte les interactions climat/métamorphoses/dynamiques. Bien qu'elle puisse être contestable (notamment concernant l'influence des facteurs locaux), cette table permettra néanmoins de caractériser le manteau neigeux avec une base commune de comparaison.

Par les amplitudes thermiques importantes, tant annuelles que journalières, enregistrées au Svalbard, la dynamique de transformation du manteau neigeux est définie comme étant de forte TEL (Hinkler, *et al.*, 2003). La neige fraîche peut rester sèche pendant une longue période, mais elle s'humidifie très rapidement en période de fonte (Bernard *et al.*, soumis). Les transferts de chaleurs, liés aux changements de phases (fonte, regel), sont accrus, ici, par l'importance de l'eau liquide dans la neige (De Walle, 2008). Cette caractéristique affecte la transformation du manteau neigeux, qui s'effectue plus brutalement du fait de la conduction thermique plus importante de l'eau que de l'air (Marbouty, 1980).

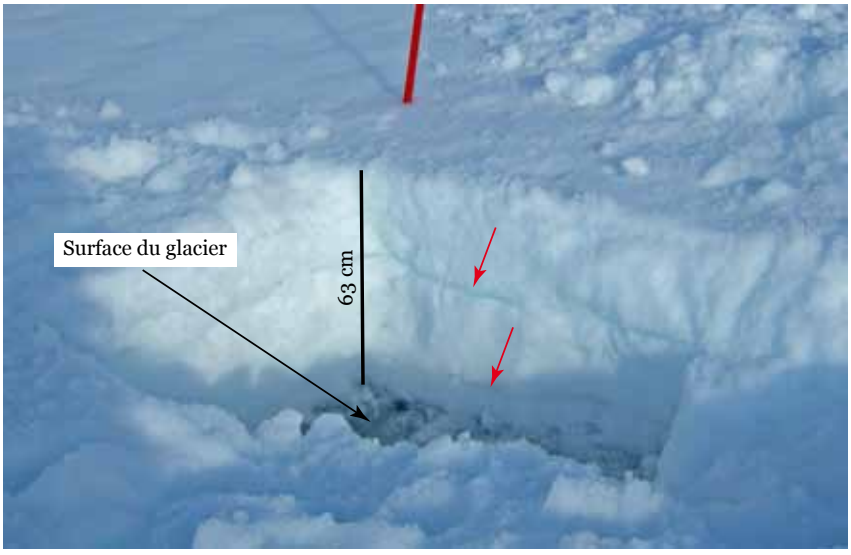


Figure 61 – Les strates de glace présentes dans le manteau neigeux révèlent les événements pluvieux survenus en hiver. Chaque plaque correspondant à une forte humidification du manteau suivie d'un brusque regel. Sur cet exemple d'un profil stratigraphique de juillet 2008, deux croûtes de regel, matérialisées par les flèches rouges, atteignent presque 5 cm d'épaisseur.

Ces neiges humides peuvent néanmoins subir en parallèle de nombreux refroidissements. L'eau liquide regèle progressivement pouvant former des agglomérats épais : on trouve parfois des croûtes de glaces, qui témoignent d'une forte humidification du manteau (événements pluvieux intenses, redoux), (Fig. 61). Ce processus a un effet paradoxal, puisqu'il garantit une meilleure persistance du manteau pendant l'hiver (Bruland *et al.*, 2001), mais il est à l'origine de « crues avalancheuses de fonte » en période de réchauffement (Pahaut, 1975), libérant une grande quantité d'eau.

Les cohésions capillaires et de regel sont celles qui nous intéressent plus particulièrement en saison de fonte. Elles sont en effet caractéristiques du retrait du manteau neigeux. La période de transition qui apparaît avec le jour permanent engendre un régime de dégel généralisé avec de rapides et irrégulières phases de regel (Grabiec *et al.*, 2006 ; Taurisano *et al.*, 2007). Cela a pour effet de transformer très rapidement la qualité du manteau neigeux : il agit comme une éponge en se gorgeant d'eau. L'augmentation progressive de la TEL évoquée plus haut est à l'origine de vastes zones de slush, que l'on rencontre dans des proportions plus importantes sur les glaciers subpolaires que sur les glaciers des moyennes latitudes (Gerland *et al.*, 1999 ; Vicente-Serrano *et al.*, 2007).

En phase de regel, les grains de neige sont maintenus par la glace ; en phase de dégel, les filets d'eau au sein du manteau assurent la cohésion jusqu'à la saturation puis la rupture. C'est là le moyen d'évacuation de la neige privilégié que l'on observe sur le glacier, provoqué par la reptation du manteau neigeux (Lacroix *et al.*, 2008).

Cette propriété explique que la fonte n'est visuellement perceptible que bien après qu'elle a démarré. Cette fonte, inexorable à cause du jour polaire continu, est seulement freinée par quelques épisodes de regel (Vicente-Serrano *et al.*, 2008).

3.1.3. L'action du vent et de la pluie sur le manteau neigeux

Rarement synchronisés, la neige et le vent sont omniprésents en Arctique. Le vent joue un rôle important dans la mise en place du stock neigeux à la fois par son intensité et sa direction. Il agit sur le manteau neigeux de deux façons :
– transport de matière ;
– modification des caractéristiques physiques et thermiques de la neige.

Le vent, en transportant la neige (lorsque elle tombe ou lorsqu'elle est au sol), forme des accumulations dans les zones d'abri. La capacité de transport de la neige par le vent varie selon son intensité et selon la texture de la neige à la surface du manteau : par exemple, un vent de 5 m/s mettra en mouvement les particules d'une neige poudreuse, et seul un vent dont la vitesse-seuil est supérieure à 25 m/s déplacera les particules à la surface d'un manteau neigeux compact (Meister, 1989). En général, le vent commence à transporter des particules lorsque sa vitesse excède 7 m/s, et un tassement de la neige commence alors, aussi bien dans les zones de dépôt que sur le versant au vent (Ancey et al, 1996). Avec des vitesses régulièrement mesurées autour de 9 m/s dans les zones montagneuses de la presqu'île de Brøgger (Svendsen *et al.*, 2002), le facteur vent peut en partie

expliquer la répartition du manteau neigeux, et notamment l'asymétrie observée entre l'est et l'ouest de la langue glaciaire.

Comme cela a été brièvement évoqué, la pluie peut augmenter significativement la TEL du manteau. On peut en effet considérer que la nature des précipitations est associée à des transferts de chaleur. Une chute de neige correspond plutôt à une perte d'énergie (apport de froid) pour le manteau neigeux, dans le sens où il faudra plus d'énergie pour le faire fondre. La pluie, en plus d'humidifier la neige et d'en modifier profondément les caractéristiques physiques, lui apporte un peu de chaleur (De Walle, 2008). Cependant, son effet caloporteur serait minime par rapport à son pouvoir de transformation mécanique du manteau. Pendant un épisode pluvieux, la fonte est essentiellement due au flux infrarouge provenant des nuages et au flux turbulents de chaleur (Martin, 1998). Pour exemple, 50 mm de pluie à 1°C (une situation déjà observée au Spitsberg) font fondre moins de 1 cm de neige fraîche (d = 0,2).

3.1.4. Le coefficient nivométrique, un bon indicateur

Le coefficient nivométrique correspond à la part des précipitations neigeuses dans les précipitations totales sur une année hydrologique. De 1969 à aujourd'hui, rappelons que ce coefficient annuel diminue régulièrement (Chap. II) : il est actuellement proche de 65 %. À l'échelle mensuelle, ce coefficient approche parfois les 80 %, entre les mois de décembre et mars principalement. Il ne doit toutefois pas cacher une tendance capitale que l'on observe. La baisse du coefficient nivométrique est uniquement due à l'augmentation des précipitations pluvieuses (Griselin *et al.*, 2009), les précipitations neigeuses restant plutôt stables.

Enfin, le coefficient nivométrique permet d'établir le calendrier de la couverture neigeuse qui s'étale, pour la région de Ny Ålesund au niveau de la mer, théoriquement de début novembre jusqu'au mois de juin. Ce calendrier déborde largement si on ne considère que les surfaces englacées. Cet indicateur ne doit pas, pour autant, cacher le fait que le manteau neigeux est extrêmement fragile : il peut complètement disparaître en plein cœur de l'hiver, suite à d'importants événements pluvieux consécutifs à un brutal réchauffement (Marlin *et al.* 2011).

3.2. La neige dans les dynamiques hydrologiques

Très tôt les scientifiques se sont intéressés aux rapports entre la neige et l'hydrologie. En 1999, J. V. Sutcliff et Y. P. Parks faisaient remarquer que le Nil trouve son origine dans la fonte des neiges éthiopiennes et que ses dynamiques y étaient fortement corrélées.

L'hydrologie nivale est donc particulièrement liée, non seulement aux propriétés physiques du manteau neigeux, mais aussi et surtout à ses dynamiques.

À l'exception de l'évaporation et de la sublimation, l'eau de la neige reste dans l'hydrosystème que ce soit par transformation en glace ou par fonte. Elle constitue en outre une interface, vecteur des écoulements.

3.2.1. Répartition du manteau neigeux : stockage et restitution de l'eau

Si le manteau neigeux concerne l'ensemble du bassin glaciaire de l'Austre Lovénbreen, sa répartition ainsi que ses dynamiques sont hétérogènes.

Le glacier, grâce au froid qu'il génère et à sa situation d'abri (zone montagneuse), permet le maintien d'un manteau neigeux relativement important. On y trouve les accumulations les plus importantes : c'est seulement à partir de juillet que son front commence à se dégarnir petit à petit, tandis que versants et moraine sont dégagés par fonte ou par avalanches. C'est donc sur le glacier lui-même que la neige tombée est stockée le plus longtemps.

À l'opposé, la moraine a une situation très exposée aux vents, ainsi qu'une altitude bien plus modeste. Il n'est pas rare de voir cet espace rapidement « pelé », suite à d'importants épisodes de vents, ne laissant que les dépressions comblées par la neige. Aussi des accumulations supérieures à 4-5 mètres ne sont par rares dans ces secteurs, alors que toutes les zones convexes sont à nu. Il est d'ailleurs extrêmement rare que l'espace morainique soit uniformément blanc, quelle que soit la saison. D'importants névés subsistent une partie de l'été mais finissent par disparaître en fin d'année budgétaire.

Les versants, enfin, présentent des dynamiques très particulières. Leur morphologie implique une forte instabilité rocheuse (Chap. II) ; ils ont également un profil favorisant les avalanches. S'il est rare d'observer des avalanches de plaques purgeant les faces en saison hivernale, les avalanches de fonte à partir de mai sont en revanche très nombreuses et affectent l'ensemble des versants. Ils représentent donc une source d'approvisionnement en neige sur le glacier à ne pas négliger.

Une fois accumulée sur un bassin versant, la neige constitue une importante réserve potentiellement utilisable pour le remplissage des réservoirs et l'alimentation du réseau hydrographique. Sur les bassins arctiques, il est communément admis que l'écoulement des rivières est pour moitié composé par la fonte nivale (Winther *et al.*, 1999 ; Musy & Higy, 2003), ce que signale également M. Griselin (1985) pour l'Austre Lovenbreen en 1980-1981. Elle influence d'une part le ruissellement de surface, et modifie d'autre part la surface d'écoulement (Verbunt *et al.*, 2003).

Tous les moyens à disposition du géographe apportent une information capitale à la compréhension des phénomènes hydrologiques à travers l'évaluation de l'épaisseur et de l'étendue du manteau neigeux ainsi que de ses dynamiques. Photographie, télédétection et mesures *in situ* permettent de déduire l'équivalent en eau (water equivalent w.eq.) pour une zone déterminée. Nous nous intéresserons donc bien entendu au volume d'eau emmagasiné à travers les équivalents en eau, mais nous chercherons aussi à estimer le temps de fonte et d'écoulement du stock neigeux. Ce dernier paramètre constituant aussi une information majeure pour appréhender les dynamiques hydrologiques dans leur ensemble.

3.2.2. Manteau neigeux et écoulements

En Arctique, et c'est une de leurs caractéristiques, les écoulements s'effectuent principalement sur un support gelé (glacier, permafrost), (Woo, 1986 ; Prévost *et al.*, 1990). Pour J.P. McNamara *et al* (1997), la faible capacité d'infiltration des sols gelés favorise les phénomènes de crues, et contribue à des pics d'écoulements pendant la période de fonte. Spécifiquement en Arctique, l'étude des isotopes montre que le ruissellement observé au printemps est principalement dû (90 %) à la fonte du manteau neigeux, alors que le ruissellement en été est principalement du (70 %) au dégel de l'eau stockée dans de la neige plus ancienne ou dans la couche active (McNamara *et al.*, 1997).

Figure 62 – Le phénomène d'endiguement est typique de l'Arctique : il est à l'origine des marécages neigeux qui se forment en amont des barrages. Ceux-ci sont rompus dès que le manteau neigeux est saturé d'eau (photos prises en juillet 2010, centre du glacier Austre Lovén, 365 m d'altitude), ce phénomène est également appelé écoulement par foirage.

En général, les écoulements dans le manteau neigeux cessent pendant la période hivernale, mais ils peuvent reprendre brièvement lors de réchauffements brutaux (Marsh, 1999) : ce sont les événements chauds au cœur de l'hiver qui ont été présentés dans le chapitre précédent. Avec l'arrivée du jour continu, combiné à l'augmentation de la température, les écoulements sont en revanche maximaux à partir du printemps. Ils sont d'autant plus importants que dans les bassins typiques de l'Arctique, leur déclenchement est aussi conditionné par les effets d'endiguement (Woo & Sauriol, 1980 ; Woo & Heron, 1981 ; Woo, 1986). C'est à cette période que les phénomènes de damming (barrages de neige) apparaissent. La neige, souvent compactée par le froid et le vent, qui se retrouve dans les dépressions (crevasses, ridules et bédières) retient l'eau avant de rompre lorsque la cohésion capillaire est dépassée (Woo *et al.*, 1981). Dès le début des écoulements, la neige plus compacte retient la neige molle et déjà saturée en eau, créant des retenues de neige sursaturée (DeWalle, 2008). Les écoulements sont ralentis avec parfois un phénomène de regel de surface (Sand *et al.*, 2002). La répétition de ce phénomène, suivi d'un nouveau dégel, crée des flots de slush qui s'évacuent soit en canaux creusant la neige, soit par dessus les autres couches de neige (écoulements par foirage, Griselin, 1982). La figure 62 illustre ce phénomène, qui est aussi à l'origine des marécages neigeux en amont de ces « barrages ».

On observe d'ailleurs un délais de plusieurs jours entre le remplissage de ces barrages et leur rupture (Lundquist *et al.*, 2005).

Par ailleurs, ce phénomène ne peut être pris en compte que par des observations de terrain. Comme le mentionnent Hinzman & Kane (1991), les phénomènes d'endiguement sont en effet extrêmement difficiles à modéliser.

Pendant la période de fonte, sous la croûte de neige superficielle (quand elle existe), le couvert neigeux est formé de deux parties distinctes qui sont (Fig. 63) :

– la partie supérieure, non saturée, qui peut contenir malgré tout une quantité d'eau relativement importante (l'eau s'y écoule verticalement par percolation) ;
– la partie sous-jacente (en contact avec la glace du glacier ou le sol de la moraine) constituée par de la neige saturée en eau.

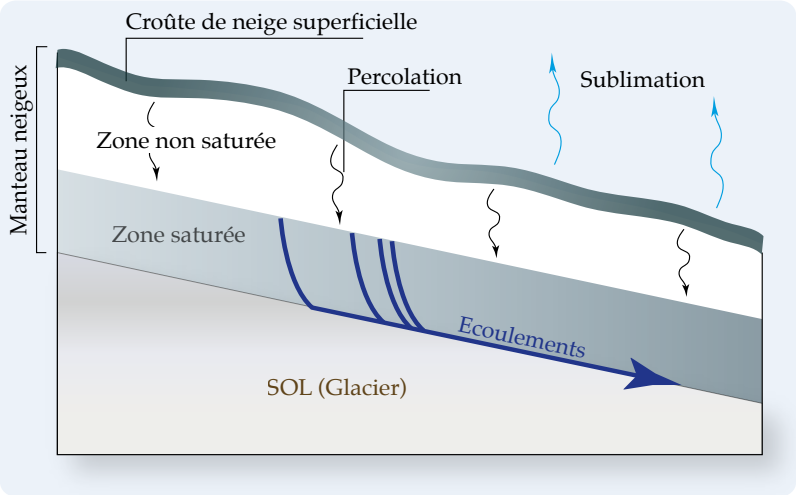


Figure 63 – Les écoulements au sein du manteau neigeux.

Le manteau neigeux constitue une interface des écoulements, et joue un rôle prépondérant de stockage puis de restitution de l'eau.

3.2.3. Évaporation, sublimation, condensation

Le phénomène de sublimation, consistant au passage direct de l'état solide à l'état gazeux, constitue, de même que l'évaporation, une perte au niveau du bilan d'écoulement. Concernant l'évaporation, bien que son rôle soit important sous des latitudes plus basses, il est bien moindre dans les régions polaires. La sublimation comme l'évaporation constituent une perte pour l'écoulement.

La condensation agit à l'inverse de l'évaporation et de la sublimation, puisqu'elle se manifeste par le passage de la vapeur d'eau contenue dans l'air, à l'état solide ou liquide. Elle se caractérise souvent par la présence de givre de surface et constitue donc un apport d'eau (Fig. 64).

Les estimations de ces valeurs ne sont pas aisées. La plupart des auteurs les considèrent comme négligeables, ou comme s'annulant mutuellement. Pour A. Musy et C. Higy (2003), il existe une valeur maximale limite de l'ordre de 5 mm/jour. Cette valeur donnée pour les Alpes est également appliqué en Arctique (Bruland *et al.*, 2001).

À défaut de valeur vraiment précise, nous considérerons, comme le propose K. Sand *et al.* (2002) pour l'ensemble du Spitsberg, que sublimation et condensation s'annulent dans le bilan hydrologique de l'Austre Lovénbreen.

Figure 64 – Givre de surface. Cette formation caractéristique constitue un apport en eau, dont la quantité reste cependant négligeable (photo prise en mai 2009, cirque du Nobile, 485 m).

3.2.4. Étudier le manteau neigeux pour comprendre l'hydrologie : l'équivalent en eau

Pour avoir un référentiel de comparaison avec l'hydrologie, on parlera pour la neige (comme pour la glace) d'équivalent en eau. Il correspond au volume d'eau que représente la fonte totale d'un volume de neige.

Cet indicateur capital (*w.eq.* pour *water equivalent*), est déduit de la mesure par pesée de carottes dont la masse est rapportée à la section du carottier. On peut définir l'équivalent-eau à partir de l'épaisseur du manteau et de sa densité, tel que :

$$Sweq = d(\rho_s / \rho_w)$$

Sweq *Snow water équivalent* (m) pour équivalent-eau de la neige

d profondeur du manteau neigeux (m)

ρs densité du manteau neigeux (kg m-^{3})

ρw densité de l'eau liquide (approx. 1 × 10^3 kg m-^{3})

Dans l'équation hydrologique, le débit (volume) est mis en relation avec d'autres volumes (pluie, fonte). Un volume rapporté à une surface donne une lame exprimée en mm d'équivalent-eau. Une valeur d'équivalent-eau (fonte de neige, de glace, événement neigeux ou pluvieux, etc.) se rapporte toujours à une surface qui lui est propre : exemple une partie du glacier affectée par la fonte. Pour combiner les différentes entrées de l'équation hydrologique d'un hydrosystème, il est nécessaire de rapporter chaque lame à la surface totale du bassin versant en amont des stations hydrologiques.

Conclusion

Le glacier constitue donc le moteur de tout hydrosystème glaciaire. Ses dynamiques, et notamment la fonte, peuvent engendrer des quantités d'eau extrêmement importantes. Les changements climatiques enregistrés impliquent par ailleurs une évolution des dynamiques. De plus, le glacier est le principal support du manteau neigeux qui va interagir avec lui, favorisant la création de glace ou à l'inverse, participant aux écoulements en évacuant une quantité d'eau plus ou moins importante. Ces dynamiques en amont vont contraindre les processus hydrologiques en aval et modifier les dynamiques de l'hydrosystème le cas échéant. Le glacier (auquel on joint le manteau neigeux) fonctionne en effet comme un système de stockage à court, moyen et long terme, la période étant fonction des conditions climatiques (Musy & Higy, 2003).

Pour apppréhender et estimer le potentiel d'écoulement, il faut d'abord comprendre les processus d'accumulation/ablation, mais aussi le fonctionnement hydrologique induit par ces processus (Lappegard *et al.*, 2006). L'amont du système va donc nous intéresser plus spécifiquement, afin de quantifier les lames de neige et de glace qui peuvent potentiellement ou réellement participer aux écoulements.

Conclusion de la première partie

Si l'Arctique constitue un système géographique tout à fait particulier dont l'importance climatique n'est plus à présenter, les mécanismes régissant ses dynamiques sont en revanche plus souvent débattus. Souvent abordé sous l'angle géopolitique, toujours discuté dans sa dimension climatique, le territoire de l'ours est mis en avant dans sa dimension d'indicateur de changements. L'Arctique est donc un maillon essentiel du fonctionnement du système climatique à l'échelle planétaire.

De cette première partie, trois points semblent essentiels à reprendre pour situer ce travail de thèse.

La notion d'héritage est extrêmement forte, puisque nous travaillons dans le sillage des pionniers, en tentant d'apporter une modeste pierre à un édifice déjà solide. Bien entendu, cette dimension est capitale, puisqu'elle ne peut s'envisager autrement qu'avec passion.

Le contexte général est, quant à lui, très présent à travers les problématiques actuelles de changements climatiques. La volonté de poursuivre l'Année Polaire Internationale par une « Décade Polaire » atteste la place prépondérante prise par l'Arctique dans les préoccupations actuelles. Ce thème « très en vogue » nécessite donc, à notre sens, d'être abordé avec du recul.

À l'inverse de la tendance actuelle qui généralise les approches, avec un regard à une échelle très globale, notre démarche va plonger dans l'intimité de l'Austre Lovénbreen. Guidé en cela par les réflexions des membres du programme HSF, nous nous efforcerons d'étudier les phénomènes et leur dynamiques à l'échelle la plus fine. Ausculter le glacier au plus près, nécessite donc de développer une instrumentation et des protocoles de mesures particuliers.

PARTIE 2

L'AUSTRE LOVÉNBREEN, UN GLACIER SOUS SURVEILLANCE : DES OUTILS ET DES MÉTHODES ADAPTÉS AU MILIEU

Introduction

L'originalité de ce travail de thèse réside, entre autres points, dans la diversité de méthodes nécessaires et mises en place pour la compréhension de l'hydrosystème de l'Austre Lovénbreen. Cette partie méthodologique est donc aussi expérimentale : pour répondre à certaines problématiques, le travail de recherche a débuté avec le développement d'outils spécifiques, ainsi que de protocoles de mesures et de méthodes associées. Trois dimensions coexistent donc.

Le programme HSF a permis d'acquérir un certain nombre de données dites « exogènes ». Issues d'autres organismes de recherche ou d'autres programmes, ces données ont constitué un référentiel sur lequel se fonder.

La deuxième dimension est celle de l'instrumentation *in situ*. C'est entre autres caractéristiques, l'un des axes forts du programme HSF que de pouvoir fonder les observations sur une auscultation permanente du bassin.

Enfin, le troisième axe concerne la fréquence des campagnes de terrain, permettant d'effectuer plusieurs types de mesures et de tester plusieurs protocoles.

CHAPITRE IV

Des données disponibles à la mesure de terrain : connaître l'espace, le mesurer et le représenter

« – Alors ? Interrogea le géographe.

– Oh ! Chez moi, dit Le Petit Prince, ce n'est pas très intéressant, c'est tout petit. J'ai trois volcans Deux volcans en activité, et un volcan éteint. Mais on ne sait jamais.

– On ne sait jamais, dit le géographe.

– J'ai aussi une fleur.

– Nous ne notons pas les fleurs, dit le géographe.

– Pourquoi ça! C'est le plus joli!

– Parce que les fleurs sont éphémères.

– Qu'est ce que signifie: «éphémère»?

– Les géographies, dit le géographe, sont les livres les plus précieux de tous les livres. Elles ne se démodent jamais. Il est rare qu'une montagne change de place. Il est très rare qu'un océan se vide de son eau. Nous écrivons des choses éternelles. »

A. de Saint Exupéry
Le Petit Prince, chap. XV

Entre autres mesures de terrain, le GPR est un outil très précieux pour connaître le glacier en profondeur (session printanière de vérifications de mesures, avril 2011)

Introduction

Le problème bien géographique des limites d'un espace à représenter est un sujet de réflexion qui se pose dès qu'il s'agit de donner du sens à des données à caractère spatial.

Représenter l'espace, même avec des outils modernes, ne va pas forcément de soi. Comme Charles de La Condamine et Pierre Bouguer, pour qui trois années ont été nécessaires à la mesure d'un arc de méridien, ce travail est rendu long et complexe par la multitude de sources, de moyens, mais aussi par la difficulté et l'incertitude de la mesure. Bien que les méthodes aient évolué depuis le XVIII^{e} siècle, les variations du géoïde terrestre imposent toujours ce même questionnement : que mesure-t-on ? À quelle échelle ? Cette échelle est-elle adaptée ?

Pour y répondre, on peut envisager deux manières d'appréhender l'espace : une approche exogène et une approche endogène. Alors que la démarche consiste à observer « de l'extérieur » dans le premier cas, la référence est faite à la pratique du terrain et à l'observation « de l'intérieur » dans le second. Ces deux approches complémentaires et souvent indissociables ont été appliquées.

Cette démarche, fondée sur les missions de terrain du programme HSF et les données acquises dans ce cadre, a permis de reconstituer l'évolution actuelle de l'Austre Lovénbreen. Elle a aussi permis d'ausculter et de mieux connaître le glacier tel qu'il est aujourd'hui.

Ce chapitre permet ainsi de confronter des images satellites, d'anciennes cartes avec des mesures in situ, dont certaines font appel à des outils spécifiques tels que GPS de précision ou radar. Le DGPS (*Differential Global Positioning System*) et le GPR (*Ground Penetrating Radar*) ont, en effet, été des outils à partir desquels des campagnes d'envergure ont permis de mettre en évidence et de comprendre certaines particularités physiques du milieu.

Ainsi quelles que soient les méthodes utilisées et les données mobilisées, il est toujours question d'un thème cher au géographe : mesurer la Terre et la représenter.

1. DES ARCHIVES HISTORIQUES AUX ARCHIVES NUMÉRIQUES ACTUELLES : CARTES, PHOTOS ET IMAGES SATELLITES

Le point remarquable ici concerne la variété de l'information. Des anciennes cartes aux images de télédétection (Fig. 65), ces données sont nécessaires à l'étude de l'évolution de l'Austre Lovénbreen[1] . Leur traitement est donc capital pour qu'il soit possible de les comparer entre elles, et de les mettre par la suite en regard avec les mesures *in situ*.

1 Le travail concernant l'évolution de l'Austre Lovenbreen depuis 1948, que nous reprenons ici, est une approche collective du programme HSF (Marlin *et al.*, soumis)

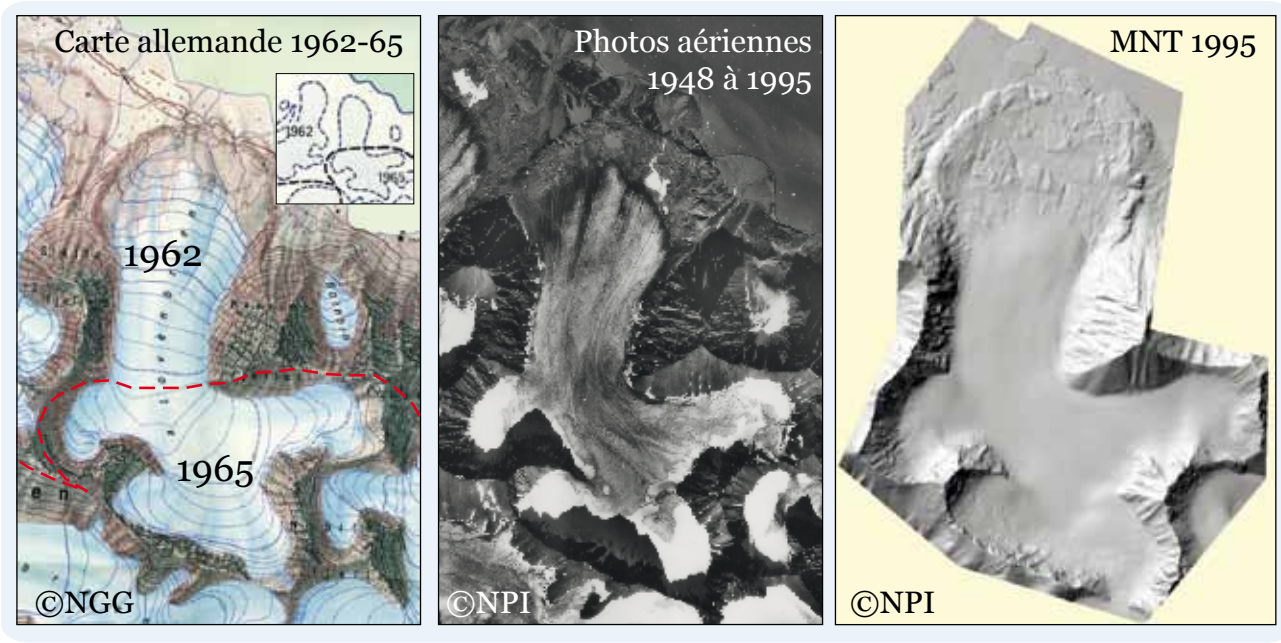


Figure 65 – Les trois types de données exogènes sont répertoriées ici : la carte de 1962, les photos aériennes ainsi que le MNT de 1995 ont permis de reconstituer en partie l'évolution contemporaine de l'Austre Lovénbreen.

1.1. De la carte à la photo aérienne, de la photo aérienne au modèle numérique de terrain (MNT)

1.1.1. La « carte des Allemands » : une archive cartographique précieuse

Des chercheurs allemands ont dressé, entre 1962 et 1965, une carte topographique au 1/25 000 de la presqu'île de Brøgger, dans le cadre de la *Deutschen Spitzbergen-Expeditionen 1962-1965 des Nationalkomitees für Geodäsie und Geophysik der DDR* (Pillewizer, 1967)[2] .

Dans le cadre du programme HSF, cette carte a été numérisée et convertie au système de projection commun WGS 1984. Après le géoréférencement de la carte, les courbes de niveau ont été vectorisées et l'altitude a été interpolée, à partir des points connus donnés par les courbes de niveaux, pour toute la surface du bassin. On passe ainsi d'une information linéaire (courbes de niveau) à une information continue contenue dans la matrice du MNT. Le module *surface tool* du logiciel Erdas utilise une méthode d'interpolation non linéaire par TIN (*Triangulated Irregular Network*), produisant un résultat beaucoup plus continu à partir de données discontinues observées sur le terrain.

Cette étape a permis d'obtenir une carte correspondant à la synthèse des relevés de 1962 et 1965, ainsi que le MNT qui en est issu. Dans les deux cas, nous avons pris en compte le fait que, comme l'indique la carte, la langue de l'Austre Lovénbreen a été cartographiée en 1962, alors que les parties hautes l'ont été en 1965. Pour simplifier, nous appellerons cette carte, la carte de 1962.

2 Une équipe de quatre chercheurs a sillonné pendant trois années une bonne partie de la presqu'île de Brøgger depuis son camp de base de Tyskahutte. Un travail colossal a été mené et a permis de couvrir 350 km² avec plusieurs relevés géodésiques et de nombreuses photos aériennes (couverture au 1 / 25 000, malheureusement indisponibles) dans un but d'utilisation photogrammétrique (Pillewizer, 1967).

1.1.2. Les photos aériennes et le MNT de 1995

• Une collection de photos aériennes

Le premier cliché aérien disponible au *Norsk Polarinstitutt* est une vue oblique de 1936 (Fig. 59 du Chap. III). Le NPI a effectué depuis 1948 des campagnes de photographies aériennes verticales qui couvrent la période 1948-1995 : pour cette étude, nous avons utilisé six clichés pris pendant les étés 1948, 1966, 1971, 1977, 1990 et 1995. Les images ont été assemblées, si nécessaire, pour couvrir la zone de l'Austre Lovénbreen ; toutes ont été orthorectifiées et projetées au référentiel commun du WGS 1984.

Ces données sont des sources d'information capitales pour reconstituer l'évolution morphologique du glacier, notamment en ce qui concerne la dynamique du front.

• Le MNT de 1995

Le modèle numérique levé en 1995 par le NPI, pour les glaciologues norvégiens, a été mis à notre disposition grâce à J. Kohler. Ce MNT, à 5 m de résolution, a été réalisé par méthode photogrammétrique à partir de six stéréo-photos aériennes prises en août 1995 (Rippin *et al.*, 2003 ; Kohler *et al.*, 2007). Ce MNT est aujourd'hui encore considéré comme le référentiel altitudinal pour les zones hors glacier (versants, moraine et sommets).

Dans le cadre du programme HSF, nous avions utilisé un MNT de 1990 (à 20 m) et le MNT Spirit 2007, qui se sont révélés inutilisables par manque de précision (Friedt *et al.*, 2011) et que nous n'aborderons donc pas ici.

1.2. Les images satellites : une source d'information capitale

Les progrès liés à la télédétection incitent à utiliser et valoriser ce type de données. L'importante collection d'images acquises pour le programme HSF a aidé, en tant que référentiel spatial, à dresser une bonne cartographie du bassin glaciaire, à évaluer le retrait glaciaire, et de façon générale, elle a servi de support aux campagnes de terrain.

1.2.1. Le capteur Formosat-2

Dans le cadre du programme HSF, les images satellites utilisées sont issues du capteur Formosat-2 (Fig. 66). Les images ont une résolution spatiale de 2 m qui correspond aux besoins d'un travail à échelle locale. De plus, sous l'impulsion de l'Année Polaire Internationale, plusieurs régions du Svalbard ont été classées en zone de couverture prioritaire. C'est un point important, puisque, compte tenu des conditions climatiques difficiles, cette priorité a permis plus de possibilités d'obtenir des données exploitables.

Les images FORMOSAT brutes, acquises pour HSF, correspondent à des dalles de 24 × 24 km, couvrant l'ensemble de la presqu'île de Brøgger. À partir des données sources, la zone concernant plus précisément le bassin de l'Austre Lovénbreen est extraite et représente une dalle de 4 000 × 6 500 m. Cette image une fois traitée

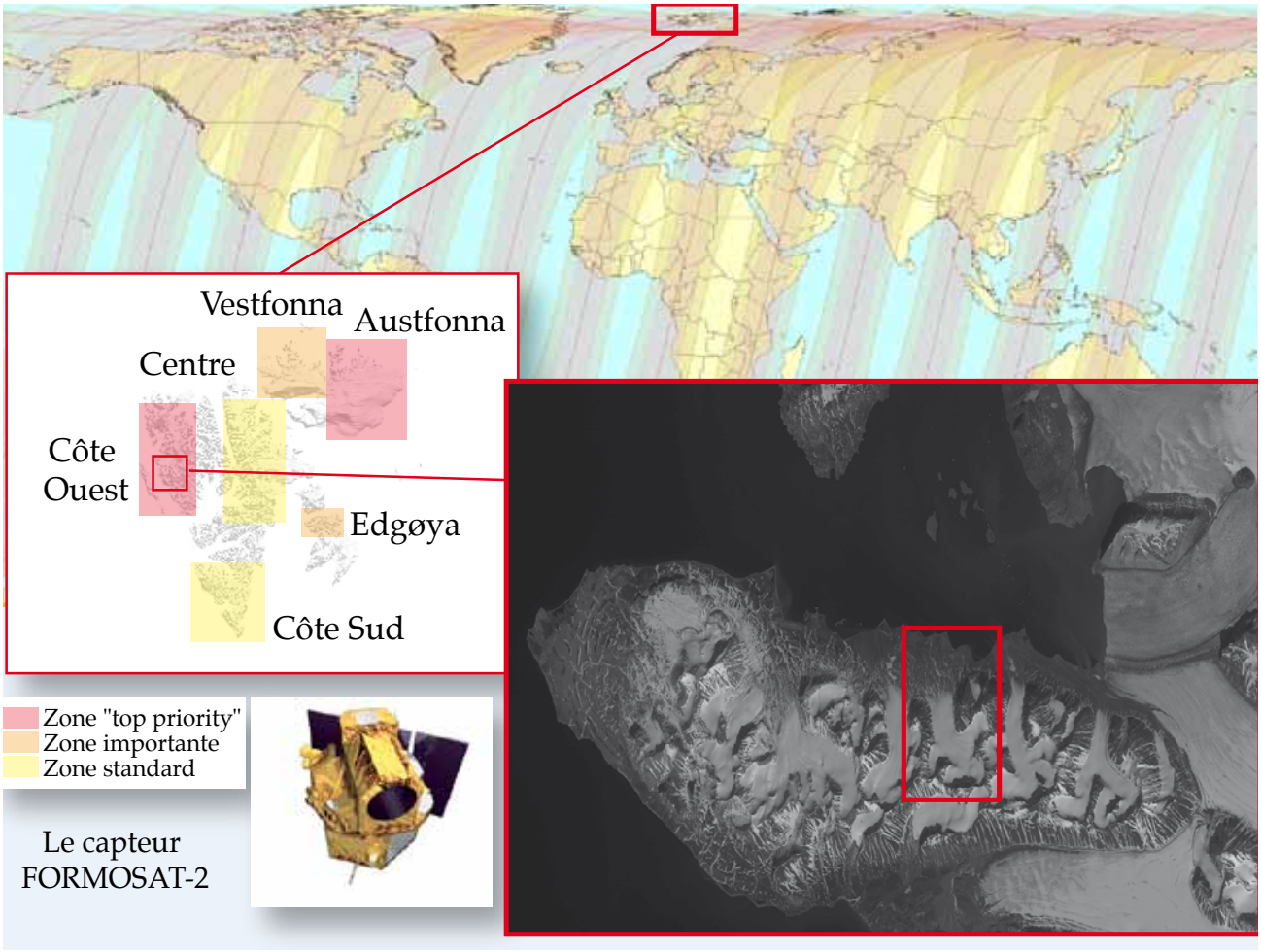


Figure 66 – Le capteur Formosat. L'orbite du satellite et les zones accessibles du capteur permettent une bonne couverture. Chaque site accessible est vu systématiquement dans les mêmes conditions d'éclairement (orbite héliosynchrone). La côte ouest du Svalbard est par ailleurs considérée comme prioritaire.

et orthorectifiée constitue le référentiel spatial de travail sur lequel sont projetés plusieurs types de données ponctuelles et continues. Les clichés servent aussi à visualiser la morphologie générale du bassin : la localisation de certaines entités (rimayes, éboulements, avalanches, crevasses…) permet ainsi d'individualiser les grands ensembles (versants, moraine, glacier). Enfin, elles permettent, dans le cadre plus précis de ce travail, d'avoir une observation fine de la couverture neigeuse sur le glacier et les versants.

Par ailleurs, l'orbite héliosynchrone du satellite favorise une approche diachronique telle qu'elle est requise dans la problématique de ce travail. En effet, quelle que soit la vue, les conditions d'éclairage seront toujours similaires, un paramètre important dans la comparaison de phénomènes. Par définition, le plan de déplacement quasi polaire du capteur fait que chaque passage quotidien au dessus d'une latitude donnée s'effectue à la même heure solaire. Cette caractéristique garantit donc une comparaison pertinente des données.

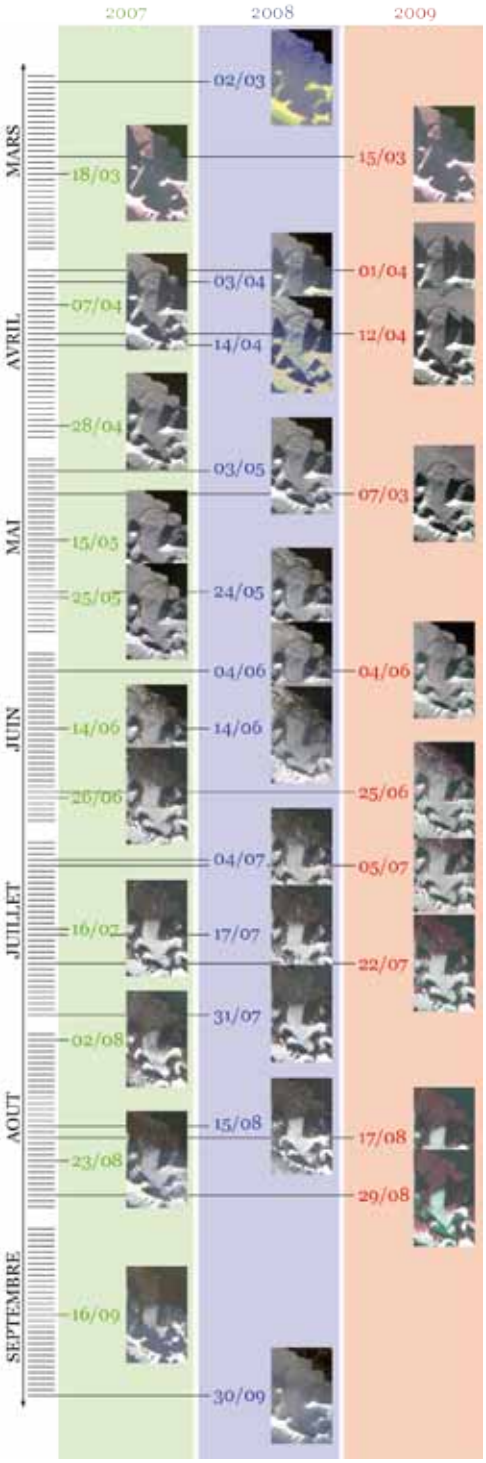


Figure 67 – Les acquisitions des images Formosat sont réparties pendant la saison de fonte. Une comparaison diachronique interannuelle est également possible, puisque les dates d'acquisition sont proches d'une année sur l'autre. À noter que le programme acquérait 10 à 12 images par an, dans des créneaux de dates préalablement choisis, mais la disponibilité des images considérées comme exploitables par Formosat limitait notre choix.

1.2.2. Le jeu de données disponibles

Pour les quatre années au cours desquelles s'est déroulé le programme HSF, 33 images Formosat ont été acquises. Cette banque de données très riche (et par le nombre et par la définition des images), constitue une solide base de travail, malgré les conditions météorologiques qui amenuisent significativement le nombre d'images disponibles et exploitables, et qui limitent donc le choix. Pour les années 2007, 2008 et 2009, on dispose donc respectivement de 11, 12 et 10 images (Fig. 67), aucune n'ayant été acquise pour 2010, dernière année du programme HSF.

Le choix des images a été fait en fonction des données disponibles soumises par Formosat. Comme nous l'avons évoqué, les conditions d'éclairage et de nébulosité ne permettent pas toujours d'avoir le choix dans la date d'acquisition.

Malgré cette contrainte, il a été possible de respecter le projet initial qui était de borner efficacement la saison de fonte. De plus, il était aussi important, pendant cette période, d'obtenir des images qui correspondent à des événements climatologiques particuliers, coïncidant avec des mesures ou des relevés *in situ*. Encore une fois, compte tenu des conditions météo, ce ne fut pas toujours le cas. Cette sélection d'images balaie toutefois la saison de fonte de façon homogène.

Enfin, une certaine synchronisation des dates a été envisagée d'une année sur l'autre dans le but d'avoir une vision comparative. Toutefois, si certaines dates correspondent, il est bien difficile de toutes les faire-concorder. Malgré des décalages de quelques jours, il est néanmoins envisageable de faire une analyse diachronique cohérente. Nous l'évoquerons dans la troisième partie de ce travail, les évolutions et les dynamiques observées ne sont pas nécessairement linéaires. Les écarts entre les acquisitions annuelles ne sont pas forcément un obstacle à l'analyse. Enfin, comme cela a été mentionné dans la première partie, les brusques changements météorologiques que subit le Spitsberg ont toutes les probabilités de ne pas apparaître sur les images satellites. Aussi faut-il les envisager comme la représentation d'un instant *t*, pas toujours représentatif de la situation climatologique. Elles constituent en revanche la base d'une analyse fiable des dynamiques glaciologiques (d'un point de vue morphologique).

Considérant ce dernier point, la couverture de la saison est donc cohérente et homogène même si, *a posteriori*, certains choix d'images peuvent être contestables. En effet, les données acquises pour mars l'on été un peu trop tôt, et à l'exception des marges glacées, peu de processus sont déjà mis en place et observables à cette période où, de plus, l'ombre est très gênante.

2. MESURES ET OBSERVATIONS *IN SITU* : UN COMPLÉMENT INDISPENSABLE

La connaissance du glacier tel qu'il se présente aujourd'hui nécessite d'effectuer des campagnes de terrain, afin de comprendre les évolutions glaciaires récentes. Les observations *in situ* sont capitales pour appréhender un espace mouvant et le délimiter. Elles doivent aussi être approfondies et complétées par des mesures fiables. Ainsi l'utilisation d'outils spécifiques tels que le DGPS (*Differential Global Positioning System*) et le radar (GPR – *Ground Penetrating Radar*) permettent, par la précision des données acquises, d'apporter un complément indispensable à la télédétection.

2.1. Les limites, un problème bien géographique

À l'inverse d'une limite facilement identifiable, nous avons souvent affaire, dans le cas d'un bassin glaciaire, à des entités plus floues et pas toujours perceptibles. Comme nous l'avons déjà évoqué, ce système est de surcroît mouvant. Alors que certains paramètres sont évidents à identifier, la question les limites entre versants, moraine et glacier s'est largement posée. Il s'agit en effet de donner la représentation spatiale la plus juste en regard d'une réalité physique complexe et variable dans le temps.

2.1.1. De la théorie à la réalité : la « vérité terrain »

Dans le cas d'un système glaciaire, limites et discontinuités seront assimilées à des interfaces, conséquences de perturbations et de déclenchement de phénomènes (Vivian R., 1964). La fonte, les mouvements du glacier, le ruissellement, les avalanches ou les éboulements font partie de ces phénomènes.

L'identification des limites requiert donc une vision extériorisée (images satellites, photos) mais qui doit être complétée. En effet, la valeur et le sens de la limite s'apprécient mieux après que l'on a pris connaissance du système de l'intérieur (Brunet, Ferras et Théry, 1992) : les observations de terrain sont donc capitales.

Pour effectuer des calculs sur un glacier, il est nécessaire d'affiner au maximum ses limites. Ce périmètre, en constantes et rapides mutations, est en effet plus difficile à évaluer que les crêtes ou plus généralement les zones rocheuses, dont l'évolution est plus lente. En ce qui concerne le bassin glaciaire de l'Austre Lovénbreen, les limites sont exclusivement d'ordre endogène, c'est-à-dire liées à ce que

Robert Vivian (1964) attribue aux processus internes, relevant quasi uniquement de la géographie physique. Il faut donc tenir compte à la fois de la morphologie du bassin et des changements dont le glacier est lui-même l'objet : les évolutions ne s'effectuent en effet pas au même rythme et dans les mêmes proportions en fonction des entités (dynamiques des versants, de la moraine et du glacier), (Liestøl, 2003). Les limites constituent donc un problème de discrétisation spatiale qui va se poser quelle que soit l'échelle ou la méthode choisie.

Ce dernier point est essentiel, puisque, bien souvent, on constate des différences d'interprétation entre les données (imagerie, cartographie) et les observations de terrain. La démarche consiste donc à se servir des observations et des mesures de terrain pour interpréter et traiter de la façon la plus pertinente des données informatisées que l'on réajuste.

2.1.2. Détermination des limites : intégration du contexte physique

Déterminer une limite, c'est rapprocher la réalité que l'on observe de celle qui est mesurée. De la phase d'observation de terrain, on peut tirer plusieurs informations. Si D. Anderson (2004) note que le front du glacier est généralement assez évident à identifier, on nuancera toutefois cette affirmation. Il existe en effet quelques zones « floues », où l'affrontement de la glace et de la moraine ne permet pas d'identifier une ligne nette. Le glacier se prolonge en effet sous la moraine tandis que, dans le même temps, les débris morainiques recouvrent une partie du glacier, mordant très largement sur la langue terminale à la fin de la saison hydrologique. Dans ce cas de figure, nous avons décidé de prendre comme référence la zone qui marque une rupture identifiable dans le paysage. La glace du front surélève des débris par rapport à la moraine créant une sorte de marche. Cette forme particulière est plus difficilement identifiable sur les images, et les relevés de terrain s'avèrent indispensables. On notera également que d'autres pistes permettent une meilleure visibilité de la limite : suite aux premières chutes de neige automnales, la neige tient sur le glacier alors qu'elle fond beaucoup plus rapidement sur les rochers. Cet instant est propice à l'identification de la limite glacier/moraine.

À l'inverse du front, la limite glacier/versant peut souvent être beaucoup plus délicate à identifier, principalement dans les secteurs avals.

Au niveau de la langue, l'évaluation des limites latérales est rendue difficile par l'instabilité des versants ainsi que l'épaisseur des débris (Cf. Chap. II). En effet, ces derniers peuvent recouvrir une partie du glacier, rendant la délimitation complexe et parfois même impossible, tant les flancs du glacier paraissent ennoyés sous les débris. Malgré cela, on observe dans ces secteurs une sorte de rigole caractéristique, marquant une rupture de pente entre le versant et le glacier proprement dit. La limite qu'on en déduit nous semble physiquement pertinente. Cela dit, si cette limite nous apparaît comme un compromis satisfaisant, elle pose question d'un point de vue physique. Les débris qui recouvrent une partie du glacier peuvent en effet donner une configuration proche de celle évoquée par la

figure 68. Cette hypothèse justifie la démarche d'investigation présentée plus loin.

Dans les zones en amont (celles des cirques principalement), la configuration du glacier permet une identification plus facile des limites. La présence des rimayes, jamais béantes mais souvent bien visibles (une partie de l'année en tout cas), permet d'observer clairement la séparation entre versant et glacier (Fig. 69). Nous apporterons là aussi une nuance, puisque certaines zones avalancheuses présentent des mamelons d'accumulations qui ennoient complètement les rimayes. Dans ces conditions, une solution consiste à relier les rimayes en partant du principe qu'elles suivent la courbe de niveau de façon linéaire.

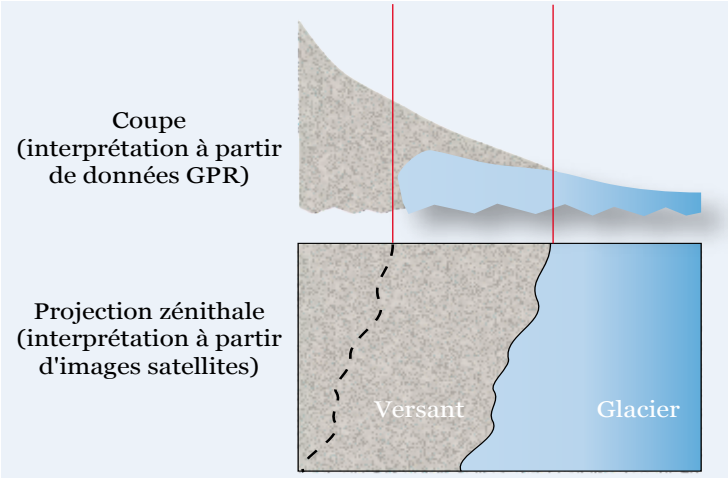


Figure 68 – La limite glacier/versants est extrêmement difficile à déterminer à cause de l'instabilité des versants, dont les débris ennoient une partie des flancs du glacier. Les mesures au GPR ont montré une configuration proche de celle représentée ici.

2.1.3. Validation informatique des limites du glacier : MNT et imagerie

Les observations et les mesures de terrain donnent une très bonne idée de la configuration du bassin. Elles vont donc permettre de valider et d'affiner le tra-

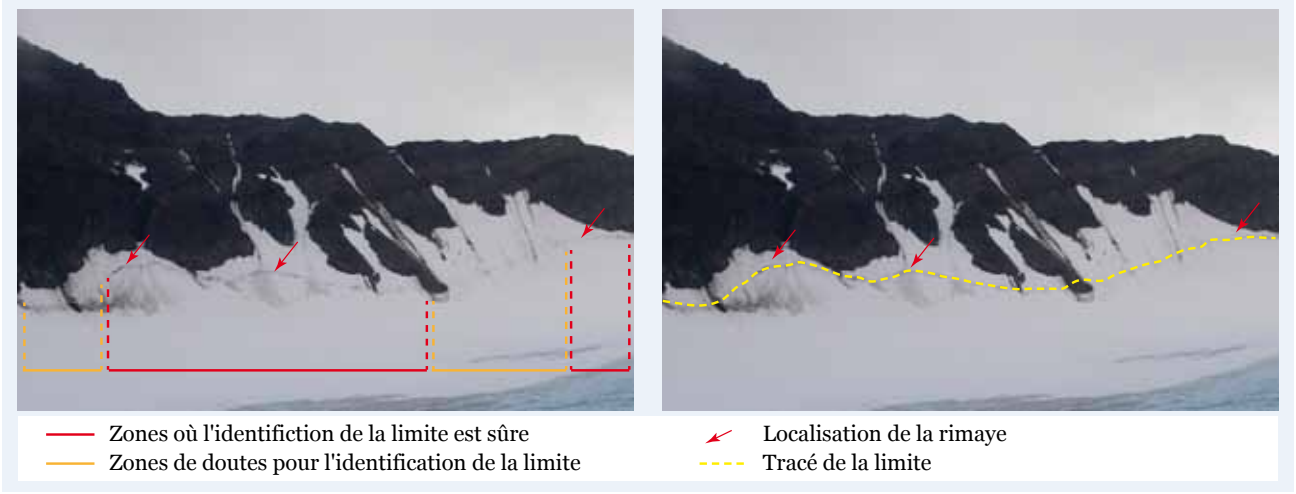


Figure 69 – Les rimayes sont des indices fiables pour tracer la limite. Leur repérage est facile en fin de saison budgétaire bien qu'elles soient parfois ennoyées sous des cônes d'avalanches ou de débris.

çage des limites effectué sur la base d'images orthorectifiées numérisées (photos aériennes et/ou tangentielles, images satellites et MNT).

En appliquant sur ces données des traitements simples, il est possible de faire ressortir les limites et de les mettre en évidence là où elles n'apparaîtraient pas forcément à « l'œil nu » (Fig. 70).

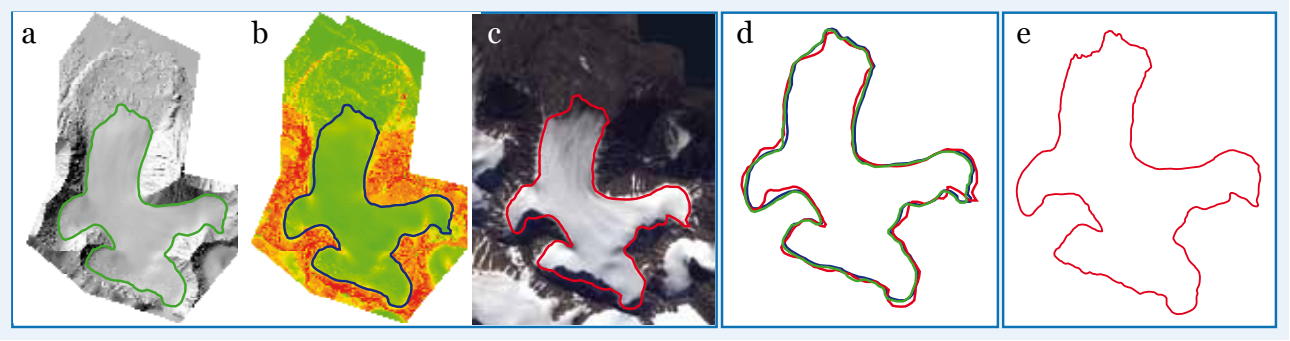


Figure 70 – Les observations de terrains sont confrontées à l'interprétation de données numériques sur lesquelles on trace les limites du glacier. On se fonde d'abord sur un MNT (a), sur lequel on applique un calcul de pente (b). Les images satellites (c) permettent aussi de tracer des limites en différenciant la glace des roches. Les différentes limites sont ensuite superposées afin de les comparer (d). La dernière phase permet de définir un dénominateur commun pour tout le périmètre du glacier à l'exception du front. On obtient une «enveloppe» qui servira de référentiel pour les calculs (e).

Dans cet objectif, la démarche consiste à établir une première limite en fonction de la topographie du bassin, à partir d'un MNT[3] . Afin qu'il soit plus facilement « lisible », on applique au MNT un facteur d'ombrage (paramétré sur l'azimuth et l'intensité de l'éclairage sur une surface donnée par une source lumineuse), dont on obtient une image contrastée. Cette étape permet d'effectuer une individualisation préliminaire fondée sur une discrimination nette entre les versants aux pentes fortes et le glacier peu pentu (Fig. 70a).

Afin d'intégrer la réalité topographique du bassin, on applique au MNT un calcul de pente (exprimé en degrés). Il permet ainsi de définir, à partir de l'hypsométrie du glacier, les grands ensembles topographiques. On obtient une discrétisation spatiale pertinente où la pente constitue un facteur qui individualise clairement l'espace glaciaire de celui des versants (Fig. 70b). Les images satellites et photos aériennes permettent également d'avoir une bonne idée des grands ensembles et d'y tracer des limites pertinentes (Fig. 70c).

Cette chaîne de traitements attribue à chaque type de données une limite correspondant au glacier. Les différents tracés obtenus sont ensuite confrontés par superposition (Fig. 70d). Devant la difficulté à identifier des limites cohérentes pour les différentes années (problème de la correction des images et état du glacier sur les images), le choix a été fait d'appliquer une « enveloppe » commune (pour toutes les limites en dehors du front), (Fig. 70e). Cette limite a été utilisée pour les différents calculs.

On notera par ailleurs que tous les supports d'analyse image (satellites ou aériennes) sont déformés par l'orthorectification. Il est donc difficile d'être précis partout. Enfin, la plupart des images utilisées dans ce travail sont issus de traitements en amont qui ne nous incombaient pas initialement. Les choix méthodologiques d'orthorectification ne sont donc pas les nôtres.

3 Le MNT de 1995 établit par le Norsk Polarinstitutt pour l'ensemble de la presqu'île de Brøgger a servi de base pour cette étape.

2.2. Les campagnes de mesures au DGPS[4] (*Differential Global Positioning System*)

Outre le fait de géoréférencer tous les points d'échantillonnage et d'enregistrer les coordonnées du matériel implanté, le DGPS a aussi été utilisé pour mesurer les changements morphologiques de l'Austre Lovénbreen. L'objectif de plusieurs campagnes de terrain au printemps et en automne a en effet été de connaître ses variations en taille : front (délimitation annuelle) et volume (établissement d'un MNT). L'appareil utilisé pour ces mesures est un DGPS Trimble GEO-XH double fréquence.

2.2.1. Délimitation du bassin versant et du front du glacier

La première campagne d'utilisation du DGPS avait pour objectif de corriger le MNT de 1990 (à 20 m) du *Norsk Polarinstitutt* dont les références spatiales étaient erronées. C'est dans ce but que les arêtes autour du bassin ont été quasiment intégralement parcourues en 2007, avec un enregistrement de coordonnées toutes les secondes. Cette campagne de mesure a été affinée avec l'ascension de certaines arêtes plus délicates, dont celles du Nobilefjelett en 2009.

Bien que l'imagerie apporte une information précise, les variations annuelles du front du glacier ont une faible amplitude, nécessitant des mesures *in situ*. L'utilisation du DGPS apporte une précision à la mesure, qu'il est difficile d'obtenir en se fondant sur l'imagerie pour ces ordres de grandeur. Cette étape permet aussi d'améliorer le calage des images satellites qui sont acquises pour la même période de mesures de terrain. En fin de saison hydrologique (fin septembre, début octobre), un relevé est donc effectué au front du glacier. Plusieurs points fixes sont enregistrés et le front est intégralement détouré en le parcourant à pied (Fig. 71).

Figure 71 – Opérations de détourage des limites du front du glacier au DGPS. Ces campagnes permettent de déterminer pour chaque année hydrologique la position du front et d'en déduire l'espace gagné ou perdu par le bassin versant de la moraine (photo : D. Laffly – campagne d'octobre 2009). L'automne permet d'identifier la limite à la fin de l'année hydrologique, mais parfois, même sur le terrain, le doute subsiste : où s'arrête vraiment le front ?

Une première phase s'appuie sur plusieurs observations, qui sont ensuite confrontées afin de trouver un compromis pour le positionnement des limites du front. Après avoir discuté et corrigé d'éventuelles erreurs d'interprétation de la localisation du front, la deuxième phase concerne la mesure proprement dite de la position du front au DGPS. L'enregistrement se fait à pied, en aller-retour, afin de doubler la mesure, avec une cadence d'acquisition d'un point par seconde.

4 Nous utiliserons ici l'appellation générique DGPS, mais il s'agit en fait de GPS bi-fréquence dont les données sont corrigées (RINEX). L'utilisation en « DGPS » nécessitant une station de base et une liaison RF pour communiquer au récepteur mobile les corrections.

2.2.2. L'élaboration d'un MNT de surface de l'Austre Lovénbreen

Pour réaliser un MNT précis, un grand nombre de point est nécessaire. En se fondant sur les courbes de niveau, on prend le risque d'avoir des artéfacts lors de l'interpolation menant à des imprécisions. Ce fut par exemple le cas avec la carte de 1962. Lorsque c'est possible, comme dans notre cas, nous avons donc cherché à quadriller le glacier de la manière la plus fine et exhaustive possible.

Dans cet objectif, la solution retenue consiste à parcourir le glacier en motoneige (skidoo) sur laquelle on fixe un DGPS (Fig. 72) : cette manipulation est alors réalisée au printemps. La maniabilité du skidoo permet de couvrir efficacement une large portion de la surface du glacier. Les quelques zones inaccessibles étant échantillonnées à pied ou à skis.

Figure 72 – Skidoo et DGPS, une association pour dresser un MNT précis. L'antenne du DGPS est fixée sur le skidoo et sa hauteur est déduite de la mesure. Le glacier est ensuite parcouru le plus densément possible à très faible allure. Cette démarche permet d'enregistrer un grand nombre de points qui, après post-traitement, serviront à établir un MNT de surface de l'année en cours (Cirque du Grønlietoppen, avril 2011).

Le fait d'être motorisé permet d'obtenir une large couverture tout en garantissant un échantillonnage avec une forte densité de points. Bien qu'effectuée principalement en skidoo, c'est une manipulation extrêmement chronophage : il faut en effet se déplacer suffisamment lentement pour que l'acquisition satellite soit optimale. Six jours ont été nécessaires (en 2010) pour effectuer l'échantillonnage de tout le glacier, qui représente une acquisition de 50 000 points, pour un parcours d'environ 300 km (Fig 73a), (Friedt *et al,*. 2011).

Afin de dresser le MNT du glacier, les points bruts acquis ont été post-traités à partir des fichiers RINEX fournis par la station géodésique de référence de Ny Ålesund. Une fois corrigés, les points ont été interpolés par krigeage afin de générer le MNT du moment de l'acquisition (avril 2010). La campagne ayant eu lieu en avril, la hauteur du manteau neigeux[5] a également été soustraite aux mesures du DGPS pour affiner encore la précision du MNT et surtout pouvoir le comparer avec les MNT obtenus par photogrammétrie qui sont établis en été. La figure 73 (b et c) montre le MNT généré à partir des traces acquises en skidoo à la suite des traitements évoqués. Ainsi établi, le MNT levé en avril 2010, dont on a retranché la neige de l'hiver 2009-2010, représente l'état du glacier en fin d'été 2009, d'où son nom « MNT 2009 ».

5 La hauteur de neige est obtenue par ailleurs avec un échantillonnage précis du manteau neigeux présenté dans le chapitre VI. Il s'agit donc de soustraire les deux surfaces interpolées par algèbre cartographique.

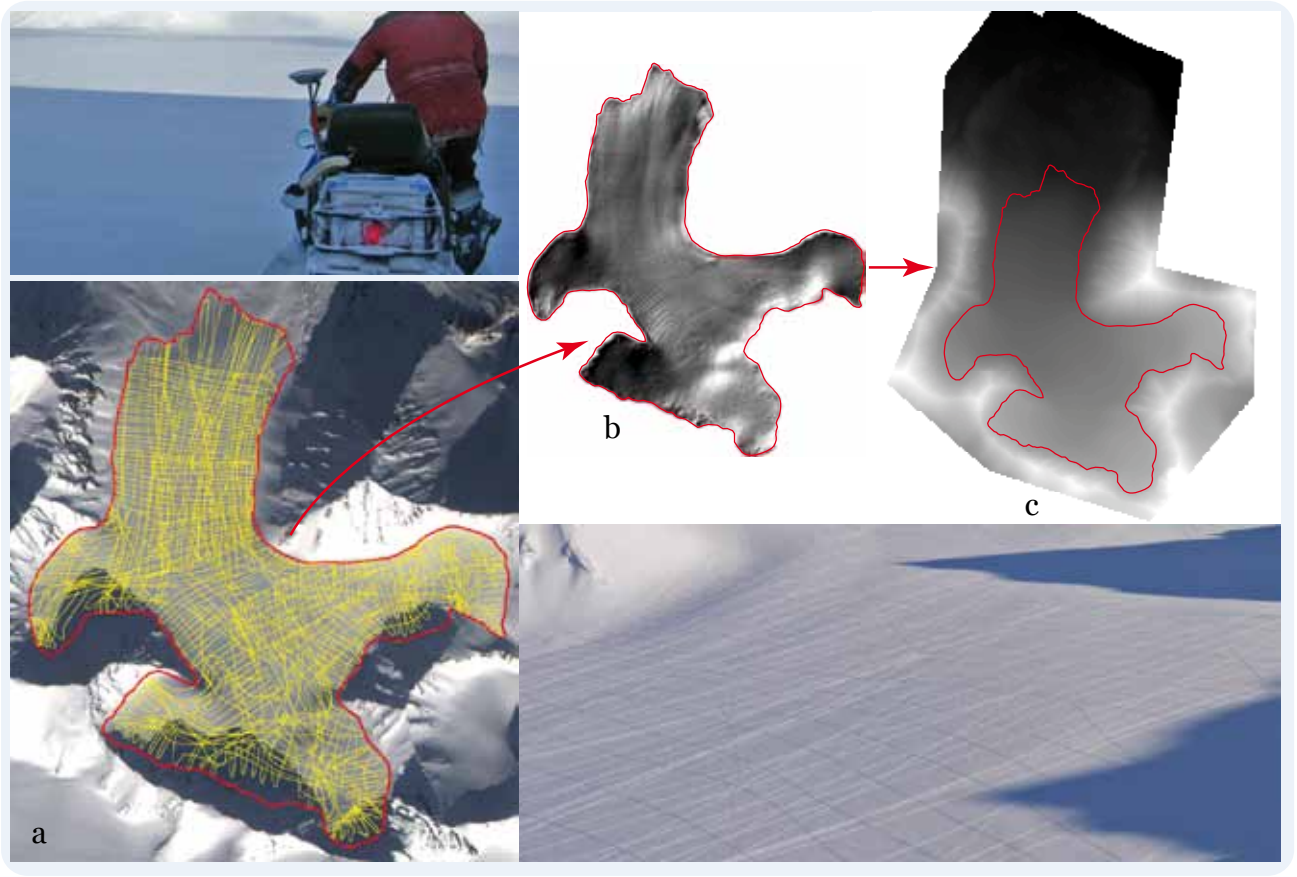


Figure 73 – Le total des points mesurés permet d'avoir une couverture optimale du glacier avec de surcroît une très haute densité (a). Ces points ont ensuite été interpolés pour obtenir le MNT d'avril 2010 duquel on retranche la couverture neigeuse de l'hiver 2009-2010. On obtient ainsi le « MNT 2009 » correspondant à l'altitude du glacier en fin d'été 2009 (b). Ce MNT du glacier a été enfin incorporé au MNT 1995 dont on a préalablement extrudé la zone du glacier (c). La photo prise depuis le Slattofjelett illustre la façon dont le glacier a été sillonné (avril 2010).

2.3. L'utilisation du GPR (*Ground Penetrating Radar*) : un outil indispensable pour connaître un glacier « en profondeur »

L'utilisation du GPR initialement prévue dans les protocoles de mesures du programme HSF concernait essentiellement le front et la moraine (Griselin *et al.*, 2006). Le fait d'avoir eu ensuite cet outil à disposition quasi permanente a permis d'envisager d'autres types de manipulations sur le terrain. Il a ainsi donné une autre envergure à la connaissance glaciologique du bassin.

2.3.1. Utilisation du système et campagnes de mesures de profondeur

Communément utilisé en glaciologie (Arcone *et al.*, 1998 ; Wangensteen *et al.*, 2006), le GPR permet à la fois d'obtenir des informations qualitatives de la glace (Murray *et al.*, 2000) et d'en déduire des informations quantitatives (Brosten *et al.*, 2009 ; Fischer, 2009). Outre l'approche de la circulation intra- et sous-glaciaire au front du glacier, l'utilisation du GPR, dans le cadre du programme HSF, a été envisagée pour répondre à deux objectifs qui sont :
– l'estimation du volume de glace de l'Austre Lovénbreen ;
– la cartographie du lit rocheux du glacier et le calcul du MNT basal correspondant.

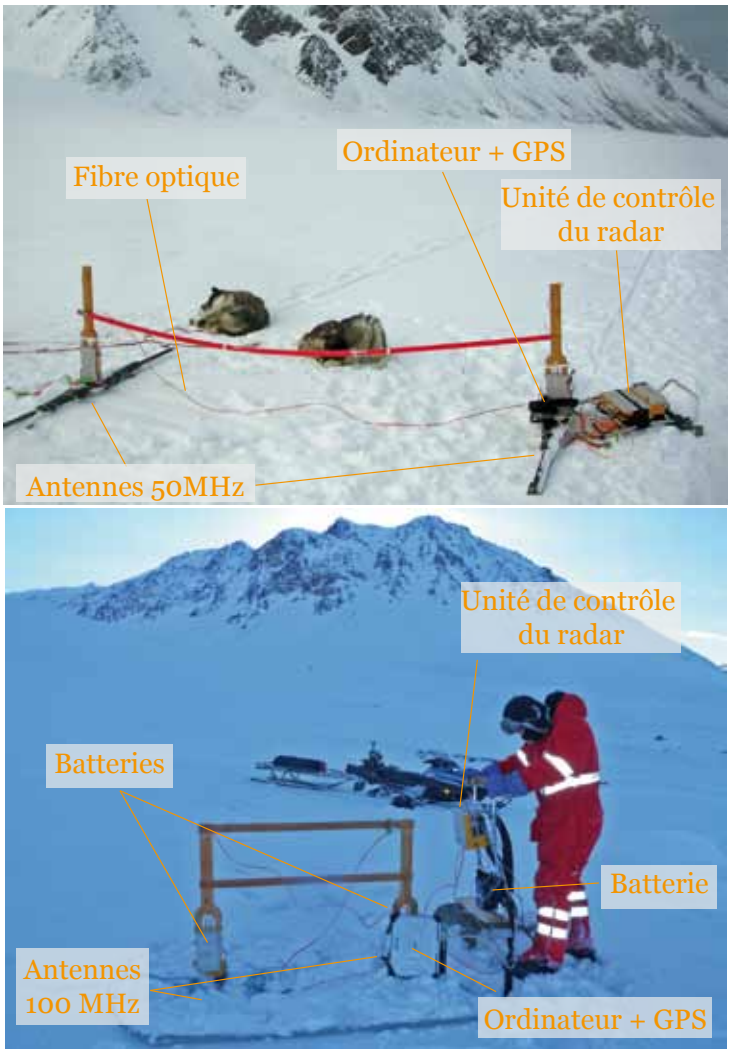


Figure 74 – Le GPR couplé à un GPS a permis de mener plusieurs campagnes de mesures sur l'Austre Lovénbreen. Le glacier a été parcouru à pied, dans le but d'obtenir le maillage le plus fin possible.

Pour effectuer ces mesures, nous avons utilisé un GPR Malå Ramac équipé de plusieurs types d'antennes (Fig. 74).

Plusieurs tests ont été effectués au printemps 2009 et en automne 2009, visant à définir plus spécifiquement la meilleure technique d'acquisition (Saintenoy *et al.*, 2011). Ces essais ont permis d'éliminer l'option, pourtant couramment utilisée, de sillonner le glacier en skidoo (Murray *et al.*, 2007 ; Humlum *et al.*, 2003 ; Kohler *et al.*, 2007). Même en roulant très lentement, la qualité du signal est fortement altérée. Le fait que l'antenne du GPR soit blindée ou non ne change rien aux observations pour lesquelles la vitesse d'un opérateur en marche semble la plus fiable.

La campagne principale a ainsi eu lieu en avril 2010 : l'Austre Lovénbreen a été sillonné à pied, pendant une semaine. Plusieurs équipes de deux opérateurs se sont ainsi relayées pour couvrir le glacier avec la densité de points la plus élevée (Fig. 75). Cette campagne a permis d'acquérir 70 km de profils mono-offset, en utilisant des antennes de 50, 100 et 200 MHz, ce qui représente 129 258 points de mesures[6]. L'utilisation d'antennes avec différentes fréquences s'explique par le potentiel de pénétration : moins la fréquence est élevée, plus les ondes peuvent aller en profondeur, au détriment de la qualité du signal. La combinaison de plusieurs fréquences garantit ainsi la qualité des acquisitions et la précision en fonction des différentes épaisseurs.

Le positionnement de chaque point de mesure a été effectué avec un récepteur GPS connecté directement sur le radar et réglé pour acquérir un enregistrement par seconde. De plus, chaque acquisition de trace a été déclenchée toutes les 0,5 secondes.

6 Le radar a été réglé pour effectuer 2 806 mesures avec un intervalle de temps de 2,224 μs (avec les antennes de 50 et 100 MHz) et 740 mesures avec un intervalle de temps de 0,586 µs (avec les antennes de 200 MHz). Avec les antennes de 50 et 100 MHz, à chaque fois qu'on envoie une impulsion RADAR, on échantillonne la réponse sur le récepteur RADAR pendant sur 2,224 μs, et ce sur 2806 points de mesures. La démarche est la même pour les antennes de 200 mHz. Cette mesure est ensuite effectuée une multitude de fois, avec un taux de répétition de 0,5 s ou de 1 s, à savoir 129 258 points de mesure sur le glacier.

2.3.2. Interprétation des profils : la topographie du lit rocheux

Les données brutes ont été traitées par les spécialistes radar du programme HSF afin d'obtenir le résultat le plus facilement interprétable (Saintenoy *et al.*, 2011). Encore en cours de traitements à l'heure de la rédaction, les résultats présentés ici sont extraits de données brutes (c'est-à-dire non migrées).

Avec le logiciel Seismic Unix et différents types de filtres, plusieurs radargrammes correspondant aux différents profils ont pu être générés. Grâce au couplage GPR-GPS, chaque point échantillonné a été repositionné à distance constante : la corrélation entre les informations issues du GPR et celles issues du GPS a été faite selon la méthode préconisée par les travaux de E. C. King *et al.* (2008).

Trois radargrammes traités sont reportés sur la figure 76 et correspondent aux transects présentés sur la figure 75 . Le profil AA' représente l'axe longitudinal du glacier du sud au nord, alors que le profil BB' représente l'axe transversal d'est en ouest.

Le long du profil AA', la forte réflexion continue que l'on observe a été interprétée comme l'interface glace / roche recherchée. Les effets de diffusion, qu'il est possible d'observer aux extrémités de ce transect, résultent probablement de la présence de roches dans la glace. À environ 700 m du début du profil (A), la topographie du lit rocheux remonte de 50 m en 200 m à l'endroit du verrou glaciaire.

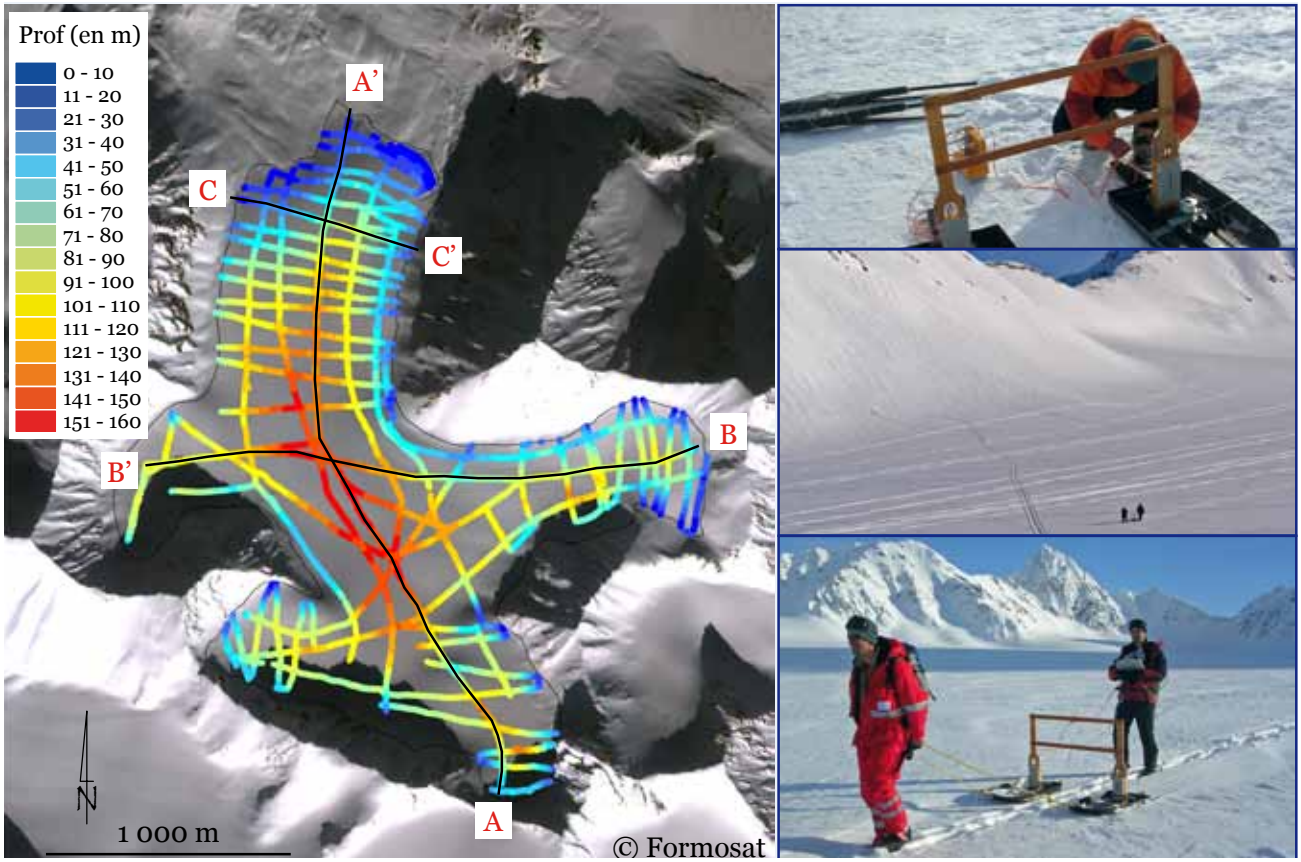


Figure 75 – Plusieurs équipes de deux opérateurs se sont relayées afin de couvrir le glacier avec une haute densité de points d'échantillonnages. Plusieurs jours ont été nécessaires pour enregistrer, au total, 70 km de traces, permettant une estimation précise de la profondeur de glace. Au centre du glacier, l'épaisseur de glace atteint 160 m (photos : missions d'avril 2009 et d'avril 2010, A. Saintenoy et J.M. Friedt).

À son niveau, plusieurs réflexions sont présentes, parallèlement à la surface du lit rocheux, témoignant de la présence de cassures dans la glace. En direction du nord, l'interface glace / roche est facilement identifiable jusqu'au front du glacier, au niveau de la moraine où on distingue un autre verrou.

Sur le profil BB', la réflexion du lit rocheux est très claire à l'exception de deux zones. Dans la partie centrale du glacier (à 1 100 m du début du profil), une zone plus floue apparaît là où le glacier est le plus profond. Comme le mentionnent les travaux de E. C. King *et al.* (2008) reprenant des observations similaires de J. C. Moore *et al.* (1999), on peut attribuer ce signal à la présence de « *warm ice* ». Cette « glace chaude » témoigne d'un état thermique de glaciers dit polythermaux. Il correspond ainsi à plusieurs observations mettant en valeur ce trait caractéristique des glaciers arctiques en mutation (Hambrey *et al.*, 2005 ; King *et al.*, 2008). On constate, en effet, sur la plupart des petits glaciers de type alpin sondés, un état thermique mixte (Björnsson *et al.*, 1996 ; Murray *et al.*, 2007) : froid dans les parties hautes et polythermal dans la partie aval.

Sur les 500 derniers mètres de ce profil, le flou du signal doit plutôt être attribué à la présence de rochers dans la glace. À une distance d'environ 1 400 m sur ce profil, l'existence de larges hyperboles atteste la présence de canaux englacés.

La figure 76 montre un dernier radargramme réalisé sur la langue du glacier le long du profil CC'. Ce profil coupe une large bédière, identifiable sur une image satellite estivale (flèche blanche). Au point de croisement, le radargramme présente plusieurs réflexions (à environ 800 m du départ du profil). La bédière est ainsi observable sur chaque profil acquis au niveau de la langue glaciaire.

2.3.3. Une estimation du volume de l'Austre Lovénbreen

Pour chaque profil GPR, le temps de retour de la réflexion provenant de l'interface glace / roche a été calculé en fonction de la vitesse de propagation de l'onde dans la glace. Ce travail de radariste a été ensuite poursuivi en interpolant les mesures pour générer une grille de 129 258 points, géoréférencés et répartis sur l'ensemble du glacier. La méthode utilisée a été celle du krigeage. Pour ce calcul, les limites du glacier ont été établies en se fondant sur les observations et les mesures de terrain, ainsi que sur les images satellites en période estivale. Elles ont ainsi constitué un référentiel, en supposant que l'épaisseur de glace était proche de 0 le long de cette ligne.

La qualité de l'estimation de l'épaisseur de glace a été vérifiée en analysant la différence de profondeur aux intersections de deux traces indépendantes. La différence de profondeur entre des points distants de moins de 3 m a donc été calculée donnant un histogramme de la distribution de l'épaisseur de la glace. L'écart-type de cette distribution est inférieur à 5 m de large, ce qui correspond aux valeurs généralement admises (Fischer, 2009). La volume de glace a donc été estimé à 0,345 ± 0,0017 km^3, en tenant compte d'une marge de 5 % d'erreur dans l'estimation de la profondeur (Saintenoy *et al.*, 2011 ; Friedt *et al.*, 2011). Ce volume rapporté à la surface du glacier actuel donne une profondeur moyenne de 76 m.

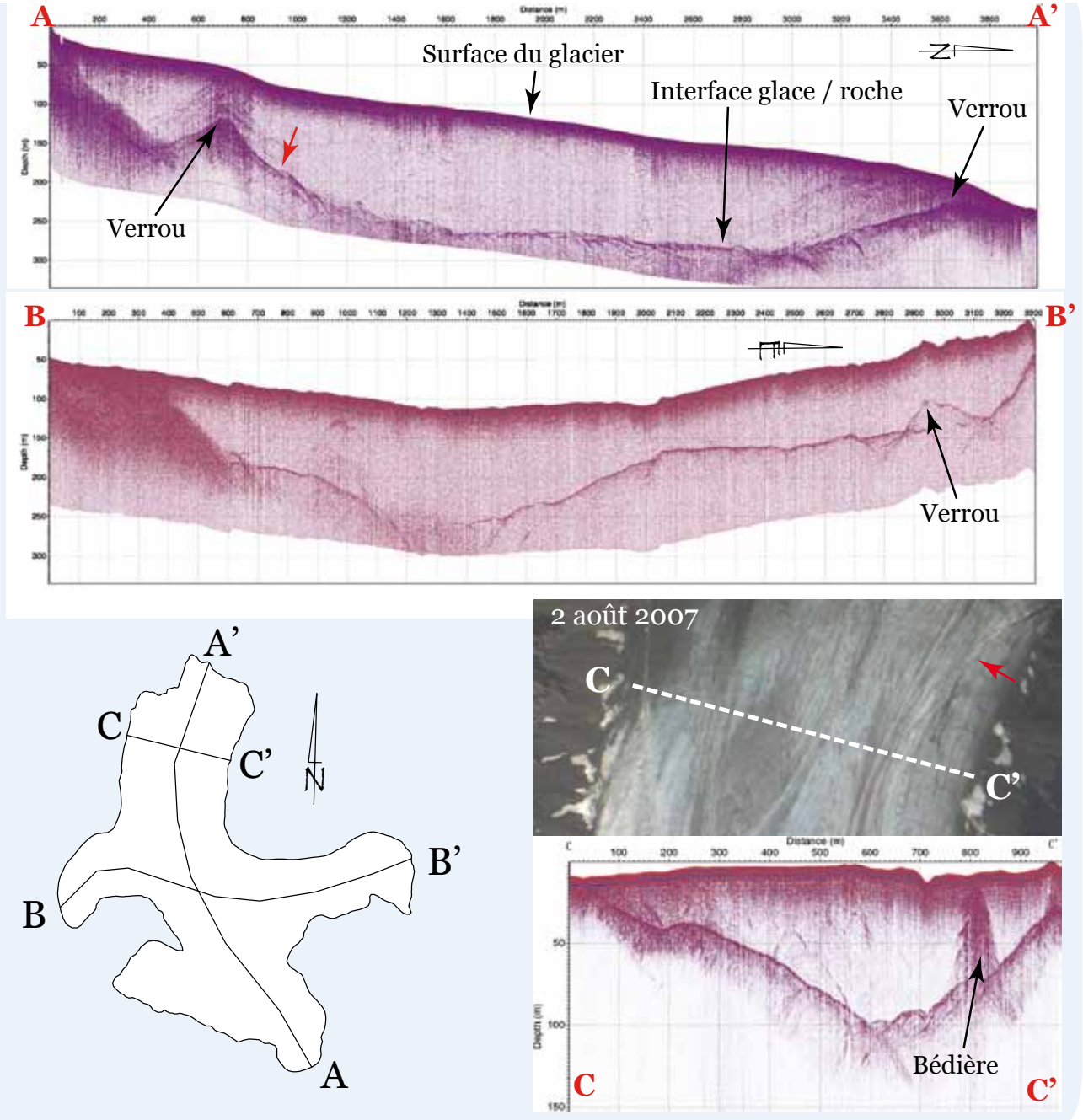


Figure 76 – Les trois radargrammes illustrent les grands axes du glacier et un exemple de la langue. On distingue clairement l'interface entre la glace et le lit rocheux. Ces mesures permettent ainsi de connaître la topographie sous-glaciaire et intra-glaciaire telle que la bédière matérialisé par la flèche sur le profil CC' (profondeurs exagérées trois fois), (Adapté de Saintenoy et al., 2011).

Les profondeurs en chaque point ont été soustraite du « MNT 2009 » réalisé au DGPS en avril 2010 : la soustraction cartographique (MNT 2009 - profondeur) a permis de dresser le MNT du lit rocheux, représenté sur la figure 77.

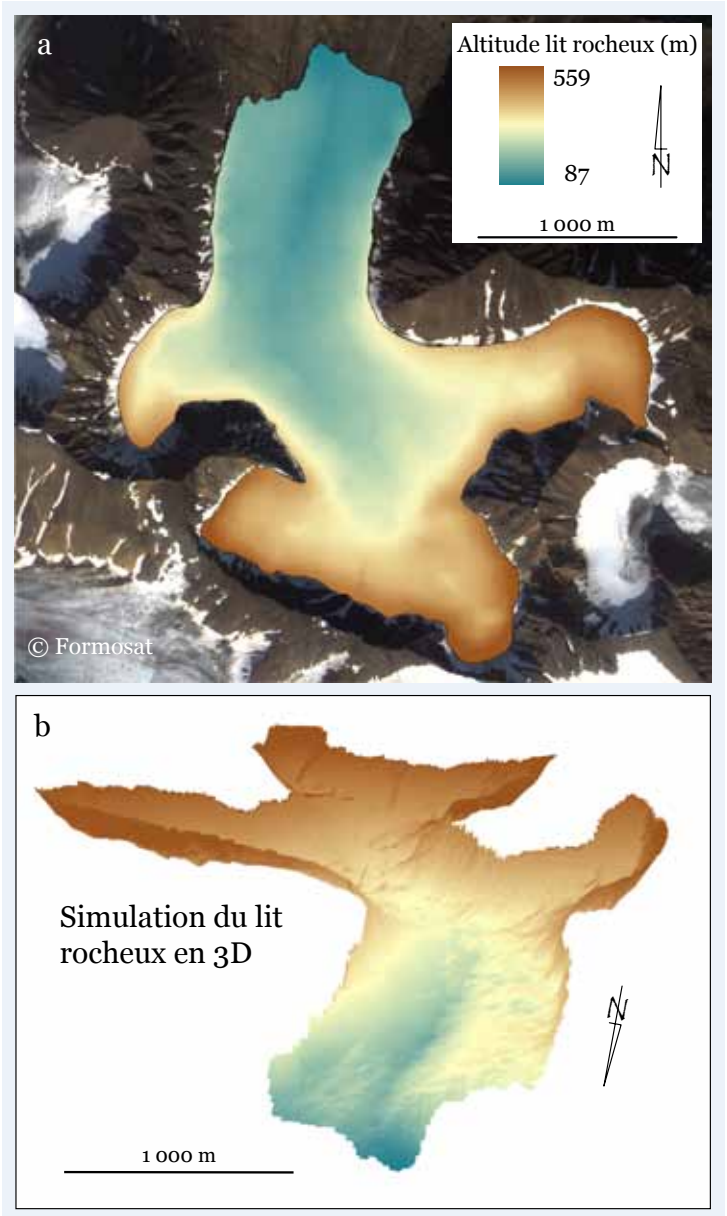


Figure 77 – Modèle numérique de terrain du lit rocheux de l'Austre Lovénbreen. La profondeur de glace mesurée au GPR, déduite du MNT de surface élaboré au DGPS, permet d'établir le MNT du lit rocheux de l'Austre Lovénbreen. Une forte asymétrie est clairement visible sur la simulation en 3D don la représentation est retournée pour une meilleure lisibilité. (Adapté de Saintenoy et al., 2011)

La figure 77 souligne l'asymétrie du lit rocheux sous la glace. Le radargramme placé en profil sur la langue du glacier (Fig. 76) permet de constater la présence d'un surcreusement axial. On retrouve ainsi cette caractéristique sur les radargrammes de chaque profil transversal de la langue glaciaire. Cette particularité géomorphologique peut être expliquée par la présence d'une importante faille, située entre le Slattofjelett et le Haavimbfjellett, que K. Saalmann et F. Thiedig (2002) ont décrit. La concavité du lit rocheux change de chaque côté du canal : cette autre particularité peut être expliquée par une différence de dureté entre les roches qui affleurent. Cette asymétrie est aussi clairement visible lorsque le lit rocheux est simulé en 3D (Fig. 77b).

2.3.4. Pour aller plus loin : la recherche des interfaces glacier/versant

Bien que les limites aient finalement été traitées de façon conventionnelle, il nous semblait pertinent, en disposant du GPR, de pousser plus loin les recherches. En effet, pendant les campagnes de mesures, nous avions toujours la présence de glace en bordure de glacier. Ce constat atteste que le glacier ne s'arrête donc pas là où on en a l'impression. Connaissant l'instabilité des versants et sachant que de nombreux cônes de débris atteignaient le glacier, il semblait cohérent d'admettre que la glace, et par conséquent le glacier, ne s'arrêtent pas au pied du versant. La dernière campagne d'avril 2011, a donc été l'occasion d'effectuer des manipulations ayant pour objectif de déterminer à quel niveau du versant le signal de la glace disparaît.

Cette manipulation nécessite une logistique particulière car, si les versants ne sont pas vertigineux dans leurs parties basses, ils restent suffisamment pentus pour que l'utilisation du GPR soit délicate.

Dans le but d'obtenir la mesure la plus juste, le principe était de monter le GPR le plus haut possible dans le versant jusqu'à ce que le signal donné par la glace disparaisse. *A priori*, l'absence de signal correspond à l'absence de glace et donc à la « fin » du glacier.

Techniquement, il a donc fallu répondre aux contraintes de la pente, pour réussir à la fois à hisser le GPR suffisamment haut, et si possible avec le moins d'à-coups pour garantir un signal de qualité. L'un des opérateurs est donc monté assez haut dans le versant afin de fixer un point d'amarrage, permettant de tirer le GPR. Le mode de fixation, compte tenu de la fragilité du rocher, s'est orienté vers la mise en place de deux ancres à neige triangulées, à partir desquelles on peut fixer un mouflage relativement solide (Fig. 78). Les antennes du GPR sont accrochées à une corde à simple passant par une poulie, accrochée au mouflage, avec un système de bloqueur afin d'empêcher que le GPR ne redescende (et

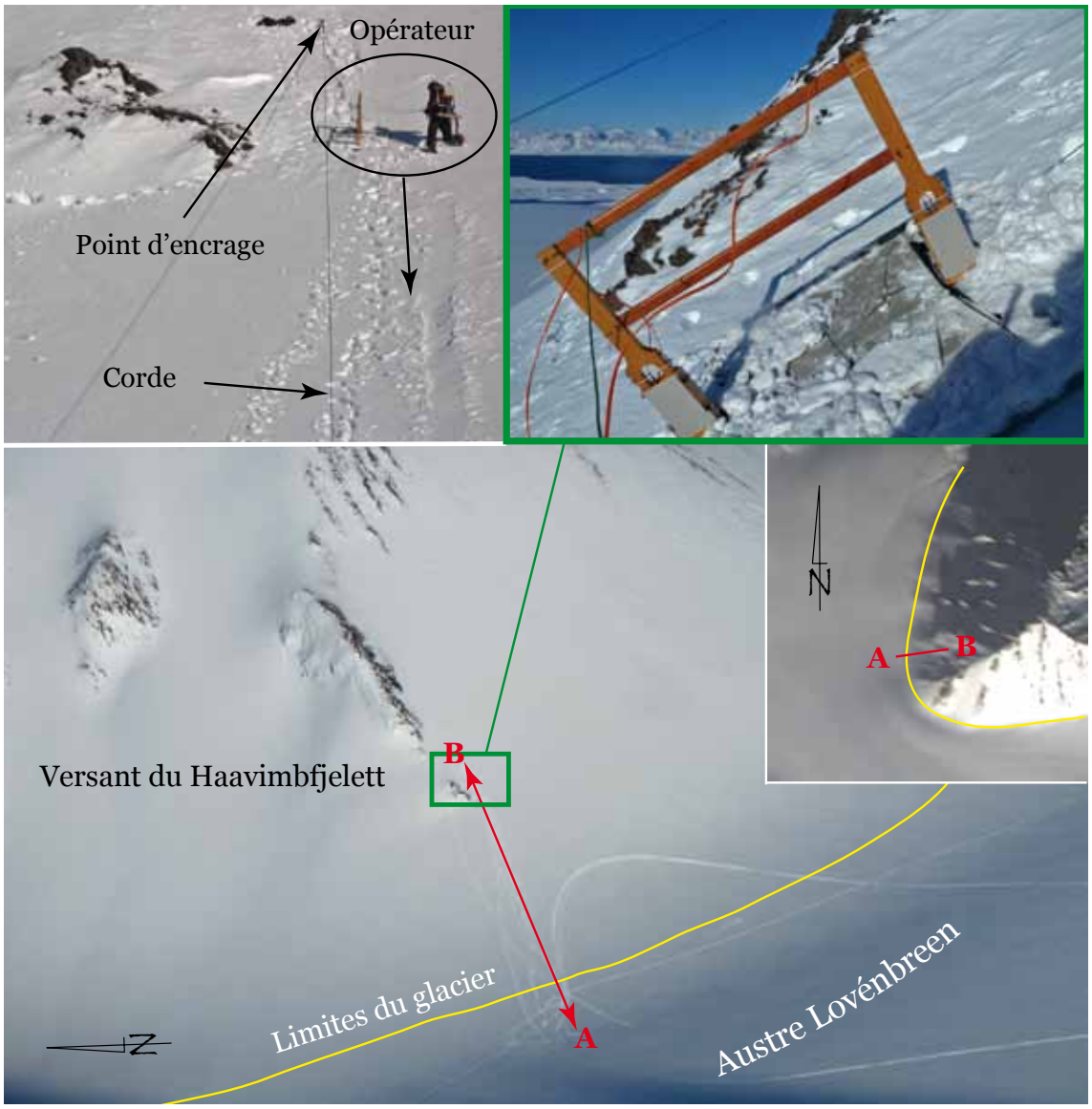


Figure 78 – Pour cette campagne, le but était d'échantillonner jusqu'à la disparition du signal de la glace. Des manipulations ont été nécessaires pour pouvoir monter le GPR le plus haut possible sans que la pente n'interfère sur le fonctionnement. Le moufflage s'est avéré nécessaire pour cette manipulation.

constituant un système de sécurité). À partir de cette installation, un opérateur monte avec le GPR et le système embarqué, pendant que le second, positionné au niveau du moufflage descend en tirant la corde pour monter les antennes. Il faut souligner que cette manipulation est assez physique est délicate à effectuer à cause des fibres optiques fragiles et de la pente qui augmente continuellement. Le système est donc parfois très incliné. Pour valider les mesures, l'opération a été répétée sur plusieurs sites de différentes altitudes et configurations. En tout, six profils ont ainsi été effectués sur des distances de 200 m à 300 m. Pour chaque profil, la manipulation a permis de monter suffisamment haut, pour qu'on observe la disparition du signal correspondant à la glace.

La complexité et le temps nécessaire à cette manipulation n'ont pas permis de faire plus de profils, mais ceux dont on dispose permettent déjà une interprétation pertinente des mesures.

3. APPRÉHENDER L'AUSTRE LOVÉNBREEN : ÉVOLUTION CONTEMPORAINE ET SITUATION ACTUELLE

Connaître l'espace et son évolution implique d'établir la façon dont l'Austre Lovénbreen a évolué depuis que des données fiables ont pu être utilisées. À partir des traitements des mesures effectuées et des données « historiques », un certain nombre de critères glaciologiques ont pu être calculés. La dynamique contemporaine de l'Austre Lovénbreen a donc été décrite à travers l'évolution de sa surface, de sa longueur et de son volume. Ce sont autant d'éléments capitaux complémentaires d'une instrumentation à échelle très fine. Les données de l'ensemble de ce point 3 proviennent d'un travail collectif de toute l'équipe du programme HSF (Marlin *et al.*, soumis).

3.1. Morphologie et dynamiques contemporaines de l'Austre Lovénbreen de 1948 à aujourd'hui

Pour étudier les dynamiques contemporaines de l'Austre Lovénbreen, quatre types de données ont été utilisées : des photographies aériennes, des images satellites, des MNT et un réseau de balises à glace.

3.1.1. Soixante années de recul glaciaire : un retrait en trompe l'œil

Comme les autres glaciers de la presqu'île de Brøgger, l'Austre Lovénbreen est en phase de retrait. Onze états successifs du glacier (Fig. 79) permettent d'observer cette dynamique, entre 1948 et aujourd'hui. Sur les documents retenus, le front a été manuellement délimité, et les différentes limites ont été reportées sur la figure 79c qui illustre les différentes étapes du recul glaciaire.

Les limites de l'Austre Lovénbreen, dans sa partie haute, ne varient pas de façon significative pour la période 1948-2009. Les changements les plus importants

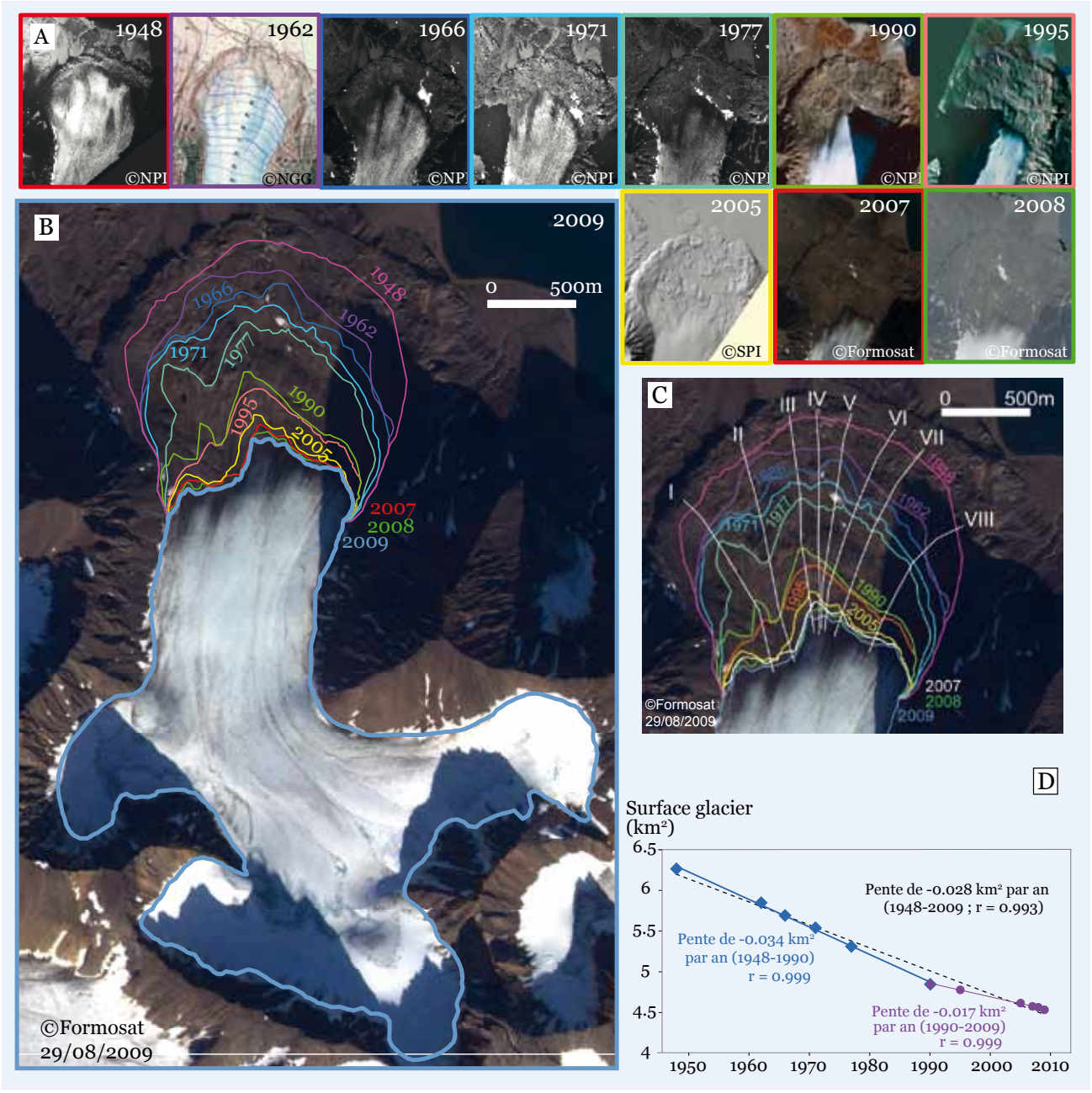


Figure 79 – Le retrait du front de l'Austre Lovénbreen. Grâce à une série de données obtenues pour le programme HSF, il est possible de reconstituer l'évolution du retrait glaciaire de l'Austre Lovénbreen de 1948 à 2009. Le recul des 10 dernières années est remarquablement peu marqué et les fronts successifs sont reportés sur une image satellite de 2009. La figure 79d montre une rupture statistique nette à partir de 1990. (D'après Marlin et al., soumis)

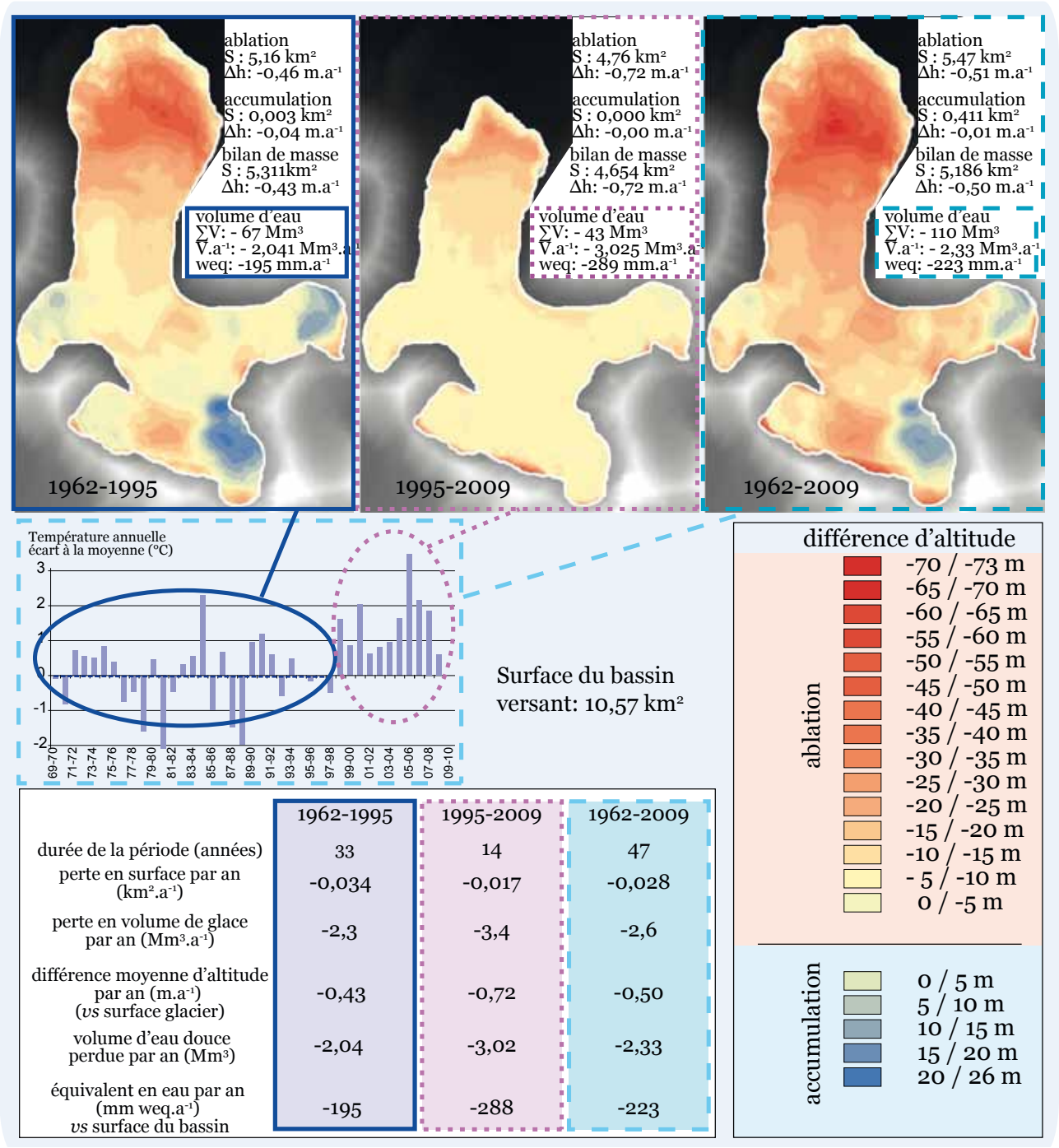
du glacier en surface et en longueurs sont visibles au niveau de la moraine, où l'on constate un retrait progressif du front. Il est possible de calculer le recul maximal au niveau de la ligne centrale d'écoulement du glacier. Au total, entre 1948 et 2009, on peut ainsi estimer ce retrait à 1 080 m, ce qui correspond à une moyenne de 18 m par an. Huit profils ont été pris en compte afin d'évaluer la variabilité moyenne du retrait glaciaire dans la moraine. Les résultats indiquent que la distance du retrait, pour les 61 années considérées, est de 1 100 m.

Ces valeurs sont semblables à celles de -15 m par an calculées pour le glacier voisin du Midtre Lovénbreen (Hansen, 1999). Cependant, cette distance moyenne de retrait n'est pas uniforme et varie fortement en fonction de la période considérée : le record va au profil II où le front a reculé de 52 m par an entre 1962 et 1966, tandis que le recul moyen tous axes confondus pour cette période est de 21 m/an. De plus, on ne constate pas, ces dernières années, d'accélération du recul, qui pourrait être corrélé avec l'augmentation des températures de l'air ou des précipitations. L'observation du retrait du front constitue probablement la conséquence la plus visible des évolutions contemporaines. Toutefois, compensé par l'avancée même minime du glacier, le recul au front présente une grande inertie. Il ne rend pas compte des changements de volume du glacier qui eux répondent directement aux fluctuations climatiques. La morphologie du bassin et du lit rocheux est extrêmement importante dans les à-coups de retrait. Notons également que l'interface linéaire glacier/moraine du front représentait 4,3 km en 1948, il n'est plus que de 1,8 km en 2009. Pour mieux comprendre la dynamique de récession glaciaire touchant l'Austre Lovénbreen, il faut aussi prendre en compte l'évolution des surfaces et des volumes.

En 2009, l'Austre Lovénbreen représentait 72 % de ce qu'il était en 1948, passant d'une surface de 6,26 km² à moins de 4,6 km². En d'autres termes, sa part dans le bassin versant est passée de 60 % à 43 %. La figure 79d montre l'évolution en fonction du temps, ce qui permet de mesurer la réaction en surface à la fonte. La distribution temporelle des différentes surfaces indique une réduction progressive du glacier, dont la moyenne annuelle est estimée à - 0,029 km² pour la période 1948-2009. Cependant, cette diminution n'est pas linéaire, et on observe une rupture à partir des années 90 : on passe d'une moyenne annuelle de - 0,034 km² pour 1948-1990, à - 0,017 km² pour 1990-2009. Cette différence de tendance, que l'on observe avant et après 1990, pourrait être surprenante en considérant les chroniques de températures à partir de 1998 (Chap. II). Paradoxalement, les températures augmentent de façon significative à partir de cette année, alors que le retrait du glacier ralentit. Toutefois, ce changement peut être en partie expliqué par la remontée du front du glacier, qui diminue de fait la surface de la langue exposée aux températures (Marlin *et al.* soumis). Ainsi, la réduction de la surface exposée à la fonte peut expliquer la cassure constatée en 1990

La fluctuation de la surface et de la longueur du glacier, parce qu'elle combine de nombreux processus[7], est un paramètre difficile à interpréter. Selon Ch. Vincent *et al.* (2000), il faut prendre en compte le fait que la variation du front du glacier réagit avec une plus ou moins grande inertie aux changements qui l'affectent. Cela pourrait correspondre au fait que l'accélération de la fonte de la glace due à l'augmentation des températures, est en partie compensée par l'écoulement du glacier. Pour le glacier voisin Midtre Lovénbreen, G.W. Rees & N. S. Arnold (2007) ont estimé une vitesse d'écoulement de l'ordre de 0,01 à 0,02 m par jour (soit entre 3 et 7 m par an). Si on applique à l'Austre Lovénbreen des valeurs similaires, le retrait moyen observé serait trois fois supérieur à la vitesse supposée de l'écoulement.

7 Vitesse d'écoulement du glacier, température basale, rugosité du lit rocheux, structures géologiques (pentes, failles, barres rocheuses, etc.).



	1962-1995	1995-2009	1962-2009
durée de la période (années)	33	14	47
perte en surface par an (km².a⁻¹)	-0,034	-0,017	-0,028
perte en volume de glace par an (Mm³.a⁻¹)	-2,3	-3,4	-2,6
différence moyenne d'altitude par an (m.a⁻¹) (*vs* surface glacier)	-0,43	-0,72	-0,50
volume d'eau douce perdue par an (Mm³)	-2,04	-3,02	-2,33
équivalent en eau par an (mm weq.a⁻¹) *vs* surface du bassin	-195	-288	-223

Figure 80 – Les variations en volume de l'Austre Lovénbreen. Pour les deux périodes prises en compte, la variation en surface et en volumes diffèrent : la première période (1962-1995) montre une perte en surface double de la seconde période, alors que les pertes en volume sont 1,5 fois plus importantes depuis 1995. Les pertes en volume de glace sont nettement plus significatives que le retrait glaciaire. Le milieu des années 90 marque une rupture avec une accélération de cette tendance. Cette césure de 1990 est également justifiée par l'observation des chroniques de températures (Marlin et al., soumis).

3.1.2. Les variations en volume : la réponse immédiate du glacier

Le changement de volume de l'Austre Lovénbreen a été estimé par différence entre le MNT obtenu à partir de la numérisation de la carte allemande de 1962-1965, le MNT de 1995 (NPI), et le MNT de 2009 (HSF). De ces données, trois

cartes ont été réalisées et ont ensuite été soustraites deux à deux par algèbre cartographique, dans le but de calculer les différences d'élévation entre 1962-1995, 1995-2009 et 1962-2009. Les résultats sont reportés sur la figure 80.

Pour la période globale 1962-2009, le volume de glace perdu par le glacier a été calculé à 122 Mm^3. On obtient ainsi une perte de - 2,6 Mm^3 par an, en rapportant ce volume sur la période observée (47 ans). Ce chiffre est toutefois à nuancer, puisque la diminution est très inégale en fonction de la période prise en considération. La perte de volume du glacier est environ 1,5 fois plus élevée pour la période 1995-2009 que pour la période 1962-1995. Dans le détail on observe que :

– pour la période 1962-1995, la perte de glace atteint - 75 Mm^3, avec une moyenne de - 2,3 Mm^3 par an. En distinguant les valeurs positives et négatives, on obtient une accumulation de + 6,5 Mm^3, alors que l'ablation atteint -81 Mm^3. Cela signifie que seulement 8 % de l'ablation est compensée par l'accumulation ;
– pour la période 1995-2009, la perte de glace atteint 47 Mm^3, avec une moyenne de - 3,4 Mm^3 par an. Le volume de glace accumulée est très faible avec + 0,02 Mm^3, ce qui ne représente que + 0,0015 Mm^3 par an. À l'inverse, le volume de glace perdu est de 47 Mm^3, soit - 3,3 Mm^3 par an. Pour cette période, seulement 0,04 % de l'ablation est compensée par l'accumulation

Plus généralement, sur les 47 années d'observation, on retrouve la même rupture que pour les températures moyenne annuelles. Les 33 premières années montrent une perte en surface par an deux fois plus importante que les 12 dernières années. En volume de glace, l'ablation annuelle est en revanche 1,5 fois (en fait 1,47) plus élevée dans les 12 dernières années que dans les 33 premières. C'est encore plus important quand on rapporte les pertes en volume aux surfaces du glacier (en fait à la demi-somme des surfaces extrêmes) : la deuxième période montre une ablation 1,67 fois plus importante.

Si on regarde les volumes d'eau évacués à la mer, il est parti 110 Mm^3 en 47 ans. Avec 3 Mm^3 par an, les 12 dernières années contribuent 1,5 fois plus que les 33 premières (2 Mm^3 par an).

Rapportées à la surface du bassin versant, seule donnée invariante, on mesure un accroissement de la lame d'équivalent en eau qui passe de 195 mm par an de 1962 à 1995, à 288 pour les 12 dernières années.

On notera enfin que les calculs par différence d'altitude ne montrent que peu ou pas de zones d'accumulation alors que les mesures aux balises (développées dans les chapitres suivants) et les documents photographiques montrent chaque année des zones d'accumulation. On constate donc un paradoxe qui nécessite d'être approfondi par l'intermédiaire d'un réseau de balises à glace, afin de confronter les mesures cartographiques aux mesures *in situ*. Nous verrons en effet que l'ablation mesurée aux balises est deux fois moins importante.

3.2. Un glacier qui s'affaisse ?

De même que les valeurs d'accumulation et d'ablation peuvent être positives ou négatives, le glacier perd et/ou gagne en altitude. Pour la période 1962-2009, le glacier est incontestablement en régression (avec en moyenne - 19,3 m soit - 0,47 m par an). La diminution moyenne de l'altitude est de - 10,3 m pour la période 1962-2009 (soit -0,36 m/an en tenant compte de la surface de 1962). Pour 1995-2007, on obtient une valeur de - 10,88 m, soit - 0,88 m/an.

En convertissant ces hauteurs en équivalent en eau (en prenant comme base une densité de la glace équivalente à 900 kg/m^{-3}), on obtient respectivement pour 1962-1995 et 1995-2007 un total de - 0,32 m et de - 0,79 m équivalent-eau par an.

Si on rapporte ces valeurs en terme de surface, la surface en ablation est logiquement beaucoup plus importante que celle en accumulation. On observe ainsi que :
– pour 1962-1995, en prenant en compte la surface de 1962 (5,7 km^2), 19 % de la surface était en accumulation contre 81 % en ablation. La perte en zone d'ablation s'élevait à 14,6 m (avec une moyenne de 0,51 m/an), alors que la zone d'accumulation ne gagnait que + 7,8 m de glace (avec une moyenne de + 0,27 m) ;
– pour 1995-2007, en s'appuyant sur la surface de 1995 (4,8 km^2), seulement 12 % de la surface du glacier était en accumulation contre 88 % en ablation. En terme de différence d'altitude, le glacier a perdu en moyenne - 13 m dans la zone d'ablation (avec une moyenne de 0,73 m/an), alors que le gain représente + 12 m en zone d'accumulation (avec en moyenne 1,08 m/an).

Derrière ces chiffres, on observe surtout que le glacier perd en altitude alors que de nombreuses zones accumulent de la glace à chaque saison. Aussi peut-on supposer que le glacier perd du volume par le fond, par fonte ou par effondrement, perte en volume impliquant à la fois une augmentation de la fonte basale et un changement d'état thermique (Rees & Arnold, 2003).

La confrontation mesures sur le glacier (en hauteurs relatives par rapport à la surface) et mesures par différences d'altitude (en variation absolue de l'altitude) donne des pertes en volumes et en lames deux fois plus importantes par les différences de MNT. Ce phénomène est observé sur plusieurs glaciers de la région de Ny Ålesund (travaux de Rees, Kohler ou Murray). Des mesures complémentaires (suivi des balises par photographie depuis des points fixes sur les versants, mesures trigonométriques) sont engagées et apporteront des réponses à ces questions, de même que la reproduction annuelle des transects de mesure au GPR montreront s'il y a disparition de glace par le dessous du glacier (Griselin et Marlin, 2011).

Conclusion

Les démarches et manipulations présentées dans ce chapitre ont éclairé plusieurs traits caractéristiques de l'évolution de l'Austre Lovénbreen. Les calculs effectués mettent ainsi en évidence la réaction immédiate du glacier en volume, alors qu'une inertie existe entre l'événement climatologique et la réaction du front. Toutefois, en resserrant l'échelle temporelle, on constate que les dynamiques glaciaires sont autrement plus complexes. Pour comprendre l'évolution d'un glacier sur un pas de temps court (de l'ordre de l'année), d'autres outils, permettant des mesures de précision, sont nécessaires. En effet, comme le notent J. M. Friedt *et al.* (2011), l'algèbre cartographique ne permet de montrer des tendances qu'au-delà de la décade. En dessous, la précision insuffisante n'autorise pas d'interprétation tranchée.

Fort de ce constat, les mesures *in situ* ont permis de mieux comprendre l'Austre Lovénbreen : cette auscultation glaciaire atteste la difficulté de la mesure. Le questionnement sur sa validité est en effet posé, et on a pu constater à quel point le simple fait de délimiter un espace pouvait poser problème.

Nous avons donc pris en compte ces observations dans la réflexion générale, qui nécessite un recul particulier. Des choix ont ainsi été faits afin de considérer un espace qui semble géographiquement pertinent.

CHAPITRE V

Un glacier sous surveillance : instrumentation pour une observation à échelle locale

« La stratégie est plus que de la science, elle est l'application du savoir à la vie pratique, elle est le développement adéquat d'une idée première selon des conditions en perpétuelles mutations, elle est l'art d'agir sous la pression des situations les plus difficiles. »

Moltke

Maintenance des appareils : parfois il ne reste plus que la manière forte ! Ici pour redresser un mât d'anémomètre/pluviomètre (Photo : Ch. Morel, septembre 2008, projet « Our Polar Heritage »)

Introduction

Pour ausculter un glacier à une échelle fine, il faut une instrumentation fixe efficace (enregistreurs) complétée par des campagnes de mesures sur le terrain (échantillonnages, relevés aux balises, etc.). Ces deux approches parallèles diffèrent par le matériel mobilisé et le type de mesures. Elles sont toutefois complémentaires dans l'objectif d'avoir une observation du bassin glaciaire la plus complète et la plus précise, à la fois dans l'espace et dans le temps.

La connaissance des dynamiques glaciaires et périglaciaires à échelle fine repose donc sur une instrumentation efficace. C'est dans ce contexte que plusieurs appareils ont été installés sur et autour de l'Austre Lovénbreen, afin d'observer le plus précisément ses dynamiques et les processus qui les régissent. Outre un réseau très dense de capteurs de températures, des stations météo sont également implantées sur le glacier, et des stations hydrologiques permettent des mesures régulières, notamment les hauteurs dont on déduit les débits. À cela s'ajoute un réseau de stations photo automatiques qui couvrent l'ensemble du bassin, et qui constitue l'originalité du réseau d'observation installé.

En parallèle à cette instrumentation, plusieurs campagnes d'échantillonnages ont lieu aux périodes clés, donnant une information et des mesures ponctuelles capitales sur la neige et la glace.

Ce chapitre s'articule autour des deux grands axes que sont l'instrumentation *in situ* et les campagnes ponctuelles d'échantillonnages et de mesures. Les réseaux de capteurs qui auscultent l'Austre Lovénbreen seront détaillés, ainsi que les protocoles des mesures effectuées. Dans les deux cas, une discussion sera aussi consacrée aux difficultés inhérentes à l'instrumentation d'un glacier polaire, et à la complexité de le « mesurer ».

1. L'INSTRUMENTATION DU GLACIER

Cette partie présente l'ensemble des instruments de surveillance mis en place pour ausculter le bassin de l'Austre Lovénbreen. La surveillance du bassin s'appuie sur une instrumentation fixe qui a nécessité une adaptation particulière au milieu. Si l'installation de matériel peut paraître anecdotique sous certaines latitudes, le milieu arctique impose de lourdes contraintes.

1.1. Un réseau de capteurs multi-paramètres

1.1.1. Le réseau actuel de capteurs

Depuis le début du programme HSF (2006), l'instrumentation initiale a beaucoup évolué. Les conditions si particulières de l'Arctique ont nécessité de s'adapter en permanence. Finalement, après plusieurs essais, le réseau actuel s'appuie

sur cette expérience qui permet un bon fonctionnement des appareils et une bonne qualité des mesures.

Deux missions pré-ANR au cours de l'année 2006 ont permis l'installation du réseau initial de capteurs sur le bassin de l'Austre Lovénbreen (Fig. 81). Le réseau tel qu'il se présente actuellement est composé de :

– une station météo d'altitude (482 m) et une à la base Corbel (15 m) ;
– 20 capteurs de température de l'air répartis sur l'ensemble du glacier
– 2 capteurs de température de température de l'air dédiés à la moraine ;
– 3 stations de mesure de la température de la couche active du permafrost (entre 0,2 et 1,5 m de profondeur) ;
– 7 anémomètres–pluviomètres installés selon l'hypsométrie du glacier ;
– 13 stations photo automatiques couvrant l'ensemble du bassin ;
– 3 stations hydrologiques (sondes multiparamètres et préleveurs automatiques d'eau) : un à chaque exutoire (Goule, Diable) au passage de la barre calcaire, un à la sortie des écoulements sous-glaciaires au front du glacier (Aïda), parfois une station supplémentaire pour suivre les écoulements sous-glaciaires en rive gauche.

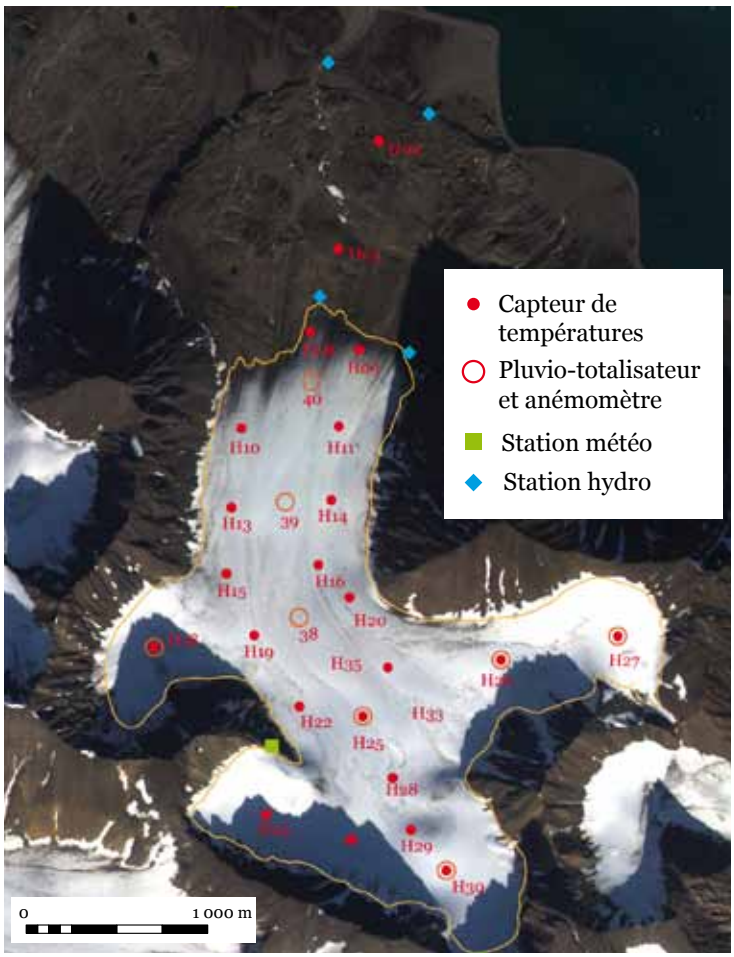


Figure 81 – Le réseau de capteurs couvre efficacement le bassin. Les exutoires sont équipés et la surface du glacier est instrumentée de façon homogène pour garantir les mesures les plus fiables et précises.

Le réseau initial a subi bien des évolutions au cours des 5 années, à commencer par la perte de tous les capteurs de températures qui équipaient les versants. Le réseau de capteurs a en outre été complété, dès l'automne 2007, par l'installation de balises à glace implantées pour les mesures annuelles du bilan de masse du glacier et pour le suivi de la dynamique du manteau neigeux. Pour une lecture plus facile, ce réseau de balises sera présenté avec les mesures glacio-nivologiques.

Nous présenterons dans un premier temps le réseau « météorologique » : l'implantation et le fonctionnement des instruments sera détaillé par ailleurs. L'accent sera plus particulièrement mis sur le réseau de capteurs de températures et sur les stations photos automatiques qui sont au cœur de ce travail.

1.1.2. Un réseau de capteurs *in situ* : pourquoi ?

Les données météorologiques de référence utilisées pour surveiller certains glaciers sont issues de stations de mesures souvent très lointaines : les stations de référence sont parfois localisées au-delà de 100 km, pour certaines zones des Andes (Llorens & Leiva, 1995). Concernant la presqu'île de Brøgger, les données enregistrées sont plus en adéquation avec les particularités locales, puisque les glaciers étudiés sont distants de quelques kilomètres seulement des stations d'enregistrement de Ny Ålesund. Ces données, ont par ailleurs été utilisées comme référentiel pour décrire le climat de la région de Brøgger (Chap. II).

Dans le cas de l'Austre Lovénbreen la station météo est éloignée d'au maximum 6 km. Bien que cette distance puisse être satisfaisante dans une étude globale, la non représentativité (altitude, situation d'abri du glacier) est pourtant trop importante dans l'approche climatique locale envisagée. Comme nous l'avions évoqué, les températures relevées à Ny Ålesund, au niveau de la mer, ne sont finalement pas représentatives des conditions climatiques sur le bassin glaciaire dans un contexte plus montagnard. Appréhender les dynamiques de l'Austre Lovénbreen à échelle fine nécessite donc que les mesures climatologiques soient effectuées directement sur le glacier[1]. Cet objectif a justifié le choix d'installer un réseau de capteurs *in situ* afin de disposer d'un maillage d'enregistreurs qui soit le plus homogène possible, et qui soit représentatif de la topographie du bassin.

Pour illustrer la différence qui peut exister entre le climat côtier maritime et celui plus montagnard des zones glaciaires, et justifier la démarche, on peut se fonder sur l'exemple des étés 2007 et 2008 (Fig. 82). En comparant les mesures de Ny Ålesund, et celles effectuées *in situ* pour deux saisons, on constate des différences significatives de valeurs et de tendances. En effet, les données issues de la station météorologique de Ny Ålesund donnent un été 2008 plus froid de 0,5°C que celui de 2007 (3,2°C contre 3,9°C). Si l'on observe les résultats de l'état thermique de l'Austre Lovénbreen enregistré par les capteurs *in situ*, on constate le phénomène inverse. L'été 2008 est plus chaud de 0,1°C par rapport à 2007 (1,28°C contre 1,19°C, Fig. 82). Bien que la différence soit peu importante et tout juste représentative compte tenu de la marge d'erreur, elle change pourtant l'interprétation d'un point de vue hydro-glaciologique.

La température étant un terme capital dans un modèle classique de fonte, il est nécessaire d'avoir les mesures les plus justes possible, à mettre en regard avec les autres termes de l'équation hydrologique, et surtout les mesures les plus proches de la réalité de terrain, d'où la nécessité d'un échantillonnage serré des capteurs.

1 L'approche locale de la température faisait déjà l'objet des travaux menés sur le Midtre Lovénbreen par D. Joly (1980 et 1994) et sur l'Austre Lovénbreen par M. Griselin (1982), avec des réseaux de thermomètres maxi-mini relevés chaque jour.

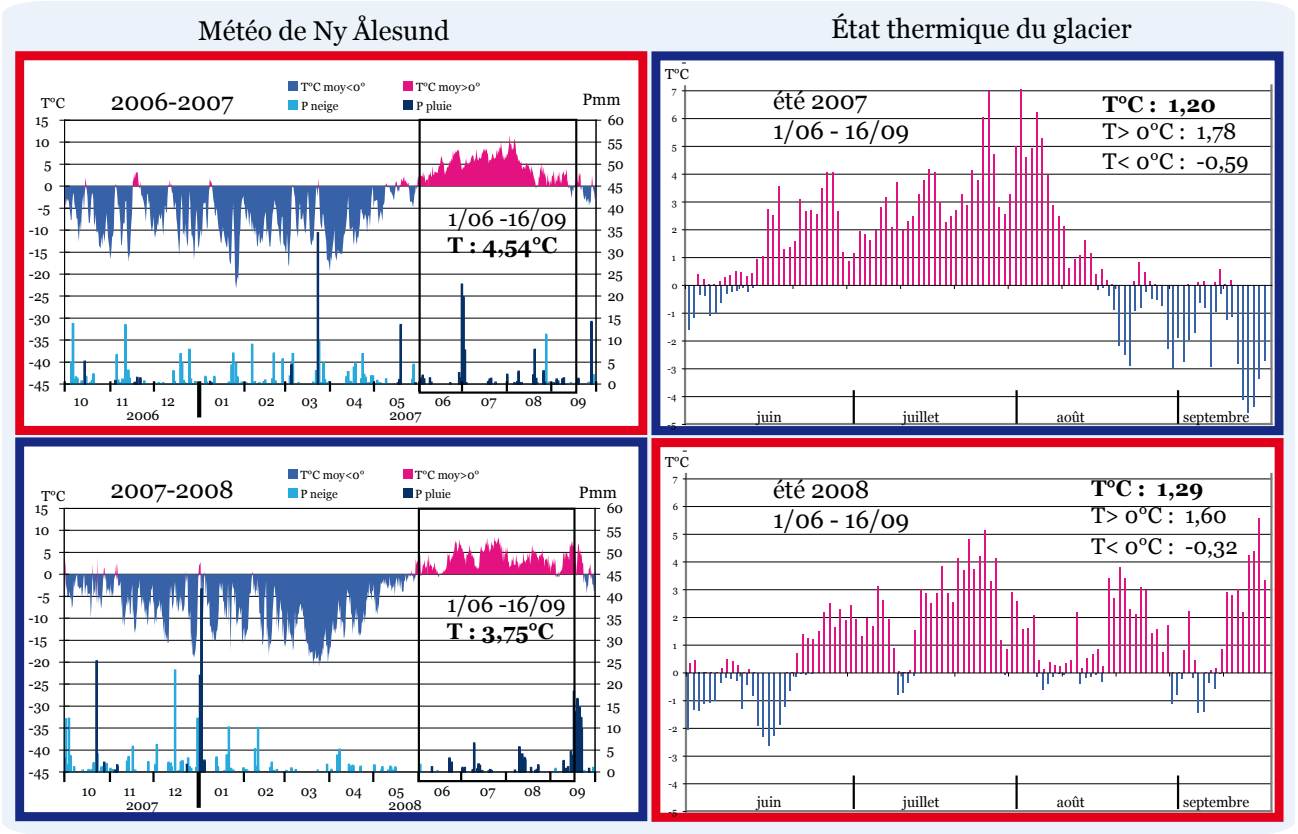


Figure 82 – Les différences entre les températures à Ny Ålesund et l'état thermique de l'Austre Lovénbreen, à 6 km d'écart, peuvent montrer des tendances opposées. C'est pourquoi le réseau de capteurs** in situ **se justifie pour mettre, en regard des données hydrologiques, un état thermique du bassin le plus précis possible. (Griselin et al. 2008)

1.1.3. L'évolution du réseau et son adaptation : tâtonner pour optimiser l'installation

Installer solidement et dans la durée un capteur de température de l'air sur un glacier peut paraître anodin. L'instrumentation s'est pourtant révélée être un véritable défis, non seulement pour obtenir des données pertinentes mais avant cela, pour que l'implantation soit efficace.

À l'origine, ce sont 30 capteurs de température Hobo qui avaient été installés sur le bassin de l'Austre Lovénbreen. L'idée initiale était d'obtenir une couverture intégrale du bassin glaciaire en instrumentant les trois zones qui le composent : la moraine, le glacier et les versants.

Vingt capteurs étaient ainsi disposés sur le glacier, six couvraient la moraine et enfin quatre capteurs devaient apporter l'information des versants de quatre différentes orientations. De la moraine il n'en reste plus que deux. Les rennes auront eu raison des installations, puisque les trépieds utilisés pour fixer les capteurs constituent aussi les seuls « arbres » sur lesquels ils puissent faire leurs bois ! Quant aux versants, l'hypothèse selon laquelle leur instabilité extrême rend impossible toute instrumentation permanente est vérifiée. Emportés par les avalanches de neige ou de débris rocheux, aucun des capteurs installés en 2006 n'a été retrouvé en place en 2007.

Figure 83 – L'évolution du mode de fixation des capteurs permet actuellement de les garder hors de la neige pendant toute l'année. Après plusieurs tâtonnements, la solution consistant à implanter un monopode en aluminium semble aujourd'hui la plus fiable.

Ces pertes à répétition expliquent une nomenclature du réseau aujourd'hui singulière : les identifiants originaux ont en effet été conservés. On ne trouvera donc pas les capteurs 1, 3, 4, 6, 7, 12, 17 et 21 (tous perdus, détruits ou retirés du maillage) dans le réseau utilisé pour ce travail.

Pour que la mesure soit la plus pertinente, les capteurs doivent enregistrer la température de l'air. C'est pourquoi leur positionnement doit tenir compte de la hauteur de neige en hiver. Chaque capteur est situé dans une cage aérée en plastique blanc : il est donc supposé donner la température de l'air « sous abri » (Fig. 83).

Les dispositifs (capteur dans son abri) avaient été fixés initialement sur des trépieds en bois, dont les trois pieds étaient ancrés à la glace, en automne, par de grandes vis. Ce choix s'est révélé ne pas correspondre aux contraintes du terrain : la souplesse du bois trouve en effet rapidement ses limites. Beaucoup d'entre eux ont été brisés et il a fallu en réparer un grand nombre, tombés sur le glacier. S'ils continuaient de fonctionner, certains capteurs se retrouvaient sous la neige pendant l'hiver et n'enregistraient donc plus la température de l'air mais celle du manteau neigeux.

En été 2008, chaque trépied en bois a été remplacé par un trépied en jalons de plastique, matériau supposé plus souple et moins cassant que le bois. Cette installation plaçait les capteurs à 1,60 m de la surface du glacier en fin d'été. Si les repérages sur le terrain étaient grandement facilités par la couleur rouge, c'est cette fois la souplesse du plastique qui a posé problème. L'accumulation de neige a plié les jalons dont la plupart se sont retrouvés ensevelis. Bien qu'il n'y ait eu aucune perte de capteurs, certains d'entre eux ont de nouveau enregistré la température de la neige une partie de l'hiver.

Le troisième type de fixation a permis de trouver le bon compromis. Il a été réalisé avec des mâts en aluminium. Implantés grâce à la sonde à vapeur, les mâts ont été haubanés pour garantir la meilleure tenue possible aux vents avant l'arrivée de la neige. De plus, pour assurer des enregistrements au dessus du manteau neigeux, les mâts sont constitués de plusieurs éléments maintenus par des manchons. Pour l'été, les capteurs sont accrochés le plus bas possible pour éviter que le porte-à-faux ne les fasse tomber. En début d'automne, on ajoute à l'inverse des éléments, afin que les capteurs restent hors de la neige pendant l'hiver.

Cette dernière méthode s'avère particulièrement efficace et sauf accident (qui concerne un seul capteur pour 2010, mais plusieurs en 2011[2]) les données annuelles concernent désormais uniquement la température de l'air, donnant des chroniques fiables et pertinentes.

1.2. Dans le détail de l'instrumentation météorologique *in situ*

1.2.1. Le réseau, les données et leur utilisation

Le réseau météorologique « définitif » sur lequel se fonde ce travail est donc composé de 22 capteurs. Vingt sont répartis sur toute la surface du glacier de la façon la plus représentative possible. Les deux autres capteurs (B5 et B2) sont implantés dans la moraine. Ils donnent une information de la température de l'air dans les zones en aval du glacier.

Ces deux capteurs sont par ailleurs exclus des calculs d'état thermique, qui ne concernent que le glacier *stricto sensu*. La densité de l'instrumentation permet une couverture homogène avec en moyenne 4 capteurs par km² : chaque zone spécifique du glacier est donc *a priori* prise en compte. En plus d'une bonne couverture spatiale, l'enregistrement de la température correspond aussi à une haute précision temporelle. En effet, les capteurs ont été programmés pour enregistrer une mesure horaire de la température, soit 8 760 données par capteur et par an. Au total, près de 9 000 cartes d'états thermiques sont susceptibles d'être générées chaque année depuis 2006 : cartes d'interpolation des températures horaires à partir desquelles on calcule l'état thermique horaire et journalier du glacier (cf Chap. VI)

Cette résolution spatio-temporelle de l'échantillonnage permet aussi de déterminer, heure par heure, avec précision, la position de l'isotherme 0°C et sa fluctuation. Cette information est capitale pour connaître les dynamiques de la fonte de la neige et de la glace.

L'objectif, après traitement, est de quantifier les surfaces potentiellement soumises à la fonte, et susceptibles d'apporter de l'eau de fonte de neige ou de glace au bilan hydrologique. Les données une fois interpolées pour spatialiser l'information et produire un état thermique du bassin (une valeur unique) peuvent être mises en relation :
– au débit obtenu heure par heure sur les émissaires (état thermique horaire) ;
– aux photos issues des stations photo automatiques (état thermique journalier).

Certains points sont équipés de mâts particuliers sur lesquels une instrumentation plus complète a été installée, détaillée plus loin.

1.2.2. Vérification de la précision de la mesure de température

Dans l'objectif d'un travail de précision, la question de connaître la pertinence de la mesure de la température s'est nécessairement posée. La sonde PT100 utilisée par les capteurs est réputée pour sa qualité. Nous avons voulu cependant vérifier et déterminer une éventuelle marge d'erreur des mesures. Si l'extrême précision de

2 De nombreux mâts d'aluminium ont plié sous les vents violents de l'hiver 2010-2011 qui ont également fait tomber l'éolienne de 15 m de la base Corbel.

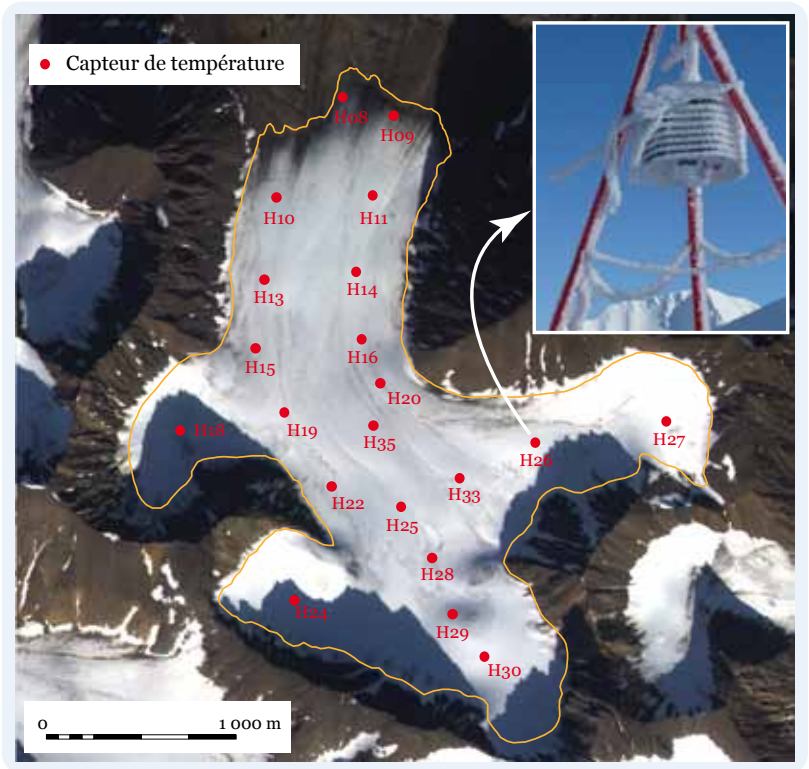


Figure 84 – La répartition des capteurs de température sur l'Austre Lovénbreen se veut le plus homogène possible et le plus représentatif de la topographie et de la morphologie du glacier. Une couverture optimale du glacier est nécessaire afin de déterminer l'état thermique le plus proche de la réalité.

l'enregistrement de la température n'est pas déterminante dans des valeurs fortement négatives (ou largement positives), elle le devient dès lors que les variations se font autour de 0°C. La position précise de l'isotherme 0°C aide à la compréhension et à l'interprétation des processus : la fonte, par exemple, est principalement corrélée avec la température. Cette démarche a pour objectif de répondre à l'une des questions récurrentes qui s'est posée pendant tout ce travail : que mesure-t-on ? Pour répondre à cette question, certains points de mesures sont équipés de deux capteurs dont les valeurs peuvent ainsi être comparées. On peut donc estimer une marge d'erreur précise sur les mesures annuelles.

Le calcul a été effectué sur deux couples d'enregistreurs, à la station météorologique au point de mesure n°25 (365 m) et au point d'échantillonnage n°24 (462 m), (Fig. 85). Toutes les sondes sont parfaitement identiques (capteur et cage) et étalonnées en laboratoire ; seul le mode de déchargement diffère. L'écart-type a été calculé sur 8 760 données (par point d'échantillonnage et pour la saison hydrologique 2009-2010, en prenant en compte une donnée horaire), ce qui donne :

– pour le point 24, une moyenne des écarts en valeurs absolues de 0,32°C et un écart-type de 0,37°C (68 % des données sont dans une fourchette de 0,32 °C+ ou - 0,37°C ;
– pour le point 25, une moyenne des écarts en valeurs absolues de 0,47°C et un écart-type de 0,64°C (68 % des données sont dans une fourchette de 0,47°C + ou - 0,64°C).

Cette valeur correspond à celle donnée par le constructeur et autorise ainsi des enregistrements thermiques de qualité. Toutefois, si cette valeur atteste une bonne précision de la mesure, les phénomènes observés autour de la zone du 0°C devront être interprétés avec précaution. Cette zone de température va en effet être déterminante sur le type de précipitation (liquide ou solide). Il sera donc intéressant de comparer le type de précipitation observées sur les photos *in situ* avec la température enregistrée.

Enfin, nous mentionnerons la problématique de l'épaisseur de la couverture de neige. En effet, avec les variations du manteau neigeux, on ne mesure pas la température toujours à la même distance du glacier.

1.2.3. Des stations météo pour compléter l'information

Pour obtenir des informations climatiques complètes, des pluviomètres, des totalisateurs et des anémomètres ont été installés en certains points caractéristiques sur le glacier. Ces instruments ont principalement été disposés selon l'hypsométrie du glacier et couvrent les tranches d'altitude du front, au cirque du Nobilefjelett, dans l'axe d'écoulement (sud-nord), (Fig. 81 et 86) et aussi selon l'axe est-ouest. On dispose ainsi, sur 10 km², de 7 anémomètres qui permettent de suivre l'aérologie sur l'Austre Lovénbreen. Les 7 pluviomètres ne sont opérationnels qu'en été, pour tenter d'établir le gradient altitudinal des précipitations pour chaque épisode pluvieux.

Enfin, les deux stations météorologiques (Fig. 87) permettent d'acquérir des informations (T°C, vent, et rayonnement incident ...), cependant peu représentatives du bassin glaciaire et difficilement globalisables dans ce type de travail. En effet, les stations sont localisées respectivement sur un épaulement (ou l'effet de col se fait fortement ressentir) et à la base Corbel (à seulement 2 km du glacier, à 600 m de la station hydrologique de la Goule, mais à 15 m d'altitude).

1.2.4. Les mesures hydrologiques

En aval, le suivi hydrologique est effectué par trois stations multipara-

Figure 85 – Le point n°24 a été équipé de deux enregistreurs de températures permettant ainsi d'estimer une marge d'erreur. Même pour des capteurs strictement identiques et étalonnés en laboratoire, on constate une différence significative (maintenance des capteurs et préparation pour l'hiver, octobre 2009 ; merci à Frost pour la logistique !)

Figure 86 – Les anémomètres et les pluviomètres sont installés sur des mâts en aluminium et couvrent le glacier par tranches d'altitudes. Leur fonctionnement est en revanche plus difficile que celui des capteurs de températures, et parfois, on rencontre de mauvaises surprises en automne.

Figure 87 – La station météorologique de l'Épaulement, a été implantée par l'IPEV (Institut polaire) dans le cadre du programme HSF. Bien que les informations soient précieuses, elles sont en revanche très peu représentatives à cause de l'influence de l'effet de col (photo : Ch. Morel, automne 2008 pour le projet «Our Polar Heritage»).

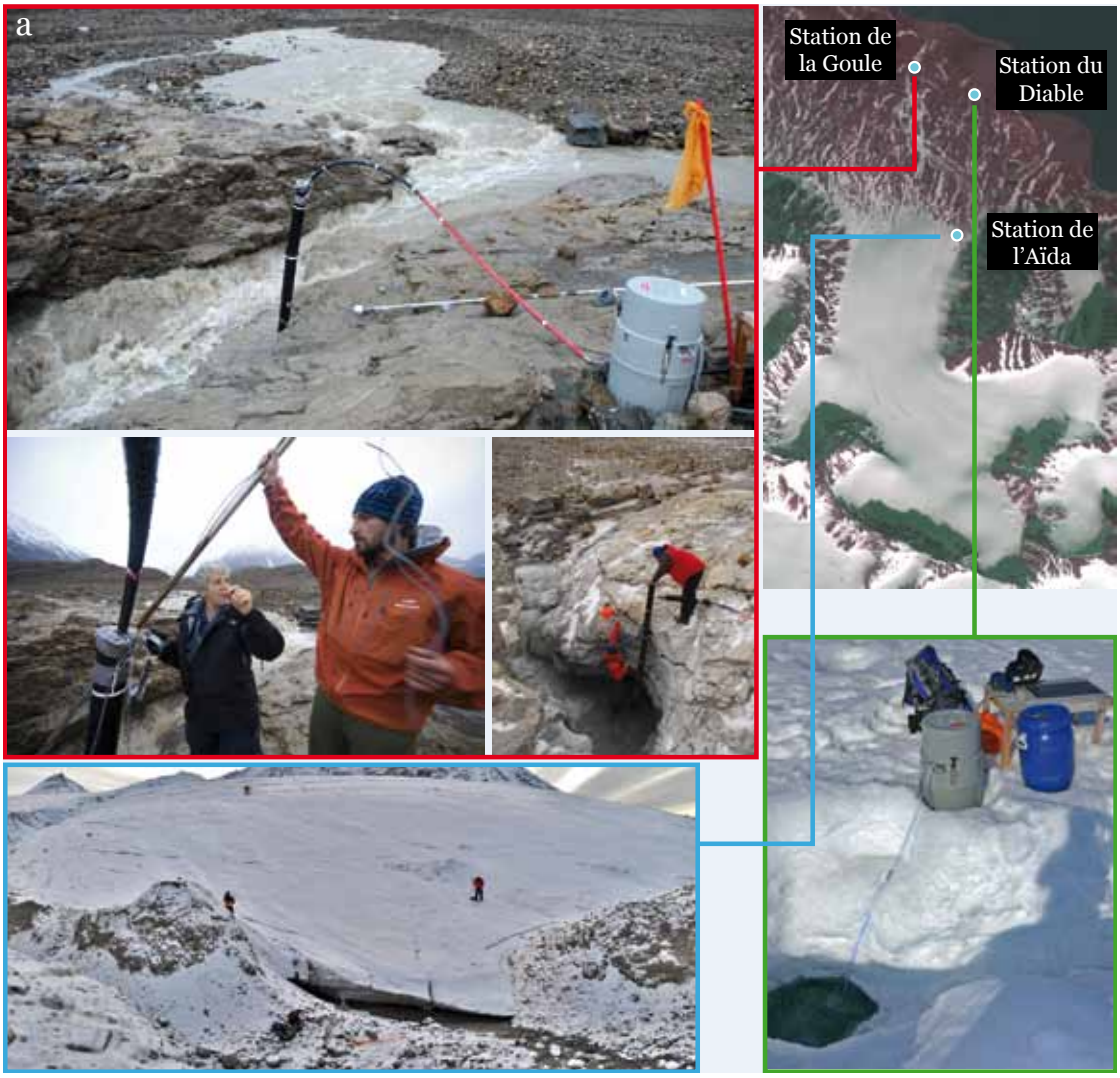


Figure 88 – Le passage en canyon de la Goule et du Diable au niveau de la barre rocheuse permet un suivi hydrologique extrêmement précis des émissaires du glacier. Le porche de la rivière sous-glaciaire (l'Aïda) débouche sur une plate-forme morainique à partir de laquelle une instrumentation complète est installée (photo de la Goule en automne 2008 par Ch. Morel ; le porche de l'Aïda en automne 2010 par E. Delangle)

mètres (Fig. 81 et 88). La surveillance y est très complète (la localisation permet d'installer du matériel) et extrêmement rigoureuse (elle est rendue performante grâce aux caractéristiques morphologiques évoquées dans la première partie).

L'instrumentation *in situ* permet des mesures hydrologiques et hydrochimiques précises et régulières. Pour les stations hydrologiques, on distingue deux types de mesures: l'acquisition en continu et l'échantillonnage. Dans le premier cas, on enregistre la température, le pH, la pression d'eau (qui donne la hauteur d'eau au point de mesure) et la conductivité électrique (représentative de la minéralisation de la rivière). Pour l'échantillonnage, il y a un préleveur automatique (1 flacon tous les deux jours, ou plus si nécessaire), ainsi que des prélèvements manuels ponctuels. Les nombreuses mesures de débits (jaugeage au sel), effectuées à différentes hauteurs à la station de jaugeage pendant trois ans, ont permis d'établir la courbe de tarage de chacun des deux émissaires. La courbe de tarage permet ensuite de donner un équivalent-débit aux hauteurs d'eau mesurées dans les stations hydrologiques par le capteur de pression (Delangle, 2012).

1.3. Les stations photos automatiques : la couverture du bassin par mesure *in situ* pour une surveillance accrue

Les stations photo automatiques qui couvrent le bassin de l'Austre Lovénbreen sont l'une des originalités du programme. Ce réseau d'observation permet une surveillance spatio-temporelle permanente et extrêmement fine des processus régissant les dynamiques du bassin de l'Austre Lovénbreen.

1.3.1. Le projet initial dans le cadre de HSF et l'utilisation du réseau pour la surveillance des dynamiques nivo-glaciologiques

L'installation de stations photo automatiques a été pensée pour saisir les phénomènes rapides et brutaux qui surviennent en Arctique. Comme cela a été souligné dans la première partie, de nombreux événements se manifestent de manière très ponctuelle. Ce type de dispositif, tel qu'il est aussi appliqué pour le suivi des surge (Sund *et al.*, 2009) ou des dynamiques de vêlage (Kohler *et al.*, 2007), permet un suivi rigoureux de dynamiques à l'échelle très fine d'un petit bassin glaciaire. Il est aussi un système d'information efficace et complémentaire à la télédétection (Farinotti *et al.*, 2010).

En effet, alors que les satellites de la NOAA POES peuvent enregistrer des images toutes les 2 heures à des latitudes aussi élevées que 79°N (orbite polaire héliosynchrone), et que MODIS fournit une couverture quotidienne (en supposant de bonnes conditions sans couverture nuageuse), la résolution spatiale de telles données demeure insuffisante pour la surveillance à échelle fine d'un glacier de 5 km² (Corripio, 2004).

Quant aux campagnes de mesures aéroportées par LiDAR, les données sont significativement limitées par la disponibilité de l'avion et des équipements associés pour recueillir l'imagerie aérienne (Hall *et al.*, 1995). Elles ne donnent que des ensembles de données très ponctuelles associées à des programmes dédiés.

Bien que l'information obtenue par les images satellites soit riche, il y a donc clairement un déficit de résolution spatio-temporelle à résoudre dans le cadre de notre démarche. D'un point de vue spatial, la résolution des images Formosat n'est donc pas toujours suffisante pour observer certaines dynamiques très locales. Des appareils photo *in situ* disposant de capteurs performants peuvent pallier ce déficit. D'un point de vue temporel, la possibilité de programmer les appareils permet d'obtenir des données avec un intervalle de temps très court et choisi par l'utilisateur.

La plage d'utilisation des images est très vaste. Les informations qualitatives et quantitatives, tirées tant des clichés tangentiels que des images corrigées, offrent ainsi une grande variété d'exploitations et de combinaisons pour interpréter et comprendre les processus nivo-glaciologiques.

Dans les Alpes, des dispositifs semblables permettent de calculer des volumes de glace évacués par un glacier ou des volumes de neige générés par les avalanches (Soruco *et al.*, 2011). En Arctique, des tests ont également été effectués à partir de prises de vues tangentielles pour surveiller les glaciers à front marin, que ce soit pour les dynamiques du front (Rolstad *et al.*, 2008), ou pour surveiller plus spécialement la vitesse d'écoulement (Sund & Eiken, 2010). Les images projetées ont également été utilisées pour comprendre les dynamiques du manteau neigeux sur les piémonts (Hinkler *et al.*, 2002 & 2003), mais la correction des images a souvent posé des problèmes techniques (Winther *et al.*, 1999) ou de visibilité (Hinkler *et al.*, 2002). On pourra également citer A. Farinotti *et al.* (2010), qui tirent parti des progrès du traitement de l'image en effectuant un suivi efficace de l'évolution saisonnière du manteau neigeux par mesure périodique automatique (*timelapse*). Cette démarche se rapproche de celle envisagée dans ce travail.

Si l'imagerie *in situ* est un moyen qui commence à être utilisé pour l'observation des dynamiques du manteau neigeux, les travaux évoqués ont toutefois tous en commun de n'être effectués que sur des surfaces non englacées. De plus, les observations sont généralement très ponctuelles. Dans le cas de ce travail, l'originalité du dispositif est en effet la surveillance en continu d'un bassin glaciaire, l'Austre Lovénbreen. Pour valoriser une telle couverture, l'utilisation de données à la fois tangentielles et géométriquement corrigées est par ailleurs requise dans les dimensions qualitatives et quantitatives.

1.3.2. Mise au point d'un réseau d'observation au sol : des choix en amont

Pour une efficacité optimale, le réseau d'observation doit pouvoir couvrir au maximum le bassin de l'Austre Lovénbreen. Il s'agit de tendre vers 100 % de couverture même si, dans la pratique, cela reste difficile à réaliser. En effet, il faut tenir compte de facteurs limitant tels que les contraintes physiques du terrain. Les versants excessivement instables (Chap. II) ne permettent pas toujours une implantation efficace du matériel et au final, les sites parfaitement adaptés sont rares. Outre la difficulté à trouver des zones stables pour l'implantation, l'accessibilité a également été un paramètre déterminant. L'un des meilleurs endroits aurait été, par exemple, le sommet du Nobilefjelett (879 m), duquel la quasi totalité

du glacier est visible. Mais son accès requiert non seulement des qualités d'alpinisme, mais aussi de bonnes conditions pour que l'arête, particulièrement exposée, soit praticable. Ces paramètres ont donc contraint strictement le choix et les sites de l'emplacement des appareils.

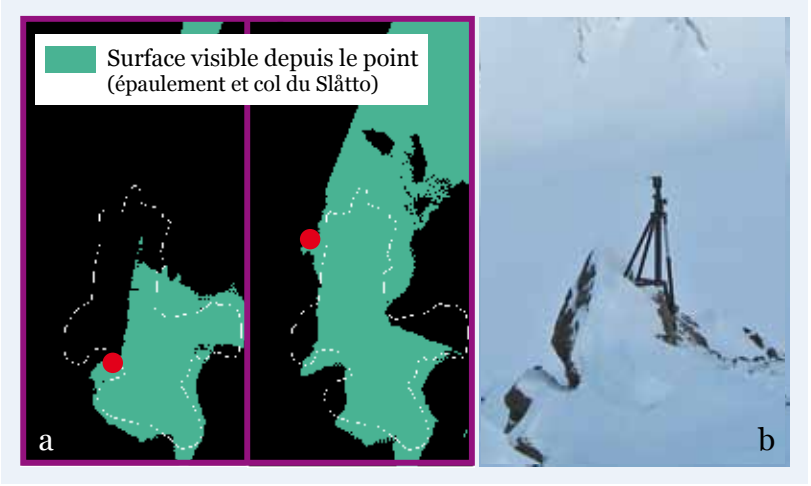


Figure 89 – Installation des stations photo automatiques. Les calculs de visibilités (effectués à 360°, d'après S. Nageleisen, 2005) ont servi d'indicateurs pour les repérages** in situ **(a). Les sites les plus appropriés théoriquement ont été confrontés aux vérifications sur le terrain. Les pieds photos ont été installés à l'extrême des possibilités, pour couvrir un maximum de surface du glacier (b).

En amont, un calcul de soumission à la vue a par ailleurs été effectué à partir d'un MNT de la presqu'île de Brøgger. Cette étape a permis de donner des indications précises sur les sites à partir desquels on obtient, *a priori*, la meilleure visibilité du bassin glaciaire (Fig. 89a). Ce résultat est un paramètre qui a été utilisé pendant les repérages sur le terrain. En effet, la sélection des lieux les plus favorables à l'installation s'est faite ensuite, en parcourant les zones théoriquement les plus propices (épaulements, crête, cols, sommets – Fig. 89b). À partir de ces facteurs, un compromis a été trouvé pour implanter les stations : quatre sites ont été retenus, à partir desquels six vues permettent une bonne couverture du glacier.

1.3.3. Le réseau de surveillance actuel du bassin de l'Austre Lovénbreen

Pour surveiller les presque 11 km² du bassin, 13 stations sont installées dont certaines sont mobiles. Ces dernières ont l'avantage d'être rapidement déplaçables, pour surveiller certains processus en fonction de leur occurrence, du lieu et de la saison.

Le réseau d'observation plus particulièrement dédié au suivi des dynamiques glaciologiques est composé de six stations fixes (Fig. 90). Une septième station concerne plus spécifiquement la surveillance du lac supra glaciaire du cirque du Grønlietoppen (Chap. II). L'arête qui ferme ce cirque (522 m) dispose d'une station, orientée à l'ouest, qui couvre la partie haute et centrale du glacier (station n° 6). À l'opposé, le site dit de l'Épaulement (483 m) dispose de 2 stations qui permettent d'avoir une vue sur le centre et cirque du Grønlietoppen et une vue sur le centre et le haut de la langue (stations n° 3 et 4). Le col du Slattofjellet (517 m) est le troisième site sur lequel deux autres stations (n° 1 et 2) sont implantées. Elles permettent l'observation de la partie amont et centrale du glacier (orientation sud-est) ainsi que l'intégralité de la langue (orientation nord-est).

Enfin, le site de l'Aïda (137 m, situé à l'exutoire de la rivière sous-glaciaire) dispose de deux autres stations dont l'une orientée sud-ouest permet une couverture de la langue et du front du glacier (station n° 5). La seconde station couvre la

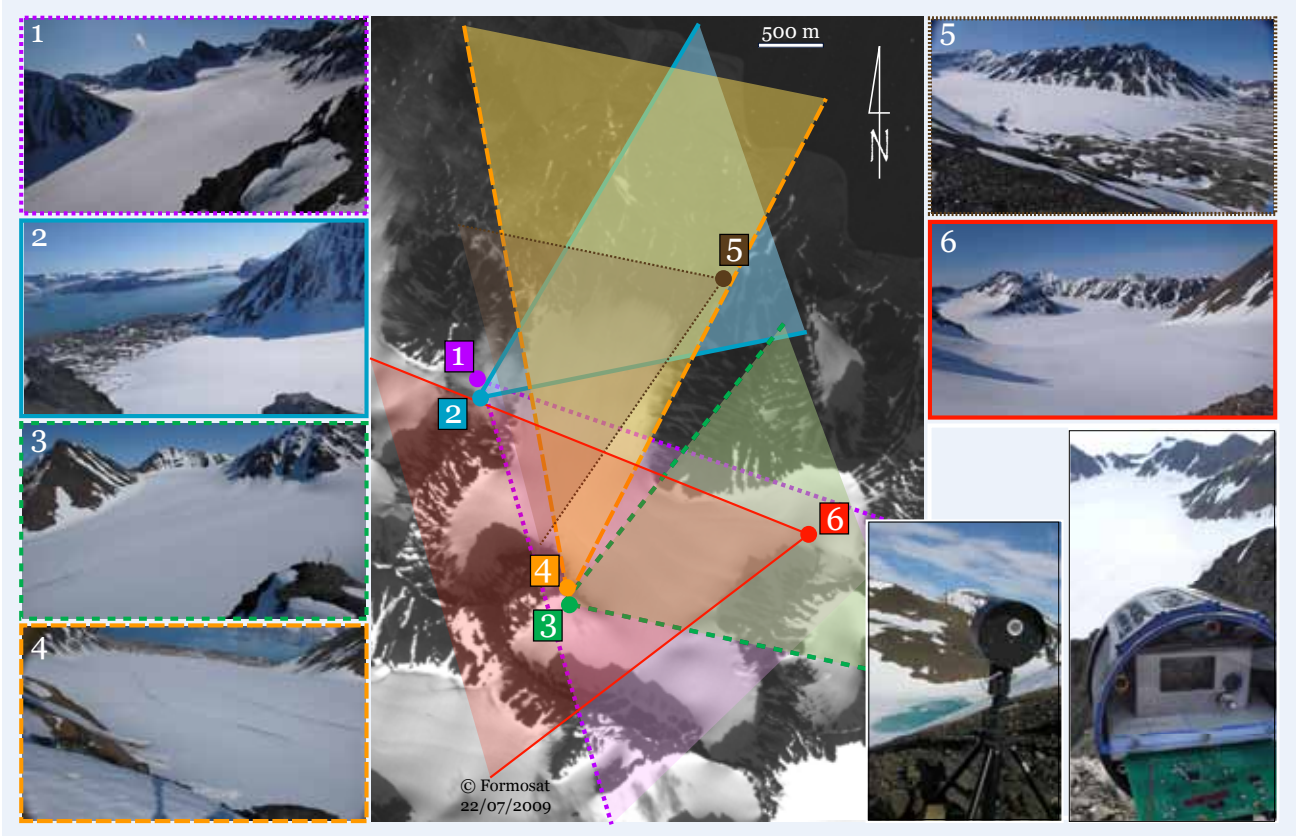


Figure 90 – De par sa disposition, le réseau des stations photo automatiques qui surveillent le bassin de l'Austre Lovénbreen couvre un maximum de la superficie du bassin versant (Adapté de Bernard et al., soumis).

moraine et n'est donc pas prise en compte pour le glacier lui-même.

Deux autres sites permanents sont installés dans la moraine mais ne sont pas utilisés pour étudier la couverture neigeuse. L'un permet de suivre la Goule en amont de la station hydrologique et l'autre la confluence des émissaires à l'entrée de l'arc morainique.

Enfin les trois stations mobiles sont déplacées en fonction des phénomènes ponctuels à observer (marges glacées, sources, phénomènes de crue, observation du réseau hydrologique). La figure 90 présente une vision du réseau d'observation en tenant compte de la couverture réelle des stations-photo selon l'angle de vue de l'objectif des appareils. Pour plus de clarté, seules les stations couvrant le bassin glaciaire sont représentées.

1.3.4. Les principes de la station photo automatique de troisième génération

Il y a loin de l'idée à la réalisation ! Il a fallu plusieurs années (depuis 2004) à l'équipe du programme Hydro-Sensor-FlOWS, pour parvenir à une solution satisfaisante en ce qui concerne les stations photo automatiques. Depuis la création complète d'un système de prise de vue automatisé à la solution mise en place actuellement, il y a eu trois générations de stations (Fig. 91) dont nous ne présenterons ici que la dernière, celle actuellement en place.

Figure 91 – Les trois générations de station photo. Le chemin est long du laboratoire à l'utilisation efficace sur le terrain (photos dans l'ordre : M. Griselin et M. Moreau)

Au-delà du point de vue technique, la grosse difficulté concerne l'autonomie de la station photo. Celle-ci doit être d'au moins sept mois, et pouvoir fonctionner dans des conditions souvent très sévères (basses températures, blizzard, vent, nuit polaire). Cela explique que le boitier externe soit presque aussi important que l'appareil photo en lui-même. C'est ainsi une longue collaboration entre les ingénieurs du FEMTO-ST et les géographes de ThéMA qui a permis la mise au point de ce système.

- **Présentation du système actuel (Fig. 92)**

Les appareils utilisés actuellement pour les stations photos ont comme base un boitier compact du commerce[3] Leica D-Lux4 (ou son équivalent Panasonic Lumix LX3). Le choix s'est porté sur cet appareil pour :
– son ergonomie ;
– l'excellente qualité de l'optique ;
– la bonne résolution de son capteur à 10 Mp (le maximum au moment du choix) ;
– le stockage sur carte *secure digital* (SD).

L'autonomie et la gestion d'énergie d'un système embarqué sont un problème majeur. Pour faire face au courant de fuite qui amoindrit significativement son autonomie, l'appareil ne doit être alimenté que lorsqu'il est en fonctionnement pour pouvoir être opérationnel pendant une année. Parallèlement, son horloge temps-réel doit fonctionner en permanence pour garantir l'entête EXIF de chaque cliché. La date est en effet une donnée prépondérante pour le traitement des données et leur interprétation. La solution apportée consiste à différencier les alimentations. D'une part, les batteries alimentent l'ensemble du système, de l'autre, des panneaux solaires associés à un accumulateur interne permettent à l'horloge de conserver son heure. La mise en marche de l'appareil est donc contrôlée par un interrupteur analogique simulant la manipulation par un opérateur humain.

3 La question d'utiliser des boitiers reflex, qualitativement supérieurs à des boitiers « compacts », s'est posée en son temps mais plusieurs problèmes techniques ont été dissuasifs. Le stockage des données (spécifique aux reflex) constitue un obstacle de taille car il est difficile à déporter sur une carte-mère. De plus la mécanique des reflex est beaucoup plus fragile : elle est sensible au froid (blocage intempestif du rideau ou du miroir) et à l'humidité (condensation puis regel sur les parties mécaniques qui bloque le fonctionnement). Ainsi opter pour la simplicité et la robustesse diminue le risque de pannes et de dysfonctionnements tout en garantissant une très bonne qualité d'images.

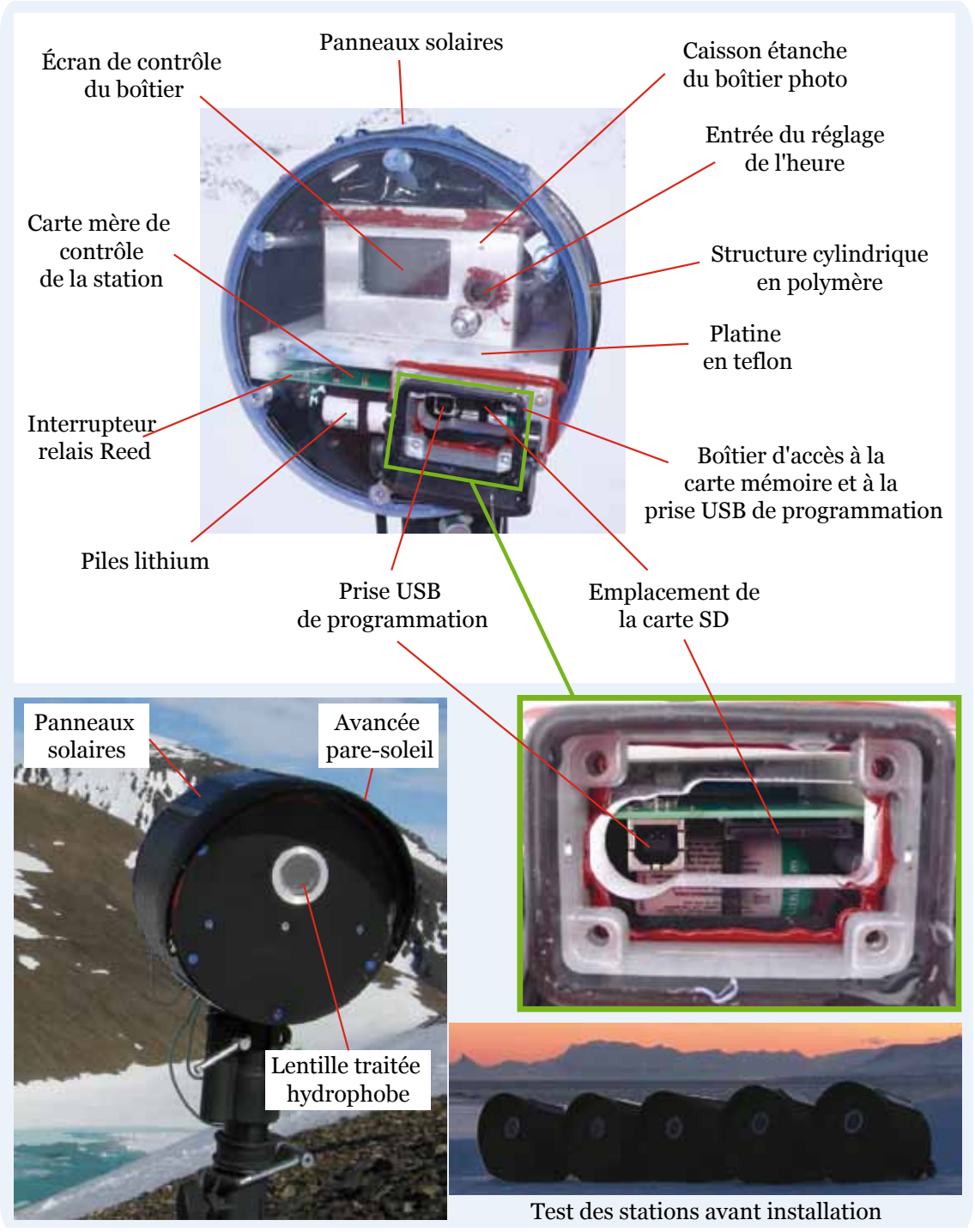


Figure 92 – La station photo automatique de 3e génération. Ce système, complexe dans sa conception, est adapté aux conditions difficiles de l'Arctique et dispose d'une autonomie qui lui permet un fonctionnement sans intervention humaine pendant la majorité de l'année.

L'ensemble des séquences (configuration de l'heure réelle à l'allumage de l'appareil, mise en route de l'appareil, réglage autofocus, déclenchement de la photo et extinction de l'appareil) est contrôlé par un microprocesseur *Texas Instruments* MSP 430. L'horloge temps réel est définie par logiciel : chaque seconde, le microprocesseur gère l'horloge en la comparant avec l'alarme de prise de vue préréglée par l'utilisateur.

Concernant les réglages purement photographiques, les appareils sont paramétrés sur la priorité à l'ouverture (règlé sur l'infini), la vitesse d'obturation étant automatiquement calculée en fonction de l'ouverture du diaphragme. Ce mode se justifie, puisqu'il peut faire face à toutes les conditions d'éclairage, très inégales et variées entre la nuit polaire et le soleil de minuit. C'est donc la combinaison *a priori* la mieux adaptée dans notre cas.

Enfin, les appareils sont programmés pour enregistrer une image à 8, 12 et 16 heures UTC. Ces réglages assurent en théorie l'obtention d'au moins une image par jour en cas de dysfonctionnement ponctuel. De plus, ces intervalles de temps permettent d'avoir à disposition plusieurs types d'éclairages sur une même journée (matin, midi et après-midi).

Figure 93 – Les caractéristiques de calibration de l'appareil photo utilisé.

• Le complément idéal aux images satellites

Comme cela a été mentionné en début de partie, le but d'une telle manipulation est de compléter efficacement les images satellites. Le calcul de la taille du pixel a été réalisé à partir d'un certain nombre d'hypothèses concernant la qualité optique (pas de diffraction), les conditions atmosphériques (pas de diffusion) et sans tenir compte du floutage dû aux algorithmes de compression JPEG.

L'appareil photo Leica couvre un angle de vue de 65° sur 4 224 pixels, soit une couverture angulaire de 2,7 × 10^{-4} rad/pixel. Ces caractéristiques correspondent à une focale de 28 mm équivalent 35 mm (Fig. 93) selon la notice du constructeur.

Nous avons réalisés des tests sur la qualité optique et l'utilisation des images tangentielles qui concluent que la comparaison entre les photos *in situ* et les images satellites était donc pertinente : la résolution spatiale des photos est au moins aussi bonne que celle des images satellites (Bernard *et al.*, 2011).

1.3.5. Maintenance, recueil des données et fonctionnement en milieu arctique

• Un système prévu pour le terrain

La maintenance des stations est effectuée deux fois par an, en avril et en septembre. Ayant deux circuits d'alimentation (batteries et panneaux solaires), les stations photos nécessitent une double intervention. Il faut d'abord changer les batteries qui alimentent le système global.

Un point capital concerne l'horloge de l'appareil qui dépend des panneaux solaires. Elle doit être réglée chaque printemps à cause de la nuit polaire qui entraîne la perte de l'horloge. Ce problème est l'une des faiblesses du système puisque l'heure est capitale pour la datation des images. Les opérations de réglages (dont l'heure) s'effectuent directement sur le boîtier de l'appareil photo pour lequel un accès spécifique a été prévu. Il est également possible de changer les réglages de prises de vue le cas échéant.

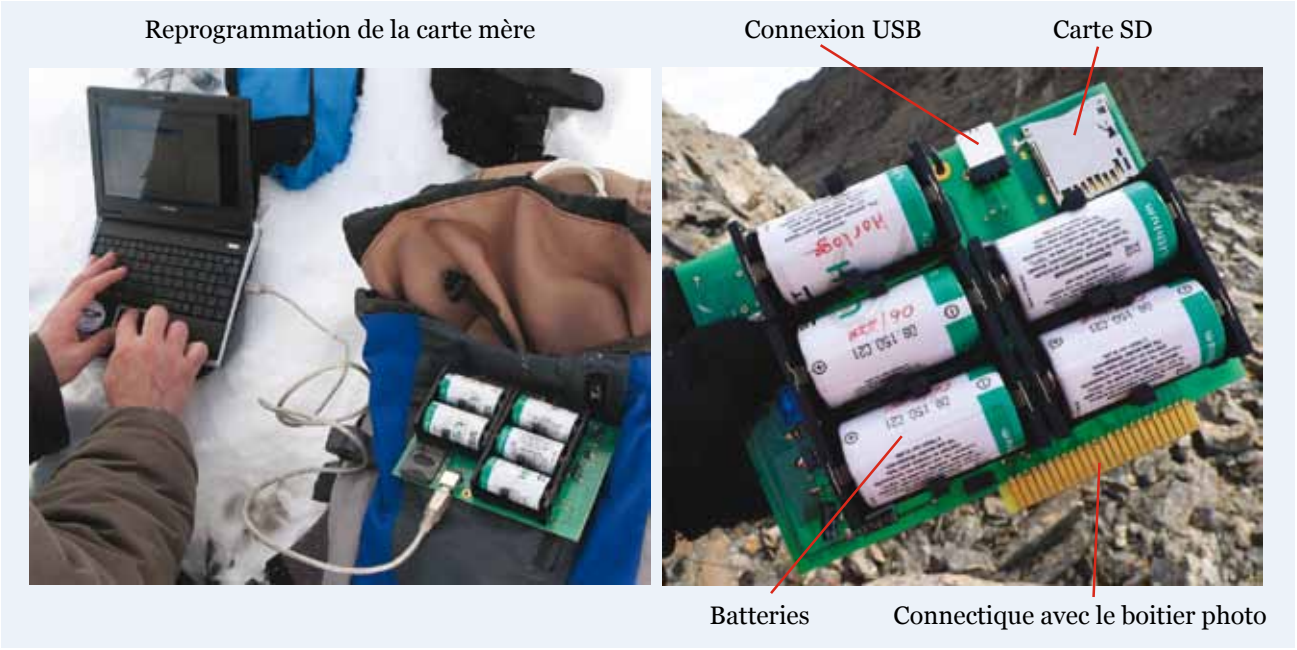


Figure 94 – La maintenance des stations photo nécessite une intervention sur le terrain. Tout est vérifié et les batteries changées avant la reprogrammation du système (Photo au site du col du Slatto, automne 2010).

La réinitialisation des appareils requiert également une reprogrammation du microprocesseur (qui détermine le nombre et l'heure des clichés). Cette phase nécessite de connecter à la station photo un ordinateur à partir duquel le logiciel PAC (*Photo Auto Capture*) spécifiquement développé pour le paramétrage et la maintenance des stations photo, peut être utilisé (Fig. 94). L'intervention, effectuée directement sur l'appareil, permet d'avoir un contrôle logiciel et physique du fonctionnement de la station.

Concernant les données obtenues, certaines manquent à cause du comportement parfois capricieux de l'électronique dans les hautes latitudes (Cf. point suivant). Le nombre de photos utilisables est aussi limité par la nuit polaire et les conditions climatiques. On est dans le même cas de figure que les images satellites dans le spectre du visible. Toutefois, les stations sont situées en basses altitudes (toutes en dessous de 550 m). Leur plage de fonctionnement est donc nettement supérieure à celle des satellites, puisqu'elles se retrouvent régulièrement sous le plafond nuageux.

- **Climat polaire et électronique : casse et autres défaillances**

Par définition, l'électronique et les conditions climatiques rencontrées en Arctique ne sont *a priori* pas compatibles. Plusieurs problèmes surviennent et empêchent un fonctionnement idéal. La condensation sur les circuits imprimés est un problème pour lequel peu de solutions existent. Bien que les appareils soient dans des boitiers sous CO2, de la condensation est parfois observée entre le saphir et la lentille. Cela pose problème sur certains clichés, inutilisables de fait. L'écran transparent du grand boitier principal et l'écran de contrôle de l'appareil sont eux aussi susceptibles d'être embués. Dans ces cas de figure, il n'y a en revanche aucune conséquence sur les prises de vue.

La décharge électrostatique, provenant de la friction de la neige sur les boitiers par vent fort, explique aussi certains dysfonctionnements électroniques observés (Pomeroy & Jones, 1996 ; Schmidt *et al.*, 1999).

D'autres problèmes liés au vent peuvent survenir. Il est parfois la cause d'un givre très épais qui recouvre toute la structure de la station (pied et boîtier) : la lentille est ainsi complètement occultée et les prises de vue impossibles. La pluie verglaçante a des effets similaires. Une gangue de glace plus ou moins épaisse se forme et recouvre l'intégralité du boîtier de façon très tenace (Fig. 95). Là aussi, il est impossible d'obtenir des photos utilisables. Ces deux phénomènes sont courants au Svalbard, et les stations photographiques sont encore plus exposées compte tenu de leur emplacement (crêtes, cols). On soulignera à ce propos que le traitement hydrophobe du saphir est important, puisqu'il facilite la désobstruction de la lentille. Toutefois, sans intervention humaine, la glace ou le givre peuvent compromettre plusieurs jours de clichés.

Figure 95 – Le climat extrême a parfois des conséquences importantes et inattendues sur les stations photos. Du dos arraché au saphir enfoncé (a et b), de la gangue de glace à la station remplie d'eau (c et d), nombreux sont les aléas qui peuvent perturber le bon fonctionnement des appareils photo.

Enfin, pour illustrer la violence du climat, on pourra évoquer la casse d'un saphir, retrouvé au printemps 2011 complètement enfoncé dans le boitier, lui-même rempli de neige ; à déplorer aussi la casse d'un câble USB par le vent au moment du déchargement de station de génération précédente.

1.3.6. Et pourtant, elles tournent !

Malgré l'environnement hostile et les problèmes de fonctionnement qu'il a fallu résoudre, le réseau de stations photo automatiques procure de bons résultats. Dans sa phase de développement, certains des appareils pouvaient être comparés à la station météorologique de l'île de Jan Mayen sur laquelle on pouvait lire : « la théorie c'est quand rien ne fonctionne mais que tout le monde sait pourquoi ; la pratique c'est quand tout fonctionne mais que personne ne sait pourquoi… ici, rien ne fonctionne et personne ne sait pourquoi ! ». Fort heureusement, ce stade est aujourd'hui dépassé même si les stations doivent être soigneusement vérifiées à chaque mantenance pour éviter de tels soucis.

Le système tel qu'il est utilisé pour ce travail mobilise donc les six stations photos qui surveillent annuellement le glacier. Théoriquement, il est ainsi possible de fonder les observations sur 6 570 images par an (soit 1 095 images par station photo). En pratique, à cause des dysfonctionnements évoqués plus haut, on a obtenu pour trois années de fonctionnement 13 415 sur 19 710 photos attendues. Malgré ces résultats perfectibles, le ratio de 68 % reste supérieur à celui d'un radar routier (établis à 42 %) ! Il garantit aussi et surtout une bonne couverture temporelle des phénomènes avec très peu de lacunes dans les chroniques (Fig. 96). On a donc peu de journées complètement manquantes. Ce résultat garantit ainsi une excellente couverture temporelle et donc une observation fine des phénomènes. On notera enfin que pendant la nuit polaire (qui court de novembre à janvier à cette latitude), les stations sont opérantes mais les clichés sont noirs. Il avait été envisagé initialement une possible utilisation grâce à la lune ou à la clarté de la nuit polaire : le résultat s'est révélé négatif.

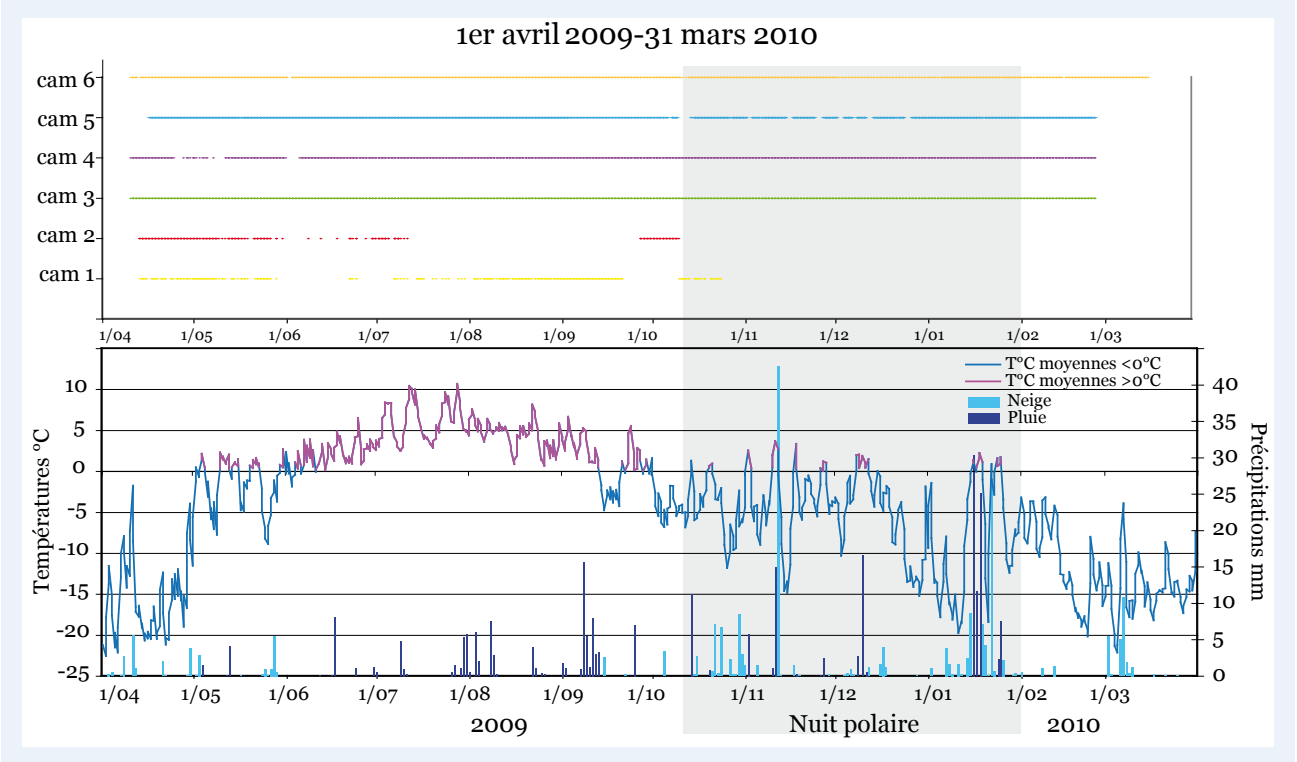


Figure 96 – Fonctionnement des stations-photos. Chaque point représente une photo prise. On constate la majorité des dysfonctionnements dans la zone autour de 0°C et avec un climat humide. Les stations les plus hautes (1 et 2, col du Slatto) sont les plus exposées et les moins performantes sans doutes parce que les moins souvent visitées.

2. MESURES NIVOLOGIQUES ET CAMPAGNES D'ÉCHANTILLONNAGE DE TERRAIN

L'observation de la neige n'est pas une nouveauté. En revanche son approche *in situ* à une échelle extrêmement fine est plus inédite. Nous avons donc adapté à notre problématique les protocoles de mesures existants. Afin de « mesurer » la neige, plusieurs méthodes sont utilisées. Dans le cadre du programme HSF, le

choix a été fait d'utiliser un carottier PICO (*Polar Ice Coring Office*). La partie qui suit permettra de présenter le protocole de la manipulation sur le terrain, qui a été adaptée aux besoins et aux contraintes.

2.1. Les mesures nivologiques

Les observations nivologiques sont assez peu nombreuses sur la presqu'île de Brøgger. Elles relèvent par ailleurs plus souvent de la chimie que de l'hydrologie (Schuler *et al.*, 2005), ou bien sont menées sur les zones non englacées (Mognard & Josberger, 2002 ; Mognard, 2004). On n'oubliera pas cependant, de mentionner les travaux d'Henri Geoffray qui avait établi un protocole de mesures nivologiques dès 1966. La hauteur de neige avait été mesurée en juin de cette même année en 130 points localisés dans la zone d'ablation et répartis en trois profils transversaux et un profil longitudinal (Geoffray, 1968). De plus, la densité avait été étudiée en fonction de 20 points de mesure également repartis sur la zone d'ablation. Les travaux d'Henri Geoffray sur l'Austre Lovén seront pour nous une référence, bien que les outils aient évolué depuis les années 70.

Figure 97 – Le carottier PICO prêt à l'utilisation et testé dans une congère à la base Corbel. Les résultats ont incité à utiliser la méthode de la pesée intégrale étant donné la difficulté à obtenir systématiquement un cylindre de neige (photo : M. Griselin, avril 2008).

2.1.1. Le carottier PICO (*Polar Ice Coring Office*) et son utilisation

Les échantillonnages et les mesures nivologiques ont été réalisés avec le carottier PICO (Fig. 97). Cet outil développé par l'université du Nebraska est utilisé dans le monde entier. Il a l'avantage d'être facilement adaptable aux conditions du moment et de la saison pendant laquelle on l'utilise. En l'aménageant, il est possible de trouver la meilleure configuration en fonction de l'utilisation (transport en skidoo, en sac à dos...). Il est par exemple possible de diminuer significativement le poids et le nombre de pièces pour les déplacements à pied ou à skis, tout en garantissant un fonctionnement optimal.

Certains chercheurs (LGGE) préconisent l'utilisation d'un mètre ruban pour mesurer en plusieurs points la circonférence de la carotte de neige extraite. Cette méthode assure d'avoir le volume le plus juste du cylindre de neige. Or pour l'appliquer, il faut avoir à disposition des carottes avec une excellente cohésion pour qu'elle soit utilisable. Les caractéristiques nivologiques rencontrées au Svalbard ne permettent que rarement et ponctuellement d'obtenir ces cylindres. Que ce soit au printemps (avec de la neige très froide et sèche dont la cohésion de feutrage est toute relative) ou en été (avec de la neige saturée en eau qui a dépassé le stade de la cohésion capillaire). Il n'est pas rare sur un sondage d'obtenir des

carottes très irrégulières, mêlant tronçons de neige compactes et tronçons de neige sans aucune cohésion.

Pour résoudre ce problème la solution consiste donc à peser l'ensemble de ce qui est extrait du carottage. Plusieurs essais ont été menés dans les congères proches de la base Corbel. Cette démarche a permis de faire des carottages en étant sûr d'avoir l'intégralité de la colonne de neige (de la surface au sol). Après plusieurs tests effectués, le choix a été fait d'utiliser le diamètre extérieur du carottier sans l'hélice comme référence de surface. On travaille donc avec une surface basale de 63,6 cm² à partir de laquelle la densité et l'équivalent en eau seront calculés. Pour chaque carottage, on obtient une hauteur de neige (profondeur du trou foré) et une masse (pesée), dont on déduit la densité du manteau et son équivalent en eau[4].

2.1.2. Les campagnes de terrain : des mesures *in situ* fondées sur un réseau d'échantillonnage représentatif

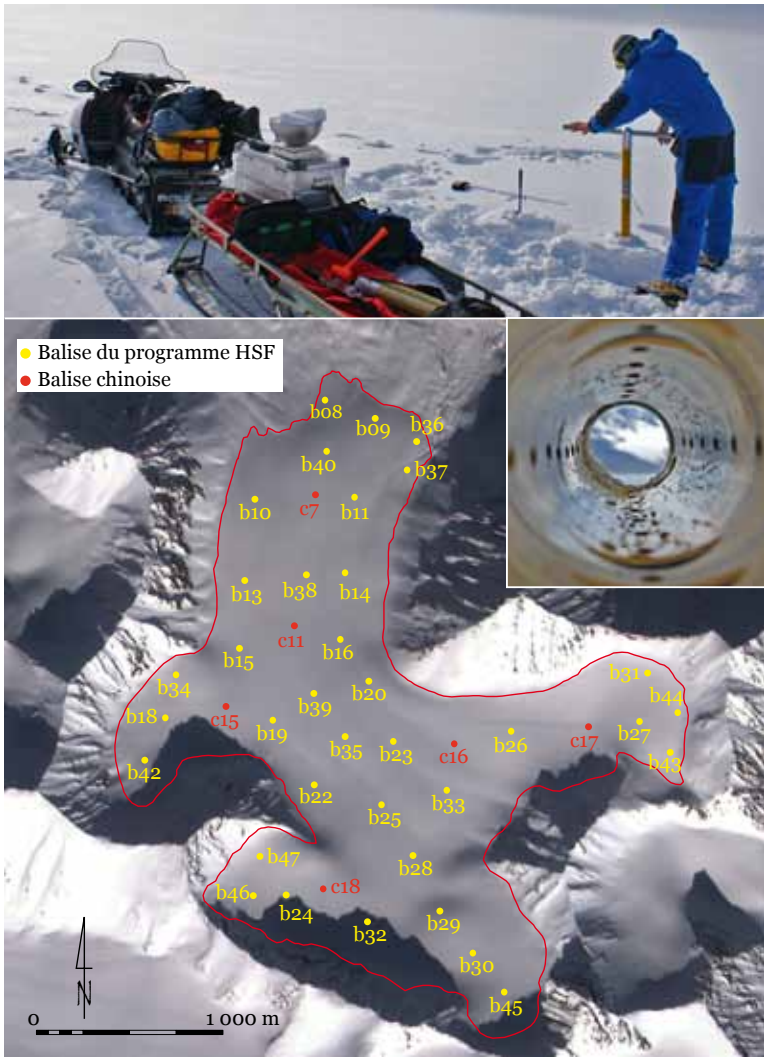


Figure 98 – Le réseau de balises est réparti sur toute la surface du glacier. Ces 42 points d'échantillonnages sont géoréférencés et peuvent donc être retrouvés même en cas de disparition de la balise. Le réseau de 36 balises installé pour le programme HSF est complété par 6 balises chinoises.

Les trois années de cette thèse ont fait l'objet de campagnes de carottages à différentes périodes de mesure à cause des contraintes de calendrier. Chaque année, le manteau neigeux a été mesuré avant le début de la période de fonte (fin avril), ce qui ne correspond pas forcément avec le maximum. Cela assure l'absence d'eau dans le manteau.

Les carottages de neige sont effectués en plusieurs points du glacier, qui correspondent également, pour la plupart, aux balises à glace. Le réseau est ainsi constitué de 42 points d'échantillonnages (Fig. 98) qui se répartissent de la façon la plus homogène sur toute la surface du glacier. Aux 36 balises implantées dans le cadre du programme HSF (jaunes), nous avons ajouté 6 balises faisant partie d'un programme chinois (rouges). Elles complètent parfaitement le réseau de prélèvements initial, pour une couverture spatiale optimale. Pour chacun de ces points, une carotte de neige de l'épaisseur du manteau neigeux est prélevée plusieurs fois pendant la saison de fonte.

4 La masse (g) est divisée par la surface de base du carottier (63,6cm²) et donne des weq (cm). La densité est donnée par : masse (g)/S (cm²)/H (cm)

Les conditions dans lesquelles sont effectués les échantillonnages peuvent différer significativement. En début de saison, le froid intense ne permet pas d'effectuer les pesées sur le terrain pour cause d'hyper sensibilité au froid des balances de précision. Les carottes de neige sont donc vidées dans des gaines en plastique, qui sont numérotées et ramenées à la base pour y être pesées et échantillonnées (Fig. 99).

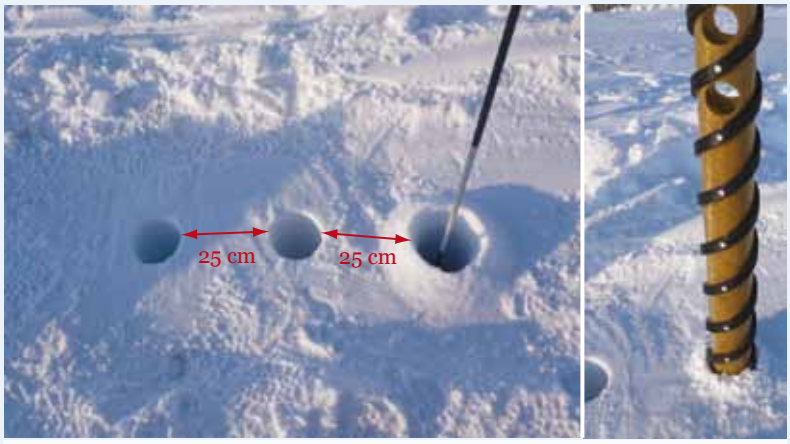
Plus tard en saison, par conditions météorologiques plus clémentes, l'ensemble de ces manipulations est intégralement effectué sur le terrain. Lorsque cette démarche est réalisable, elle apparaît plus adaptée pour diminuer d'éventuelles erreurs. Elle est de surcroît significativement moins chronophage et permet d'effectuer une campagne avec le délai le plus court (et avoir un instantané du manteau). Aussi, afin de diminuer la durée d'une campagne, le matériel est-il adapté aux conditions d'utilisation. Concernant la pesée des échantillons, une balance de précision est requise. En s'adaptant, il est possible de s'en servir efficacement sur le terrain : pour que la mesure soit la plus juste, un morceau de polystyrène, calé dans la neige, permet d'avoir un plan de travail horizontal quelle que soit la zone de l'échantillonnage. Chaque prélèvement est vidé dans un grand saladier dont la masse est vérifiée systématiquement à chaque pesée.

Pour chaque carottage, les hauteurs de neige sont mesurées par sonde à avalanche (dans et à côté du trou foré) et comparées entre elles. Ces mesures sont validées à un ou deux centimètres près.

Le protocole de la mesure systématique dans un rayon de 4-5 m autour du trou de carottage permet d'éviter un échantillonnage fortuit dans une bédière ou une crevasse. C'est arrivé au printemps 2009 avec un carottage à 6 m de profondeur, alors que le manteau était évalué dans cette même zone à 3 m environ. Ces vérifications ont permis de refaire un carottage, ailleurs que dans une crevasse cette fois…

Enfin, la mesure rigoureuse et précise de la profondeur permet de tenir compte de la glace de surimposition et du névé des années précédentes. En zone d'ablation, la carotte est validée dès que l'on remonte la lentille de glace ; en zone d'accumulation, pour éviter de remonter le névé de l'année précédente, il faut forer prudemment, en tenant compte de la hauteur de neige mesurée à la balise, dont soustrait la valeur de l'automne précédent, ce qui donne la profondeur maximale à carotter. Cette remarque pose la question de la marge d'erreur.

Figure 99 – Les contraintes hivernales, de température et de vent, nécessitent d'emmener les échantillons à la base pour les peser et effectuer les prélèvements. Les carottes sont alors vidées dans des gaines en plastique numérotées. Plus tard en saison, toutes les manipulation ont lieu sur le terrain, dont la pesée qui a été adaptée (Photos bas : M. Griselin, avril 2008 et Ch. Marlin, printemps 2009).



	Prof. drill (cm)	Echantillons	Pesée 1 (en g)	Pesée 2 (en g)	Ecart P1-P2 (en g)	Poids total	Ecart à la moyenne
drill 1	101	1	1320	1320	0		
		2	1165	1160	5	2425,5	-21,17
drill 2	102	1	1470	1475	-5		
		2	1135	1140	-5	2553	106,33
drill 3	106	1	1380	1370	10		
		2	1045	1050	-5	2361,5	-85,17
						2446,67	

soit +/- 5 % d'erreur

Figure 100 – Le test effectué devant la base a permis de déterminer une marge d'erreur dans les carottages mais également de trouver une routine dans la répétitivité de l'opération. Il s'avère que la meilleure solution consiste à systématiser les tâches un opérateur, et lui seul, se consacre au carottage tandis que l'autre, et lui seul, s'occupe de la pesée.

2.1.3. Précision de la mesure et marge d'erreur

L'utilisation du carottier nous a parfois semblée aléatoire, surtout lorsque plusieurs opérateurs se succèdent pour effectuer les campagnes de carottages. C'est pourquoi il semblait pertinent de vérifier la marge d'erreur de la mesure par rapport au prélèvement de la neige. Nous avons donc profité de l'imposante congère devant la base Corbel pour effectuer ce test. Après avoir dégagé une surface la plus plane et lisse possible, connaissant la structure du sol à cet endroit (toundra plane), trois trous ont été effectués par le même opérateur (Fig. 100).

Les trois carottages ont été effectués le plus près possible les uns des autres. Chaque échantillonnage était composé de deux prélèvements par trou. Les résultats de ce test montrent que les mesures, compte tenu de l'environnement, sont relativement précises, puisque sur trois drills, on a obtenu 5 % d'erreur. Ce chiffre est toutefois à nuancer : la cohésion de la neige joue pour beaucoup dans la qualité du carottage. Dans le cas d'une neige très pulvérulente, l'erreur est significativement plus élevée, sans toutefois avoir été quantifiée. Quoi qu'il en soit, on serait tenté de dire que c'est en carottant qu'on devient carotteur !

2.1.4. Les profils stratigraphiques : un complément à la connaissance du manteau neigeux et de ses dynamiques

L'objectif de ce type de mesures était, à l'origine, de connaître la neige d'un point de vue qualitatif, pour déterminer une signature du manteau neigeux et son évolution. Cette manipulation a été complétée par des échantillonnages pour mesurer la densité stratigraphique du manteau neigeux.

En tout, 8 points de mesure ont été sélectionnés (Fig. 101), afin de sonder les zones les plus caractéristiques du glacier. Les quatre cirques ainsi que quatre autres points sur l'axe d'écoulement font partie de ce réseau de mesures. Ils sont représentatifs du glacier en fonction de son hypsométrie, donnant une indication de l'évolution altitudinale et zonale du manteau neigeux. Nous l'avons évoqué,

chaque cirque réagit de façon différente : il paraissait donc intéressant de pouvoir les comparer entre eux d'un point de vue nivologique. S'agissant du profil axial, il était pertinent de connaître les dynamiques du manteau en fonction de l'altitude : ces mesures donnent des informations essentielles à la compréhension des dynamiques nivales en période de fonte.

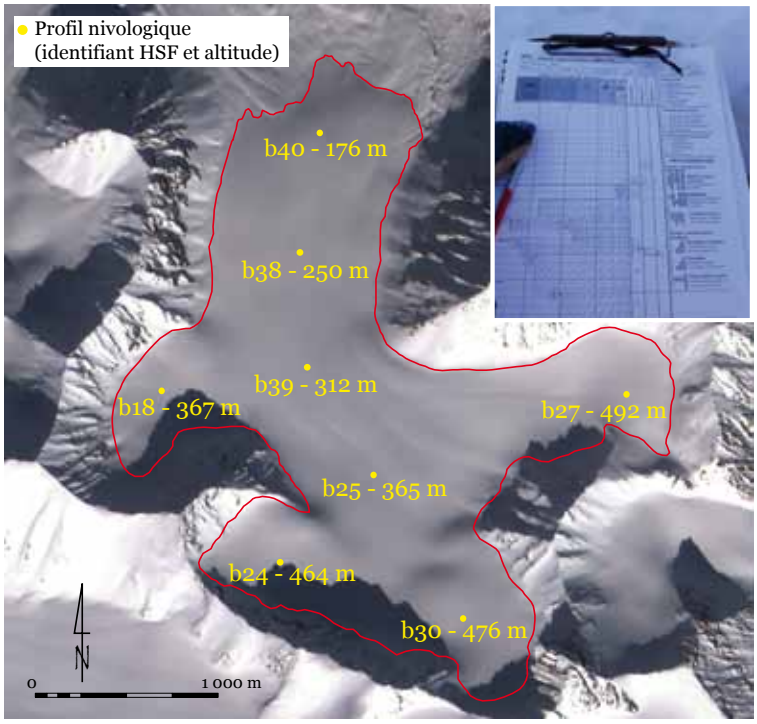


Figure 101 – Les profils nivologiques sont répartis de façon à avoir une bonne couverture hypsométrique du glacier.

Pour chaque profil, un trou est creusé jusqu'à l'interface neige/glacier (Brun & Rey, 1987). Une première phase concerne l'analyse purement typologique du manteau, dont on obtient une signature, qu'il est possible de comparer à d'autres profils de manteaux. Le résultat est une coupe qui renseigne sur l'épaisseur des différentes strates, leur nature (neige transformée, glace...) et leur nombre. On y ajoute la courbe de température au sein du manteau dont la mesure est répétée tous les 10 cm dans le premier mètre puis tous les 20 cm (Brun & Pahaut, 1991). La figure 102 présente la réalisation du profil nivologique permettant de dresser le portrait du manteau neigeux.

Pour quantifier plus précisément la densité du manteau neigeux à différentes profondeurs, on réalise cinq prélèvements de neige dans des flacons sur la hauteur du manteau avec

Figure 102 – La réalisation du profil nivologique permet de dresser un portrait du manteau neigeux et d'associer des mesures quantitatives comme la température et la densité. Pour chaque point d'échantillonnage, un puits à neige est ainsi creusé jusqu'à l'interface glace-neige (photos des différentes campagnes d'avril 2008 - M. Griselin-, 2009 et 2010).

une distance équivalente entre les points. Les échantillons sont ensuite ramenés à la base, où les flacons sont pesés.

On obtient donc la densité du manteau neigeux en 5 points. En répétant cette démarche pendant la saison de fonte, on connaît ainsi l'évolution du manteau. Cette mesure apporte la précision que l'estimation manuelle ne permet pas.

Pour la saison 2009, la conductivité électrique a été mesurée sur les échantillons de neige qui ont ensuite été analysés à Orsay sur le plan isotopiques (Delangle, 2012).

2.2. Les mesures glaciologiques

Dans le cadre du programme Hydro-Sensor-FlOWS, le suivi glaciologique a été envisagé comme l'une des entrées de l'équation hydrologique. La question du nombre de balises et de leur disposition s'est donc très tôt posée. Dans le cas de petits glaciers de type alpin (< 15 km²), il est généralement admis que les balises doivent être implantées dans une configuration qui permette d'obtenir une distribution spatiale homogène sur toute la surface du glacier (Østrem et Brugman, 1991). L'installation, le nombre et la disposition des balises a été abordée en ce sens, en tenant compte, en plus, des recommandations toujours valables de L. Lliboutry (1965) prônant une bonne connaissance du glacier pour l'installation d'un réseau représentatif de points de mesure.

2.2.1. Du suivi hydrologique au suivi glaciologique

Comme cela a été dit dans le chapitre précédent, l'approche glaciologique complète parfaitement, dans notre contexte, l'approche hydrologique. Cette méthode permet de mesurer le gain ou la perte du glacier en fin d'année budgétaire à l'aide de balises implantées dans le glacier.

C'est pour affiner l'équation hydrologique que les membres du programme HSF ont décidé en 2007 de mesurer avec précision le bilan glaciaire de l'Austre Lovénbreen. Les balises à glace ont été implantées en automne 2007 et complété au printemps 2008. Trois saisons de campagnes ont donc été menées : trois bilans de masse sont ainsi disponibles.

On soulignera par ailleurs que cette surveillance n'est pas nouvelle. Henri Geoffray (1966) avait déjà mis en place des mesures glaciologiques, avec 17 balises implantées au début des missions françaises. Ce réseau lui a permis à l'époque de calculer la vitesse du glacier, et son bilan de masse pour la période 1965-1975 (Chap. III).

2.2.2. Répartition des balises du réseau de mesures

Pour que le réseau soit pertinent, l'axe longitudinal du glacier doit être équipé de balises, et il est recommandé d'installer plusieurs transects à intervalle régulier, depuis la langue jusqu'à la zone de névé (Østrem & Brugman, 1991). À partir de cette base théorique, le squelette a été complété efficacement, afin d'obtenir

un réseau de 35 balises dont la couverture spatiale soit la plus fine et la plus homogène possible. L'implantation des balises répond ainsi aux exigences d'un suivi à échelle fine.

À propos de la répartition des balises, si les contraintes physiques dictent généralement la disposition du réseau (Benn & Evans, 1998), le cas de l'Austre Lovénbreen est différent. Sa morphologie peu accidentée permet d'implanter des balises à peu près dans n'importe quelle partie du glacier. La disposition des balises a donc été faite en se fondant sur la connaissance du terrain et avec le support d'images satellites (Fig. 103). Sur la langue du glacier, le profil longitudinal est triplé (trois lignes de balises parallèles dont une centrale, une en rive gauche et une en rive droite). Dans les cirques d'accumulation, la répartition est la plus homogène possible de façon à obtenir une couverture optimale et représentative. Le réseau y est renforcé car il est admis que l'accumulation est souvent sous-estimée à cause d'un sous-échantillonnage (Vincent *et al.*, 2000). Le choix de cette implantation est guidée par le terrain et les objectifs du programme, mais pas seulement. Le but est aussi de diminuer la marge d'erreur dans l'estimation du bilan de masse. Une densification du réseau de balises dans les cirques d'accumulation est par exemple recommandée pour diminuer la sous estimation de l'accumulation (Paterson, 1994).

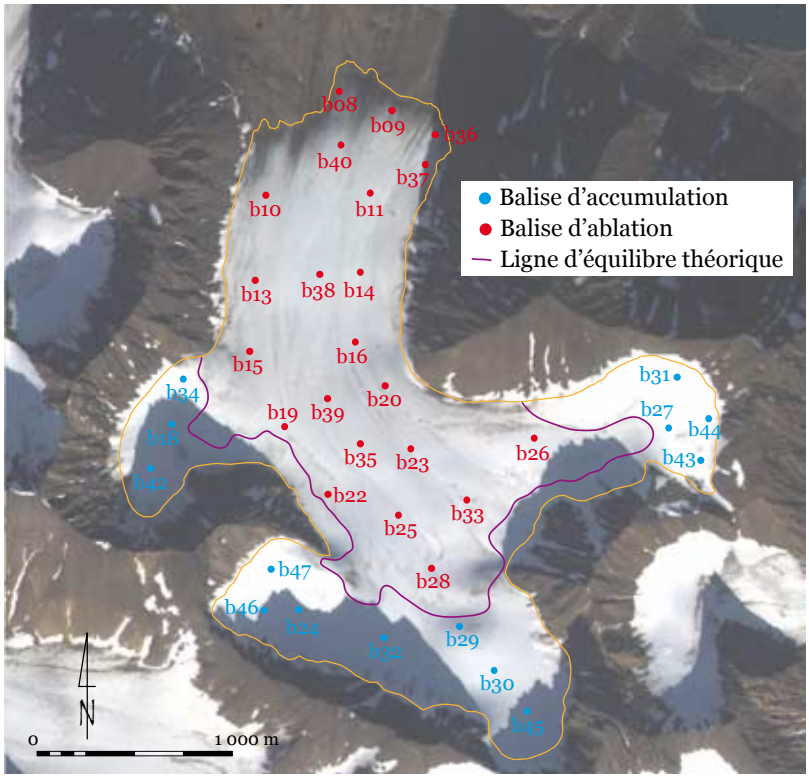


Figure 103 – La répartition des balises à glace s'articule sur une disposition le long du profil longitudinal auquel on ajoute plusieurs profils transversaux. Cette implantation est densifiée pour permettre une couverture homogène de la surface du glacier. La classification des balises (ablation ou accumulation) et la position de la ligne d'équilibre théorique sont données à titre indicatif.

2.2.3. Types de balises et implantation

Initialement, des balises plastiques, assemblées à partir de jalons plastiques de balisage routier, ont été implantées sur le glacier. Chaque balise est composée de cinq jalons de 2 m reliés par une chaînette et peints selon le code couleur international (dans l'ordre depuis la surface : noir, bleu, vert, jaune et rouge).

Malgré les risques de perte qu'on nous avait prédit, la quasi totalité des balises a été retrouvée. Toutefois, à cause de certains facteurs (inclinaison de certaines zones du glacier, vent violent, ou poids du manteau neigeux), certaines balises ont ployé,

Figure 104 – Les balises utilisées sont en plastique pour les zones d'ablation. Des balises complémentaires en zone d'accumulation ont été remplacées par des mâts en aluminium. Les campagnes d'implantation des balises se font en toute saison bien que l'automne soit une période plus propice, surtout si on bénéficie d'une aide ! (photos : M. Griselin, juillet 2007 et avril 2010).

particulièrement dans les zones hautes. En accord avec les recommandations de G. Østrem et M. Brugman (1991), qui la considère comme la meilleure solution, une réflexion collective des membres de HSF a mené à l'installation de nouvelles balises en aluminium. Le réseau de balises densifié sur lequel R. Hock et H. Jensen (1999) fondent leurs calculs, est constitué de mâts de ce type. Ils les considèrent également comme l'option la plus appropriée. Ce réseau a été par la suite densifié dans les cirques d'accumulation, là où le manque de balise est susceptible de sous-etimer l'accumulation (Duyrgerov & Meier, 1997 b ; Carturan *et al.*, 2009).

Dans les deux cas, l'implantation des balises s'est faite pendant plusieurs saisons. Le printemps, avec la possibilité de transporter le matériel en skidoo, constitue un choix logistique efficace. Toutefois, les basses températures ne permettent pas un fonctionnement optimal de la foreuse à vapeur (Fig. 104). De même que l'épaisseur du manteau neigeux pose problème pour la stabilisation et l'ancrage des balises. Bien que plus laborieux (pour cause de déplacement à pied), l'automne semble finalement la saison idéale : les écoulements sont moindres sur le glacier et le regel permet de fixer efficacement les balises. De plus l'absence de neige rend le terrain plus « lisible » pour le meilleur choix d'installation.

2.2.4. Les campagnes de mesures

Les mesures ont lieu habituellement au terme de la saison hydrologique, de la fin septembre à début octobre (Fig. 105). Les missions d'automne ont donc pour objectif, la mesure précise de la hauteur dépassant à chaque balise ainsi que leur éventuelle maintenance. C'est en effet l'occasion de ré-haubaner les balises pour l'hiver et de les redresser le cas échéant. En général, pour les zones d'accumulation, le faible mouvement ne déforme pas les balises. En revanche, certaines zones en pente influence fortement sur leur verticalité. De plus, le vent participe également à coucher le jalon dépassant dans les zones les plus exposées.

Il faut une présence suffisamment longue sur place, pour que les campagnes de mesures soient adaptées aux conditions. Certains événements violents que nous détaillerons dans la troisième partie de ce travail, nécessitent de faire plusieurs fois, au cours d'une même mission, les mesures d'accumulation/ablation.

La mesure puis le calcul de l'accumulation/ablation sont détaillés sur la figure 106 .

Pour les balises en plastique disposées en zone d'ablation, la mesure est faite en contrôlant par rapport à la mesure de l'année précédente. Cette mesure globale intègre forcément, si elle est présente, la glace de surimposition. Pour les balises des zones d'accumulation, la mesure globale est enrichie par une recherche du niveau de névé : on creuse un trou le long de la balise pour déterminer la profondeur entre le névé de l'année *n* et le névé de l'année *n*-1.

Figure 105 – Les balises sont relevées en fin d'année budgétaire. Ici en zone d'ablation au niveau du front de l'Austre Lovénbreen, la balise B9 indique la perte en glace par la distance d entre le niveau du glacier et la base de la balise rouge (balise référence pour la neige qui touche la glace à l'automne précédent), (photo prise à l'automne 2008).

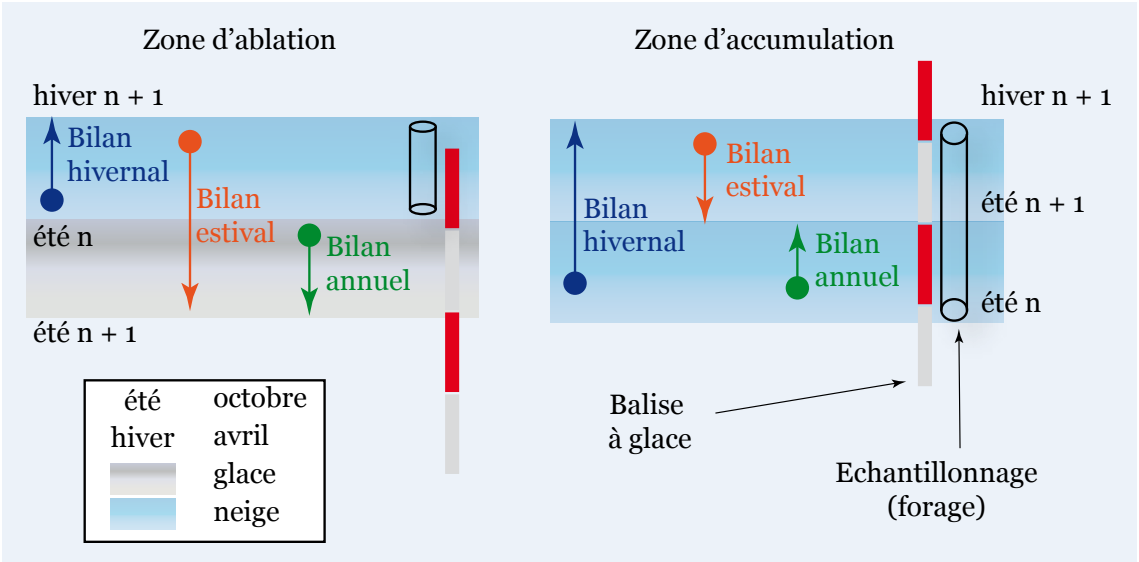


Figure 106 – L'accumulation et l'ablation sont mesurées à chaque fin de saison budgétaire, au niveau de chaque balise. Le calcul se fait en fonction de l'année précédente, et le protocole général est synthétisé sur ce schéma adapté de Reynaud* et al. *(1986).

Conclusion

Ce chapitre a permis de présenter la surveillance générale dont bénéficie l'Austre Lovénbreen. Le point important concerne la densité des mesures qui permet, dans une approche géographique, d'établir une spatialisation extrêmement précise des données. De plus, la mixité des données permet d'envisager l'espace dans plusieurs dimensions. Les températures ainsi que les photographies permettent de cerner l'espace dans le plan, alors que les échantillonnages et les mesures de la neige et de la glace apportent la troisième dimension. Enfin, la répétition des mesures donne une quatrième dimension qui est le temps.

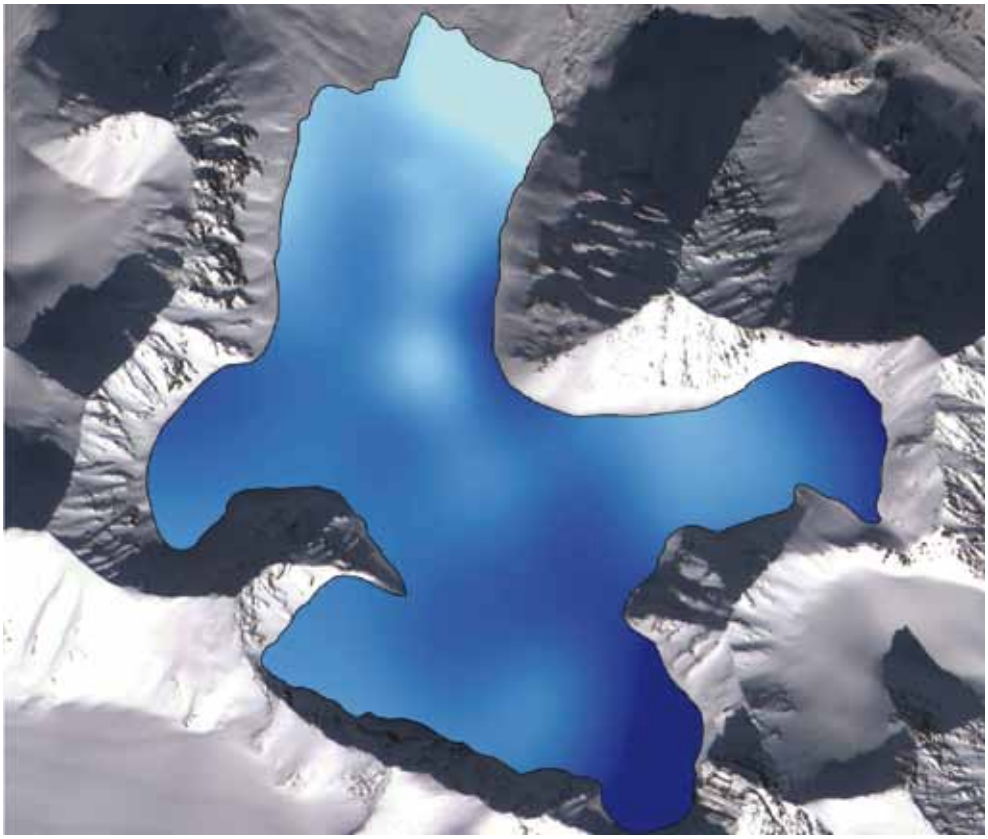
Le suivi expérimental tel qu'il a été présenté dans ce chapitre, implique toutes les disciplines concernées par le programme HSF. C'est donc logiquement que l'ensemble de ces données a servi à ce travail, mais dans des proportions bien différentes. Dans le contexte de cette thèse plus spécifiquement, les données de températures seront une base nécessaire sur laquelle les échantillonnages nivo-glaciologiques et les photos *in situ* viendront prendre une place prépondérante, le tout au service des mesures hydrologiques faites en aval.

CHAPITRE VI

Le traitement des données ponctuelles : l'approche géographique

« La vision scientifique décrit beaucoup plus notre interaction avec le monde que le monde lui-même...»

W.K. Heisenberg



Test d'interpolation sur la hauteur de neige mesurée pendant une campagne de terrain en avril 2008.

Introduction

Les missions de terrain, mises en œuvre par le programme HSF, ont permis de récolter, de mesurer ou d'enregistrer un nombre impressionnant de données. Si les campagnes *in situ* représentent un gros investissement en temps, le traitement des mesures effectuées constitue une étape également lourde. Avant d'engager cette phase, une réflexion sur les méthodes les plus appropriées à les traiter a donc semblé nécessaire en amont. Après s'être interrogé sur les limites (Chap. IV), l'objectif du présent chapitre a été de déterminer les méthodes les plus en adéquation avec un espace dont les contours varient dans le temps. Si la simple délimitation des contours d'un glacier est délicate, trouver une méthode de calcul efficace et pertinente n'est pas simple non plus.

Devant le nombre d'approches, dont chacune trouve ses défenseurs et ses détracteurs, il nous a semblé logique de tester différentes méthodes et de valider celles qui correspondaient le mieux à notre problématique.

Ce chapitre a donc constitué une phase de tests, apportant une aide au choix, afin de traiter plus spécifiquement les températures et les mesures nivo-glaciologiques.

1. DE LA MESURE PONCTUELLE À LA GÉNÉRALISATION SPATIALE : LA REPRÉSENTATION DES DONNÉES GÉOGRAPHIQUES

Actuellement, les mesures glacio-nivologiques sont, le plus souvent, fondées sur des calculs qui mobilisent MNT, photogrammétrie, télédétection et méthodes géodésiques. Or, si elles fonctionnent pour traiter de manière systématique de vastes systèmes glaciaires, ces méthodes trouvent leurs limites dès que l'on s'intéresse à un seul bassin glaciaire (Etzelmuller *et al.*, 1993). Comme cela a déjà été souligné (Francou & Vincent, 2007), le traitement et surtout l'interprétation des données à cette échelle reste délicat : il est très facile d'interpoler, mais les résultats sont rapidement contestables voire faux.

Si R. Hock et H. Jensen (1999) ont proposé une méthode de krigeage probante visant à interpoler des données ponctuelles pour déterminer les variations de volume d'un glacier, des modes plus simples de zonage sont couramment utilisées. En effet, Les approches par la télédétection « concurrencent » les mesures *in situ* et deviennent une référence en glaciologie et en hydrologie (Bruland & Hagen, 2002 ; Sicart *et al.,* 2007, Schweizer *et al.,* 2008). Cela s'explique par la difficulté à réaliser des échantillonnages de terrain à partir d'un maillage suffisamment fin. L'instrumentation des glaciers est en effet complexe : accessibilité, surface mouvante dans le temps, crevasses, froid (Carturan *et al.*, 2009)…

En nous fondant sur un réseau d'échantillonnage plus dense que la moyenne, développé pour le programme HSF, nous avons ainsi testé plusieurs méthodes de spatialisation sur la température de l'air (20 capteurs) et sur les hauteurs de neige (30 points de mesure[1]).

1.1. Les principes de la géographie appliqués à la glaciologie

1.1.1. Qu'est-ce qu'interpoler ?

L'interpolation repose sur l'un des principes majeurs en géographie : l'autocorrélation spatiale. Selon ce principe, des objets rapprochés dans l'espace tendent à posséder des caractéristiques similaires (Fig. 107). Plus précisément, l'autocorrélation spatiale a pour point de départ le constat selon lequel les observations ne sont pas spatialement indépendantes. On la définit alors comme la corrélation, positive ou négative, d'une variable avec elle-même, provenant de la disposition géographique des données. D'un point de vue cartographique, on pourra distinguer :

– une autocorrélation spatiale positive, qui se traduit par une tendance pour les lieux proches à se ressembler davantage que les lieux éloignés ;
– une autocorrélation spatiale négative se traduit par le regroupement géographique d'observations dissemblables (les lieux proches sont plus différents que les lieux éloignés) ;
– une absence d'autocorrélation spatiale indique que la répartition spatiale des observations est aléatoire (aucune relation n'existe entre la proximité des lieux et leur degré de ressemblance).

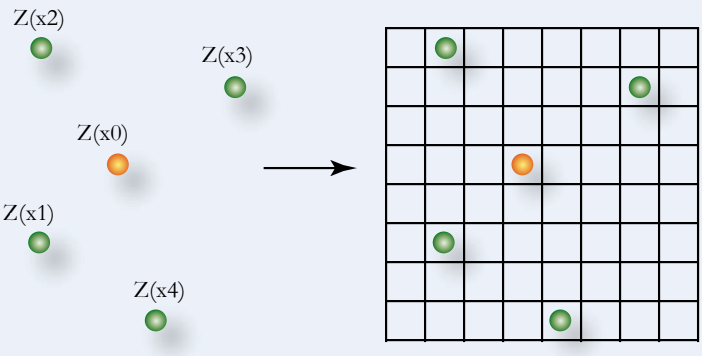


Figure 107 – L'interpolation permet d'attribuer une valeur à un point en se fondant sur des valeurs voisines qui ont été mesurées ou enregistrées. Donner une valeur à la position x0 en se fondant sur x1, x2, x3 et x4, c'est interpoler. On se fonde pour cela sur une grille donnée par les pixels.

Détecter de l'autocorrélation spatiale dans une série de données spatialisées donne alors une information supplémentaire par rapport aux statistiques traditionnelles (telles que la moyenne ou l'écart-type par exemple) sur la façon dont les différentes valeurs sont agencées géographiquement. Elle permet de décrire la nature et le degré de l'interdépendance spatiale de la structure (Griffith, 1988 & 1992).

En effet, lorsqu'il y a autocorrélation spatiale pour une variable, cela signifie qu'il y a une relation fonctionnelle entre ce qui se passe en un point de l'espace et ce qui se passe « ailleurs ». W. R. Tobler (1976) l'avait déjà souligné en suggérant la première loi de la géographie, les concepts de « proximité » et de « distance », traduisant ainsi cette idée.

1 Pour ce test, reposant sur les données 2007-2008, seules les balises HSF ont été prises en compte. Le réseau ayant été complétét par la suite (Chap. V).

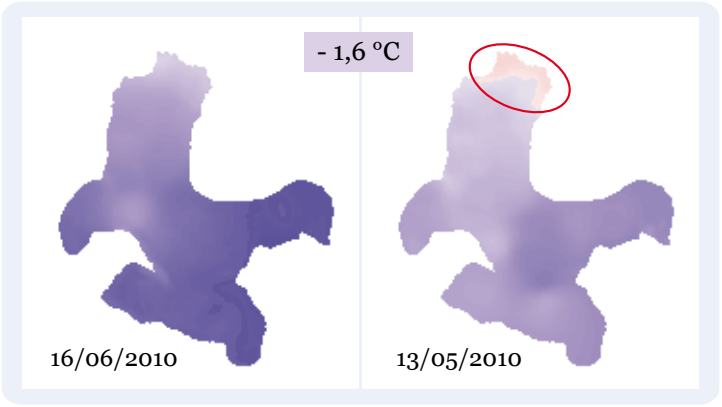


Figure 108 – Dans les deux cas, le glacier présente le même état thermique. Pourtant, les réalités spatiales sont bien différentes : à gauche, le glacier est entièrement dans des valeurs négatives alors qu'à droite, le glacier présente des valeurs négatives et positives.

Alors que l'autocorrélation temporelle est unidirectionnelle, l'autocorrélation spatiale est multidirectionnelle. La présence d'une caractéristique dans une partie d'un territoire rend sa présence dans les zones voisines plus ou moins probable. Cette interdépendance généralisée a pour conséquence de complexifier les traitements. Par exemple, certaines méthodes d'estimation valables pour les séries temporelles ne sont pas directement transposables pour les séries spatiales, et inversement. Le problème dans le cas des données mesurées sur l'Austre Lovénbreen, c'est justement qu'elles sont spatio-temporelles : il faudra donc prendre en compte à la fois le spatial et le temporel dans la méthode utilisée.

Enfin, d'un point de vue strictement spatial, nous nous intéresserons au degré auquel un attribut en une localisation est similaire aux attributs des localisations voisines. Ainsi, on estime si les valeurs sont interreliées et, si elles le sont, s'il existe un patron de répartition spatiale dans la corrélation.

Pour ce test précisément, deux réalités géographiques s'opposent : la valeur globale et sa représentation spatiale. En fait, ce travail nécessite, à la fois, d'obtenir une valeur globale qui puisse caractériser le glacier (hauteur moyenne de neige ou état thermique), mais aussi de visualiser la répartition spatiale de l'information. Par exemple, dans le cas des températures, on pourra obtenir deux états thermiques identiques de - 1,6°C, alors que dans un cas l'intégralité du glacier est en températures négatives, et que dans le second, des zones sont positives et d'autres négatives (Fig. 108). Cette particularité sera débattue au point 2.3.1.

1.1.2. Définitions, notions et notations

Une interpolation scalaire (c'est-à-dire d'un nombre réel) de points connus, est un moyen de calculer la valeur en n'importe quel autre point P de l'espace en restant « cohérent » avec les valeurs connues de ces points. Le résultat est un champ scalaire c'est-à-dire une fonction f qui permet d'associer à tout point P de l'espace une valeur scalaire $v = f(P)$ qui est la valeur interpolée d'un lieu P. Tout le problème consiste à définir précisément ce qu'on entend par « cohérence » avec les données initiales. Toute interpolation peut permettre de retrouver les données initiales vi associées aux points Pi, c'est-à-dire $vi = f(Pi)$ pour i variant de 1 à n. Il existe toutefois une infinité de possibilités pour paramétrer l'interpolation. Il faut donc préciser les conditions de cohérence que l'on souhaite et choisir l'interpolation en conséquence. Une de ces conditions est, par exemple, l'isotropie spatiale, c'est-à-dire le fait que l'interpolation donne des résultats indépendamment de toute direction privilégiée (les axes des X et des

Y sont souvent des directions particulières dans les interpolations polynomiales couramment proposées dans les logiciels). Mais il existe bien d'autres propriétés de cohérence que l'on ne peut décrire ici (voire Langlois, 1994 ; Langlois & Denain, 1995) qui nous ont amené à définir une interpolation fondée sur un modèle gravitaire. En effet, la contribution relative *gi(P)* d´un point *Pi* à la valeur *v* en un point *P* est inversement proportionnelle à une puissance de la distance entre *P* et *Pi*. Ce qui se traduit par :

$$v = f(P) = \sum_{i=1}^{n} v_i . g_i(P)$$

où *gi(P)* est défini par :

$$g_i(P) = \frac{h_i(P)}{\sum_{j=1}^{n} h_j(P)}$$

1.2. Du questionnement initial au test

La remarque de Ch. Vincent en 2008, lors du congrès de la SHF (Société Hydrotechnique Française), sur l'interpolation et le terrain semble une évidence et donc un paramètre essentiel à prendre en compte. Les missions de terrain sont justement l'occasion d'avoir à disposition l'outil informatique et la possibilité d'effectuer parallèlement des vérifications *in situ*. Le diptyque échantillonnages-calculs permet une confrontation avec le terrain des traitements informatiques : elle conserve en outre une possibilité de « va-et-vient » entre les deux. Ce point sera illustré par ailleurs : même si une méthode fait l'unanimité, les vérifications sur le terrain sont de très bons révélateurs.

1.2.1. Pourquoi ce test ?

En amont de ce test, un questionnent collégial s'est posé au sein de HSF. Certains choix méthodologiques sont ainsi antérieurs à ce travail de thèse (traitement des températures) alors que d'autres sont plus récents et ont été fait spécifiquement pour ce travail (neige, bilan de masse). Une « mise à plat » paraissait donc nécessaire : une réflexion postérieure sur les méthodes d'interpolation a été menée et a permis d'adapter les choix initiaux (Bernard *et al.*, 2009).

Qu'il s'agisse de précipitations mesurées à des stations météorologiques, de la température relevée par des capteurs ou de la hauteur de neige de certaines zones d'un glacier, ces données possèdent toutes un point en commun : elles sont localisées dans l'espace géographique. Le traitement statistique de ce type de données demande une attention particulière car l'hypothèse classique selon laquelle les observations sont indépendantes et identiquement distribuées est rarement vérifiée. Des méthodes statistiques adaptées à l'analyse de données à référence spatiale ont été développées (Ripley, 1981; Cressie, 1988). Chaque méthode a ses défenseurs, et bien entendu ses détracteurs. Pour notre part, nous n'avons pas

voulu les comparer pour « élire » la meilleure d'entre-elles, mais bien pour déterminer la ou les méthodes qui correspondent le mieux à notre problématique et à la façon la plus pertinente de traiter les données.

Notre démarche a donc été d'évaluer et de sélectionner des méthodes de calcul à expérimenter en fonction de l'intérêt théorique. La deuxième étape étant de tester cette sélection de méthodes sur des cas concrets de données enregistrées et/ou mesurées sur le glacier.

Les attentes sont en effet dictées par les particularités physiques d'un travail finalement très pluridisciplinaire. L'interpolation doit être considérée comme une boîte à outils dans laquelle il faut trouver celui qui serra le plus approprié. En effet, devant le nombre de possibilités de calculs, quel serait le choix le mieux adapté pour représenter fidèlement la réalité ? Il convient dans ce but de s'interroger sur les éventuelles différences entre chaque méthode concernant la valeur obtenue. De même, nous nous poserons la question de savoir si la généralisation permet de montrer des régions spatialement différenciées. Telles sont, parmi d'autres questionnements, quelques interrogations auxquelles nous avons voulu apporter des éléments de réponse.

1.2.2. La mise en œuvre de la spatialisation de l'information

Plusieurs méthodes de calcul ont donc été utilisées pour dériver, à partir des données ponctuelles collectées sur le terrain, un champ spatial continu couvrant la totalité de l'emprise du glacier. Les données de température et de hauteur de neige offraient toutes deux des valeurs avec peu d'autocorrélation spatiale, comme l'a démontré le calcul de l'indice de Moran. Certaines valeurs obtenues ne révèlent pas d'autocorrélation spatiale très importante, ce qui s'explique par des variations à la fois relativement importantes et graduelles des valeurs mesurées.

Nous avons organisé notre démarche comparative en partant du plus simple (la moyenne arithmétique des mesures) pour aller vers les plus complexes (les méthodes d'interpolation). Dans le cas spécifique de la neige, la moyenne arithmétique a été appliquée d'abord aux 11 balises axiales du glacier selon la méthode glaciologique couramment utilisée. Elle a été ensuite réalisée sur les 30 points d'échantillonnage répartis sur le glacier.

Trois méthodes de discrétisation spatiale et quatre méthodes d'interpolation ont été mises en œuvre[2].

1.3. Méthodes de calcul et choix méthodologiques

Toutes les méthodes de calculs présentées par la suite peuvent faire l'objet de vastes chapitres. Pour les illustrer, on renverra à la figure 113 qui permet de bien saisir les différences de spatialisation de l'information en fonction de la méthode appliquée.

2 L'ensemble de ce chapitre a fait l'obet de communications et d'une publication (Bernard et al., 2009).

1.3.1. Les méthodes de discrétisation spatiale

La première de ces méthodes a été le calcul selon l'hypsométrie du glacier. Elle peut être assimilée à une méthode par polygones, puisque, pour chaque tranche d'altitude (choisie au préalable), une valeur est affectée. Elle consiste donc à délimiter des zones présumées fonctionner de manière identique selon leur altitude. Ce découpage selon un gradient altitudinal est un référentiel souvent utilisé en glaciologie lorsque les contraintes de terrain n'autorisent qu'un nombre restreint de mesures, alors effectuées selon un échantillonnage axial (Furbish & Andrew, 1984 ; Hagen *et al.*, 2003a).

La deuxième méthode que nous appellerons « polygones de Lliboutry », est communément utilisée en glaciologie. Préconisée par Louis Lliboutry (1965), c'est un zonage dans lequel les polygones sont délimités d'après la connaissance du terrain et correspondent donc à des zones supposées homogènes dans la réalité.

La troisième de ces méthodes est le découpage par diagramme de Voronoï (Okabe, 1992) qui consiste à discrétiser l'espace en fonction de la distance stricte aux points de mesure. La répartition des polygones et leur découpage sont ainsi déterminés mathématiquement, sans référence à la configuration du terrain.

Dans ces trois méthodes, la valeur connue au point de mesure est attribuée à la totalité du polygone qui la contient.

1.3.2. Les méthodes de calcul utilisées : un large panel d'interpolateurs

Quatre méthodes d'interpolation (trois déterministes et une stochastique) ont été utilisées pour couvrir au mieux le spectre des possibilités méthodologiques usuelles. Ce sont toutes des méthodes classiques, implémentées dans la plupart des logiciels.

L'interpolation par l'inverse de la distance pondérée (*Inverse Distance Weighted* ou IDW) est un algorithme simple qui donne plus de poids aux valeurs proches qu'aux valeurs éloignées (Shepard, 1968). Cette méthode d'interpolation est une méthode exacte.

L'interpolation par spline (Bojanov *et al.*, 1993) a aussi été utilisée. Il s'agit d'une méthode polynomiale locale optimisée ne permettant pas d'écarts aux valeurs mesurées. La représentation spatiale par splines est également une méthode exacte. La valeur interpolée aux points de mesure ne peut différer des valeurs effectivement mesurées.

La méthode des polynômes locaux consiste à appliquer, en fonction d'un voisinage défini, une équation polynomiale aux points de données (Akima, 1970). C'est un interpolateur inexact dans le sens où la surface générée peut indiquer aux points de mesure des valeurs différentes de celles effectivement mesurées. C'est donc ici une tendance locale qui est mise en évidence.

Enfin, le krigeage ordinaire a été mis en œuvre (Cressie, 1988). Cette méthode stochastique dite géostatistique prend en considération la covariance des points

de données en intégrant la dispersion spatiale de ces points. Il existe de nombreux types de krigeages plus ou moins précisément paramétrés par les utilisateurs. Nous nous sommes limités ici à définir la portée du krigeage par analyse du semi-variogramme.

1.3.3. Des méthodes qui imposent certains choix

Les surfaces de tendance dérivées à partir de ces méthodes l'ont toutes été à une résolution identique de 20 mètres. L'unité de base est donc une surface de pixel correspondant à 400 m². Pour chaque cellule, une valeur a été extraite, ce qui nous a permis de déduire des statistiques descriptives simples pour chaque méthode utilisée. Si on totalise les valeurs calculées dans chaque cellule de la zone d'étude, et qu'on les rapporte à la surface totale du glacier on obtient pour la neige l'équivalent en eau pour la surface considérée. Dans le cas des températures, on obtient une valeur moyenne qui correspond à l'état thermique global du glacier (T°C de l'air).

Les valeurs globales ainsi obtenues donnent une mesure de neige et de température, applicable à l'ensemble du glacier, alors que la représentation cartographique issue des différentes méthodes de calcul montre toute la variabilité spatiale de l'information. Si la valeur unique donne une indication à échelle globale, ce sont les champs spatiaux continus qui permettent d'interpréter la variabilité à échelle locale de l'objet d'étude. Cette variabilité locale visible sur les cartes d'interpolation est un des éléments importants liés aux différentes méthodes choisies.

2. DU TERRAIN À L'INTERPOLATION : CONFRONTATION DE MÉTHODES

2.1. Deux exemples d'application pour tester et comparer

2.1.1. La couverture neigeuse

En ce qui concerne la surveillance nivologique de l'Austre Lovénbreen, nous avons cherché à déterminer l'équivalent en eau (les *w.eq.*, une notion sur laquelle on reviendra plus en détail dans le chapitre suivant) de la neige accumulée sur le glacier. Ce paramètre hydrologique, relativement facile à mesurer manuellement par carottage, est en revanche difficile à quantifier précisément de façon automatique ou par télédétection. En un point donné, les mesures permettent de calculer pour chaque échantillon l'équivalent en eau d'une carotte de neige prélevée (Chap. V) sur toute l'épaisseur du manteau neigeux (Elder & Dozier, 1990). Malgré le maillage dense des points de carottage (par rapport aux échantillonnages couramment pratiqués d'après Kaser *et al.*, 2003), les valeurs mesurées peuvent être très variables en raison des conditions météorologiques locales, des facteurs d'altitude, de la vitesse et de l'orientation des vents, mais surout des irrégularités de surface du glacier en fin d'été. Les points de mesures ont été répartis pour les besoins du programme de façon à couvrir au mieux l'intégralité de

la surface du glacier. Chaque point d'échantillonnage a été géoréférencé ce qui permet de toujours effectuer les carottages au même endroit (Chap. V).

Les tests d'interpolation développés ici s'appuient sur une campagne de 30 carottages de neige effectuée fin avril 2008, au maximum de l'accumulation du manteau neigeux.

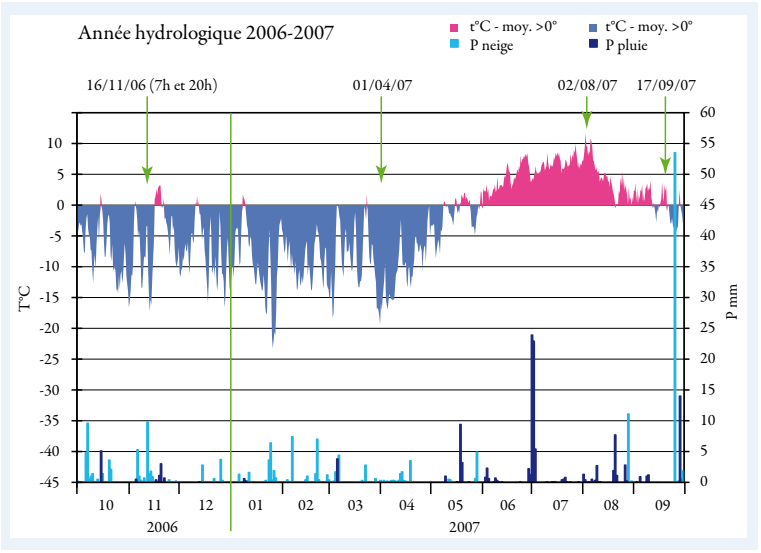


Figure 109 – L'année hydrologique 2006-2007 propose des événements représentatifs à partir desquels les méthodes de calculs ont été testées. Ils sont en outre répartis sur toute la saison.

2.1.2. L'état thermique du glacier

Pour les températures, nous avons raisonné sur une année hydrologique complète, à savoir du 1er octobre 2006 au 30 septembre 2007. Ce choix d'une année ne faisant pas partie de celles prises en compte pour ce travail s'explique par une réflexion méthodologique menée très en amont.

Sur cette année pour laquelle nous disposons du jeu complet de données de températures (Ny Ålesund, *Norsk Meteorologisk Institutt*), nous avons sélectionné 5 événements thermiques particuliers et représentatifs de ce que peut être le climat polaire océanique (Fig. 109).

Pour chaque journée, une seule des 24 mesures horaires a été prise en considération. Il ne s'agit donc pas de valeurs déjà agrégées mais de mesures réelles enregistrées par les thermomètres automatiques. La première journée (16 novembre 2006) est dite « froide » avec - 3,13°C : c'est un cas de figure typique où le glacier est entièrement dans des valeurs négatives. La deuxième journée choisie (1er avril 2007) présente un état thermique « très froid » avec - 25°C qui caractérise le cœur de l'hiver arctique, lorsque tout est figé. À l'opposé, nous avons distingué une journée dite « chaude » (2 août 2007) pendant laquelle l'ensemble du glacier est situé dans le positif (+ 6,14°C) et subit donc une fonte importante. Enfin, nous avons sélectionné un état thermique « mixte » (+ 2,45°C), le 17 septembre 2007 qui montre à la fois des zones positives et négatives et se caractérise par une fonte différentielle. Cette sélection vise à couvrir au mieux le champ des configurations climatiques.

2.2. Des résultats à nuancer en fonction de l'approche choisie

2.2.1. Neige et équivalent en eau (*w.eq.*)

Si l'on s'en tient à une simple moyenne arithmétique, on obtient 793 mm sur les 30 balises et 785 mm pour les 11 balises axiales.

La méthode hypsométrique, qui pondère la valeur des balises axiales par la surface des tranches d'altitude, donne le résultat le plus faible (738 mm).

Cette méthode, couramment utilisée en glaciologie quand l'échantillonnage n'est qu'axial, est connue pour amoindrir sensiblement les résultats (Francou & Vincent, 2007).

Les différentes méthodes de spatialisation interpolant les 30 mesures ne montrent pas d'écarts très importants pour l'équivalent-eau du glacier. L'hypsométrie (calculée ici à partir de 11 balises seulement, comme mentionné précédemment) donne, comme on pouvait s'y attendre, une valeur logiquement minorée. Aussi cette méthode ne se justifie-t-elle que lorsque l'on ne dispose que d'un échantillonnage axial. La moyenne des valeurs des 30 mesures (793 mm) correspond à la valeur la plus faible (par rapport aux méthodes prenant en compte tous les points). Cela illustre le fait que les zones de forte accumulation de neige, notamment les cirques sud, ouest et est, sont sous-représentés dans l'échantillonnage. Les méthodes d'interpolation gomment partiellement ce biais alors que la moyenne simple ne peut, par nature, pas le prendre en compte.

Les valeurs obtenues pour toutes les méthodes, à l'exclusion de l'hypsométrie et de la moyenne, sont comprises entre 858 mm (IDW) et 896 mm (spline), (Fig. 110 et 111). Cette amplitude de 38 mm est négligeable et ne représente que 4 % du résultat des deux modes extrêmes. Ainsi, bien qu'elles montrent des disparités

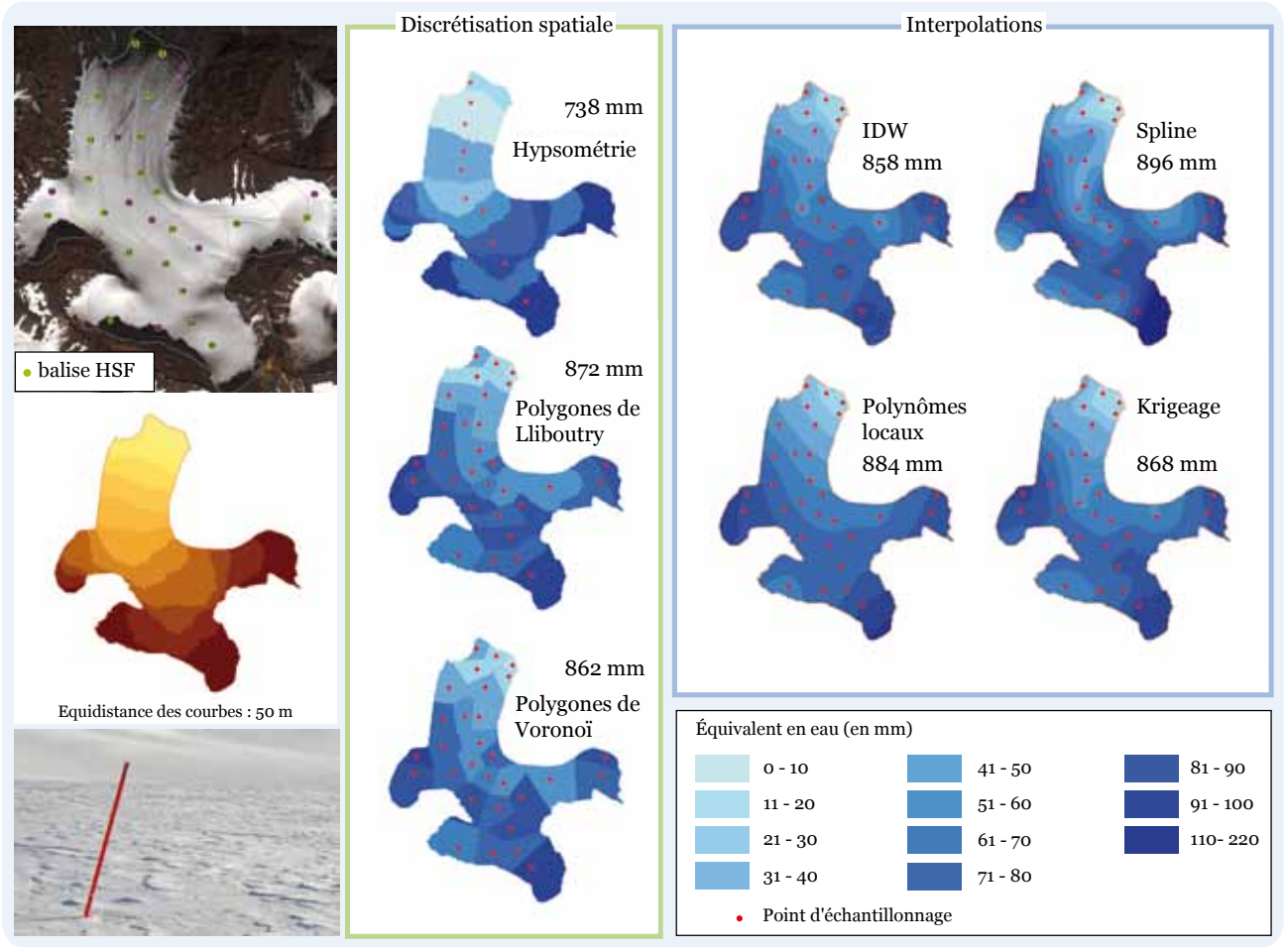


Figure 110 – Spatialisation du manteau neigeux sur l'Austre Lovénbreen.

spatiales importantes, ces variations n'influencent que très peu la valeur globale calculée. Les deux méthodes de discrétisation spatiale que sont les polygones de Voronoï et ceux de Lliboutry ne donnent pas des résultats bruts nettement différents des autres méthodes mises en œuvre (respectivement 862 mm et 872 mm).

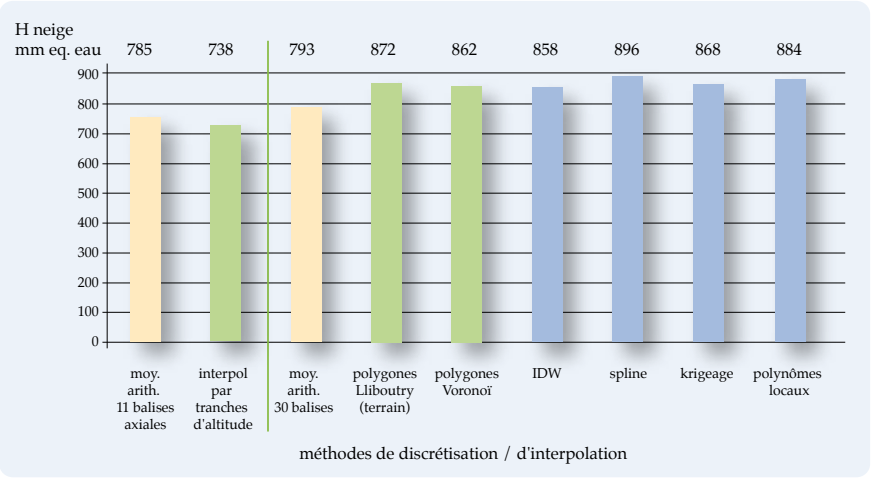


Figure 111 – Valeur globale du manteau neigeux de l'Austre Lovénbreen exprimé en équivalent-eau (w.eq.), (avril 2008).

En revanche, les méthodes polynomiales présentent les valeurs les plus importantes avec 884 mm pour les polynômes locaux et 896 mm pour le spline. Ce constat est certainement imputable au fait que ces interpolateurs peuvent générer des valeurs très inférieures ou très supérieures aux valeurs mesurées en raison de possibles effondrements ou redressement des surfaces dans les zones périphériques des aires interpolées.

La qualité des quatre méthodes d'interpolation a été évaluée par validation croisée (Stone, 1974). Pour l'IDW, les polynômes locaux, le spline et le krigeage ordinaire, l'erreur quadratique moyenne (EQM) a été calculée (Webster & Oliver, 2001). C'est l'IDW qui a obtenu le meilleur résultat avec une EQM de 177,1 mm. Le spline semble être la méthode la moins fiable avec une EQM de 296 mm, confirmant ainsi les doutes pouvant être attribués aux valeurs extrêmes obtenues par cette méthode. Les polynômes locaux et le krigeage ordinaire obtiennent respectivement une EQM de 184,3 et 186,1 mm, soit des résultats légèrement supérieurs à ceux de l'IDW.

Les résultats sont exprimés en équivalent-eau et les représentations spatiales issues des différentes méthodes sont ici comparées (avril 2008). La spatialisation des résultats a naturellement montré une certaine cohérence entre les méthodes. Aucune aberration n'a été enregistrée et chaque méthode présente le glacier de manière comparable. Cette analogie des résultats est toutefois à nuancer. La faible superficie de la zone d'étude ainsi que l'autocorrélation spatiale entre les points aboutissent nécessairement à une représentation où les tendances générales se retrouvent aisément.

On observe que, quelle que soit la technique employée, les quatre cirques ressortent logiquement comme étant les zones principales d'accumulation de neige. *A contrario*, le front du glacier, en particulier sa partie nord-est, est le secteur le moins pourvu en neige. Les observations de terrain corroborent ces résultats. De plus, la dissymétrie marquée entre l'est et l'ouest, déjà observée sur le terrain, est parfaitement mise en valeur. À l'exception de la spatialisation par hypsométrie

qui efface les variations latérales, chaque méthode révèle une représentation plus ou moins marquée de cette particularité du glacier. Les discrétisations spatiales montrent les variations par paliers tandis que les interpolateurs les expriment de façon plus lissée.

2.2.2. Températures et état thermique du glacier

L'appréhension des phénomènes liés aux températures révèle d'autres caractéristiques. L'état thermique à l'échelle du glacier varie fréquemment et brutalement tout au long de l'année hydrologique (1er octobre - 30 septembre). Dans le cas des températures, le choix a été fait d'appliquer une seule échelle à la totalité des 9 000 états thermiques enregistrés chaque année. Ce choix a deux motivations principales. Tout d'abord, une échelle commune à toutes les configurations observées au cours de l'année permet une représentation dynamique du champ thermique de la surface du glacier. Il est ainsi possible de créer une animation ou la succession rapide des 9 000 cartes générées donne une vision claire et compréhensible des phénomènes spatiotemporels liés aux températures. Ensuite, cette échelle a été adaptée aux besoins du programme hydro-glaciologique nécessitant une finesse dans la détermination des zones positives et négatives en été, à savoir la zone charnière autour de 0°C. Ainsi, de -5 à +5°C, chaque degré contient 20 classes, tandis que de +5 à +15°C (le maximum annuel) et de -5 à -40°C (le minimum annuel), il n'y a plus qu'une classe par degré. La conséquence directe de ces choix est que la représentation cartographique des états thermiques extrêmes (très chaud ou très froid) masque partiellement les disparités réelles (Fig. 112).

Comme cela a été fait pour le manteau neigeux, les 6 méthodes de généralisation spatiale ont été testées. Dans le cas des températures, plusieurs paramètres sont intéressants à prendre en compte pour chaque méthode. Tout d'abord, la valeur globale correspondant à l'état thermique, c'est-à-dire la moyenne des valeurs interpolées en chaque point de la zone d'étude, nous apporte un premier aperçu des températures. Dans le cas des états mixtes, présentant des températures positives et négatives, la valeur de l'état thermique nous donnera une indication du contexte dominant. Par ailleurs, pour chaque méthode testée, la comparaison des minimums, maximums et de l'amplitude des températures interpolées apporte de précieuses informations sur les résultats générés. Enfin, la qualité des 4 interpolateurs pour lesquels c'était possible a été testée par validation croisée. La combinaison de tous ces éléments nous permet de comparer l'adéquation de chaque méthode avec une approche hydro-glaciologique d'une part, et d'évaluer la pertinence des méthodes mobilisées d'autre part.

La valeur de l'état thermique calculée varie d'une méthode à l'autre. L'état thermique très froid (1er avril 2007) va de - 25,2°C (krigeage) à - 27,2°C (Voronoï). C'est le spline qui présente la plus forte amplitude (de -18,53°C à - 32,91°C) avec 14,38°C, alors que l'amplitude des valeurs enregistrées n'est que de 11,14°C (- 19,45°C à - 30,59°C). L'état thermique du 16 novembre varie, selon les méthodes, de -2,88°C à - 3,13°C. Là encore, c'est le spline qui présente les plus forts écarts par rapport aux valeurs mesurées. Le 2 août, l'état thermique chaud s'échelonne

de 5,87°C (krigeage) à 6,25°C (spline). Le spline enregistre toujours la plus forte amplitude alors que le krigeage a tendance à minimiser les valeurs minimales et maximales. Quant à l'état mixte du 17 septembre, les valeurs globales vont de 2,24 à 3,05°C, et le même constat est fait pour les résultats du spline et du krigeage.

L'observation des valeurs extrêmes (minimum et maximum) issues des différentes méthodes de généralisation spatiale soulève un problème non négligeable du point de vue glaciologique. Si les méthodes par polygones et l'IDW ne peuvent, par nature, pas générer de valeurs dépassant les températures maxi et mini enregistrées, ce n'est pas le cas des autres interpolateurs dont les extrêmes peuvent excéder la plus faible ou la plus forte valeur effectivement mesurée. Si ce constat n'est pas gênant dans un autre contexte, où on peut effectivement faire apparaître un phénomène dépassant la « réalité » en mettant en évidence, par l'interpolation, une tendance nette, il peut s'avérer inapproprié dans une approche ou valeurs calculées et phénomènes concomitants (ici la fonte de la neige ou de la glace) sont considérés ensemble. Un exemple caractéristique de ce problème est celui du krigeage. En effet, pour le 17 septembre, le krigeage n'a produit aucune valeur négative à la surface du glacier, alors même que le minimum enregistré à cet instant là était de - 2,2°C.

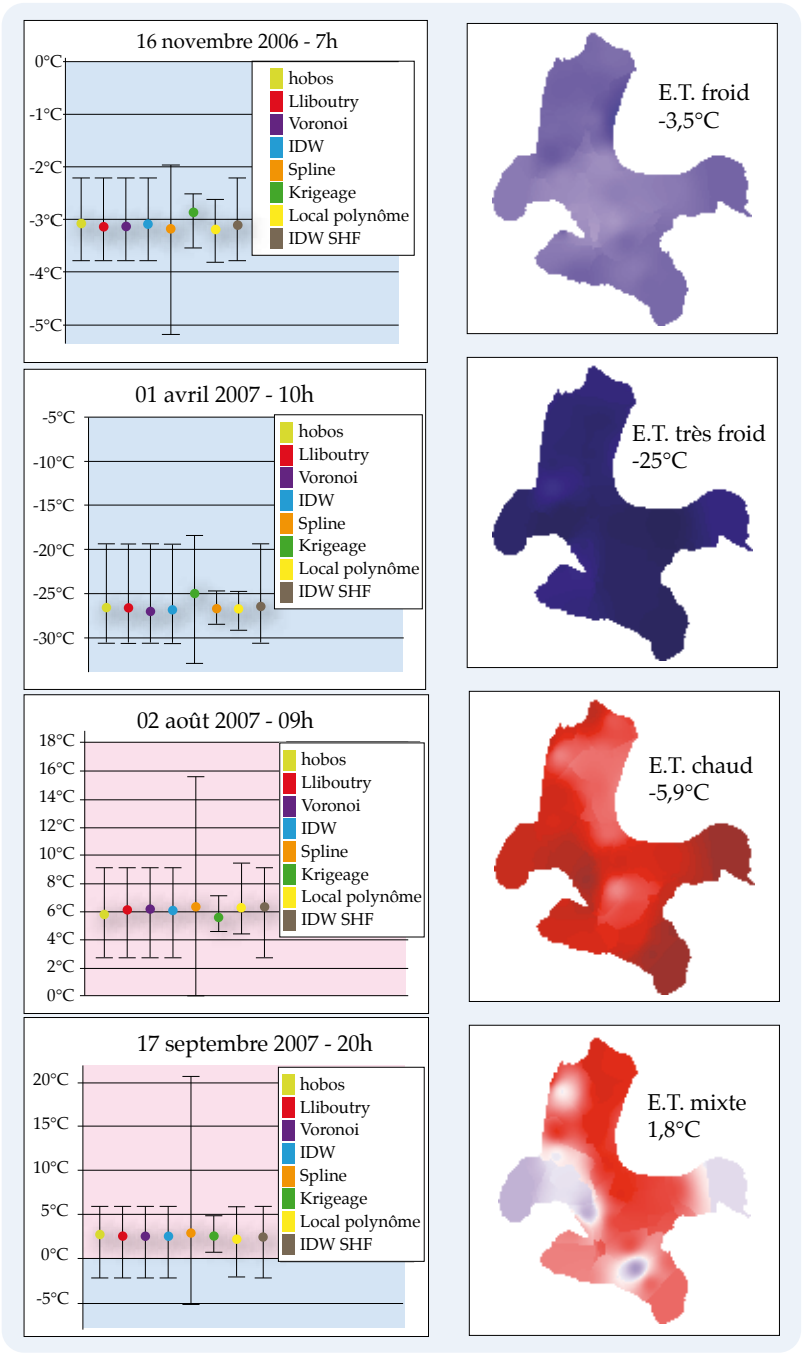


Figure 112 – Spatialisation de quatre états thermiques (ET) par IDW et comparaison des valeurs globales obtenues ainsi que des bornes extrêmes

Le problème du dépassement ou de la sous-estimation des valeurs extrêmes par certaines méthodes rend délicate leur application en hydro-glaciologie dès l'instant où la tendance extrême générée peut fausser, voire gommer l'isotherme 0°C, démarcation capitale pour déterminer les zones affectées par la fonte.

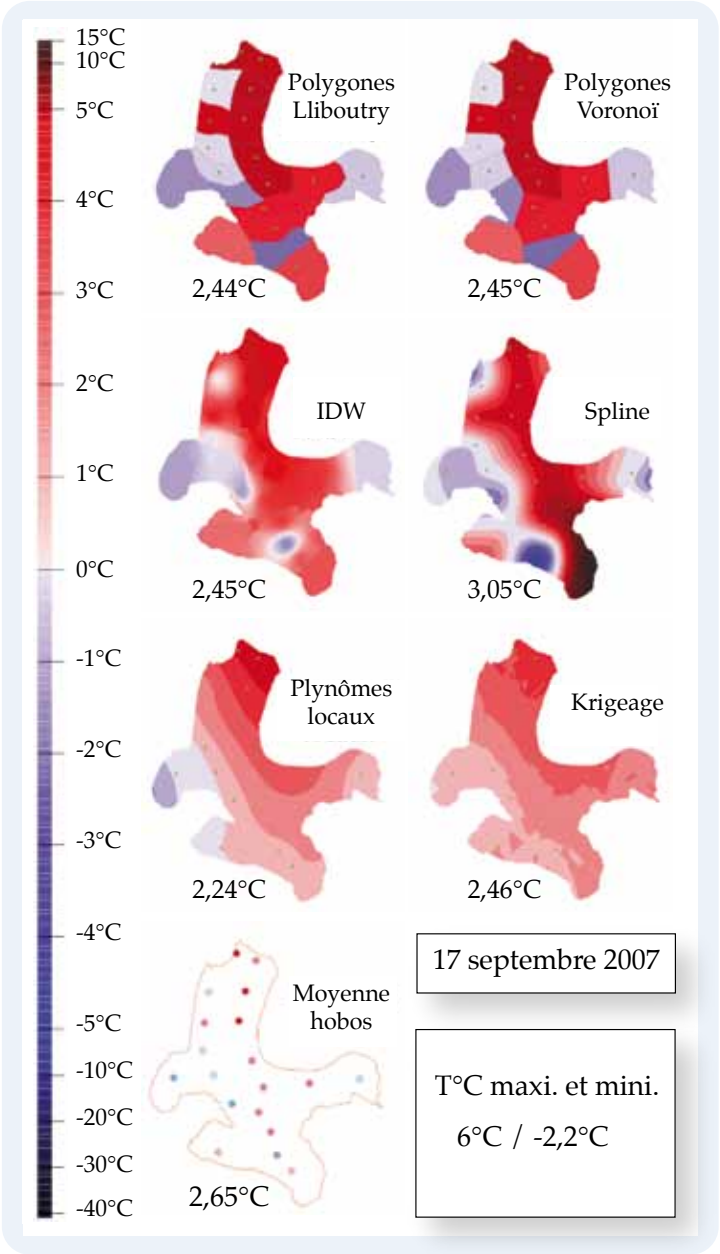


Figure 113 – Spatialisations et valeurs globales d'un état thermique « mixte »

	16 nov. 2006	1 avr. 2007	2 août 2007	17 sept. 2007
IDW	0.47	3.48	2.15	3.04
Spline	0.88	5.46	3.24	5.71
Krigeage	0.42	2.79	2.17	2.92
Polynômes locaux	0.45	3.18	2.22	3.51

Figure 114 – Erreur quadratique moyenne (EQM) de quatre états thermiques en fonction des méthodes d'interpolation.

Si l'on s'attarde sur le cas particulier de l'état thermique « mixte » du 17 septembre (Fig. 113), la plage des données enregistrées par les capteurs s'étend sur 8,2°C (avec des extrêmes enregistrés de + 6°C et - 2,2°C). À partir des six méthodes de calcul, on obtient des valeurs allant de 2,24 à 3,05°C. Les méthodes par polygones, Lliboutry et Voronoï, donnent de façon attendue des valeurs voisines (+2,44°C et +2,45°C).

L'interpolation par IDW donne une valeur quasiment identique à celle des polygones de Lliboutry et de Voronoï. Le krigeage est également très proche de ces valeurs, mais présente en revanche de grandes différences dans la spatialisation dont la plus importante est de montrer le glacier avec des valeurs uniquement positives alors que des températures négatives ont été enregistrées par les capteurs. Cela confirme les réserves déjà évoquées concernant les valeurs extrêmes. Le cas de l'interpolation par spline est aussi symptomatique des dérives liées à certains interpolateurs et qui sont à éviter dans une approche glaciologique. On le remarque, les valeurs de température générées par les splines se traduisent par des transitions rapides entre les minimales et maximales (valeurs qui atteignent d'ailleurs des extrêmes très peu probables dans la réalité). Inversement, l'interpolation par polynômes locaux et le krigeage aboutissent à une plage de valeurs certainement sous-estimée par rapport aux températures réellement mesurées. La variabilité locale est ainsi exagérément nivelée, ce qui n'est pas non plus satisfaisant.

On note donc que les particularités liées à chaque méthode rendent difficile le choix d'une d'entre elles pour une utilisation systématisée sur des jeux de données importants. Les méthodes par polygones, très difficilement reproductibles (dans le cas de Lliboutry) et peu en phase avec les variations continues des variables considérées (dans le cas de Voronoï) nous incitent à ne pas les utiliser. Reste à comparer les autres méthodes et notamment à évaluer leur fiabilité. C'est ce qui a été réalisé en calculant l'erreur quadratique moyenne (EQM) des 4 méthodes d'interpolation pour chaque contexte thermique présenté ici (Fig. 114). Plusieurs constats s'imposent au vu de ces résultats. Tout d'abord, sans surprise étant donné ce qui a déjà été évoqué, le spline produit systématiquement les plus mauvais résultats. Il est plus délicat de trancher entre les autres méthodes, les différences s'avérant souvent faibles. Dans 3 cas sur 4, c'est le krigeage qui apparaît le plus satisfaisant. Pour le quatrième (2 août), c'est l'IDW qui offre la meilleure qualité de prédiction. Dans le cas identifié comme problématique du 17 septembre, c'est le krigeage qui présente les meilleurs résultats suivi de près par l'IDW. Il est important de rappeler ici que la validation croisée ne s'effectue sur les valeurs calculées par chaque interpolateur aux points de mesure et que les réserves émises sur la généralisation spatiale liée à chaque méthode restent valables.

2.2.3. Les limites des « anciennes » méthodes de calcul

Quelles que soient les données traitées dans le cadre général de HSF, deux dimensions coexistent dans les résultats :
– une dimension spatiale, représentée cartographiquement à l'échelle du glacier ;
– une dimension synthétique, sous forme d'indicateur, exprimée en valeur globale.

Les principales différences constatées dans les résultats sont d'ordre spatial. En fonction de la méthode de calcul choisie, la spatialisation peut différer, parfois de manière importante. En revanche la tendance générale est toujours conservée mais ce sont les zones de transition qui présentent les variations spatiales les plus importantes. L'observation des résultats cartographiques atteste que le calcul selon l'hypsométrie donne le résultat le moins juste.

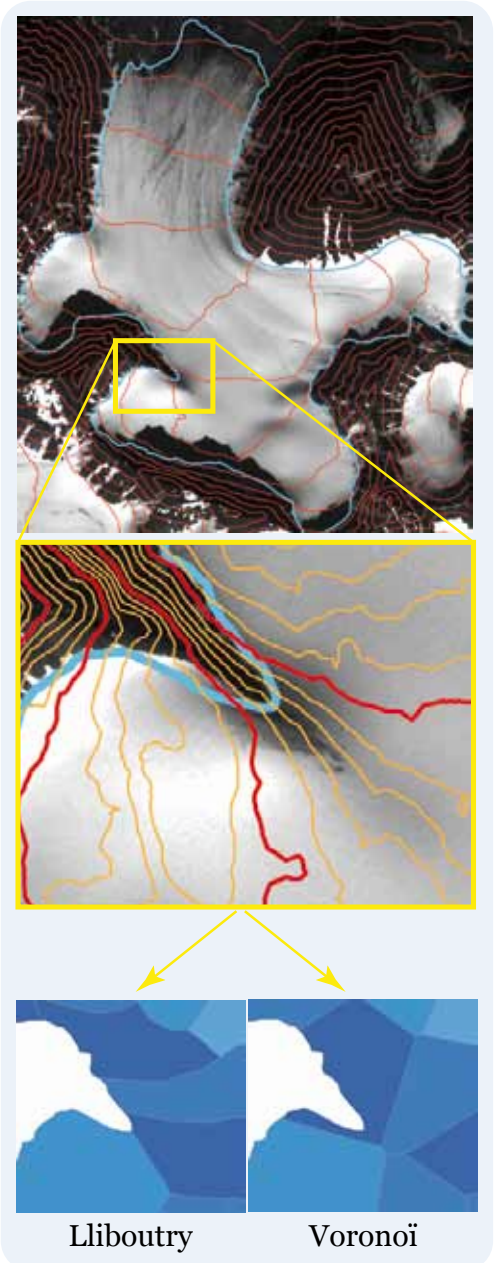


Figure 115 – Bien qu'il n'induise pas d'aberrations globales, le calcul uniquement mathématique produit des incohérences spatiales comme c'est le cas dans cet exemple. Il attribue la même valeur à un polygone dont une partie concerne la langue glaciaire alors que l'autre est située dans un cirque.

Pour illustrer ce propos, on peut prendre l'exemple de la discrétisation de l'espace par polygones. En effet, en toute logique les résultats globaux sont sensiblement les mêmes (862 mm pour Voronoï contre 872 mm avec Lliboutry) ce qui atteste d'un maillage quasi identique. En revanche, lorsqu'on focalise sur certaines portions du glacier, la connaissance du terrain se justifie pleinement dans le découpage spatial (Fig. 115). Les secteurs contrastés (pente brutale du glacier, cassure de terrain, zone crevassée, barre rocheuse) ne sont pas pris en compte dans un découpage purement mathématique : les réalités de terrain s'en trouvent occultées.

2.3. Vers un traitement différencié

2.3.1. Valeur globale et spatialisation : deux approches, deux informations

Les modes de généralisation spatiale utilisés font volontairement partie des méthodes classiques en géographie. Ce choix a été fait afin de faciliter le traitement systématique d'un grand nombre de données (8 760 cartes horaires de température par an). De plus, le but était d'obtenir les valeurs jugées les plus fiables concernant la neige et la température, résultats à opposer aux mesures hydrologiques.

Pour le manteau neigeux comme pour les états thermiques, deux dimensions coexistent dans les résultats : une dimension spatiale, représentée cartographiquement à l'échelle du glacier, et sa dimension synthétique, sous forme d'indicateur, exprimée en valeur globale. Les principales différences observées dans les résultats sont d'ordre spatial et correspondent aux conclusions de plusieurs travaux (Janssen, 1999 ; Hember *et al.*, 2004).

Les choix faits dans les méthodes de spatialisation ont une influence directe sur l'interprétation qui peut en être faite. Dans le cas des températures par exemple, les conséquences de l'interpolation sur la définition des zones du glacier présentant des températures positives ou non sont importantes. En effet, la transition entre gel et dégel est une donnée capitale dans une étude hydrologique. Certains interpolateurs (spline, krigeage et polynômes locaux) peuvent dépasser ou minorer le minimum et le maximum réellement mesurés. Leur utilisation nécessiterait un paramétrage approfondi, à partir de données difficiles à acquérir. De plus, elles sont difficilement reproductibles et leur comparabilité est limitée. Ces méthodes s'avèrent donc davantage adaptées à l'analyse d'un instant *t* qu'à celle de séries temporelles.

Les problèmes liés à l'extrapolation hors du champ de mesures de certaines méthodes peuvent recouvrir plusieurs aspects. D'une part, ils peuvent correspondre à un artefact causé par un faible nombre de points d'échantillonnage. Cela peut être le cas par exemple dans le fond des cirques du haut du bassin glaciaire, excroissances typiquement délicates à traiter en interpolation. D'autre part, ils peuvent correspondre à de réelles tendances que les contraintes du terrain (pentes fortes, crevasses, bédières) ne permettent pas d'instrumenter correctement. Il serait à ce titre intéressant de mobiliser les méthodes fondées sur

les régressions, ou sur l'enchaînement entre régression et krigeage sur les résidus. Cela permettrait d'intégrer des variables ayant une influence spatiale sur ces processus (altitude pour la température ou vent pour la neige, par exemple). Nous l'avons remarqué grâce aux résultats de la validation croisée, le krigeage pourra être une méthode à privilégier dans certains cas, offrant certainement des résultats encore meilleurs avec un paramétrage multi-variables approfondi.

2.3.2. Quels choix à partir de ces tests

Cette étude sur les différentes méthodes (qui trouve son origine dans les échanges à un congrès de télédétection au Canada) a fait évoluer la pensée du groupe du programme HSF sur la manière d'interpoler. Les diverses demandes d'approfondissement d'article soumis (Bernard *et al.*, 2009) ont amené à la démarche adoptée aujourd'hui.

Les comparaisons de méthodes menées dans le cadre de ce travail appellent plusieurs constats. Tout d'abord, on observe, dans les différents tests réalisés, une homogénéité relative des résultats obtenus pour les valeurs globales, pour les températures comme pour le manteau neigeux. Quelle que soit la méthode employée, la tendance générale est conservée. Ces premières conclusions tendent à prouver que des méthodes simples de généralisation spatiale suffisent à dériver une valeur unique représentative d'un état du glacier (état thermique ou équivalent en eau du manteau neigeux).

Ces résultats ne doivent pas occulter le fait que des différences parfois importantes subsistent entre les méthodes, variabilité qu'il conviendra d'évaluer plus précisément dans le cas d'un travail à échelle plus fine. À titre d'exemple, l'évaluation des zones du glacier connaissant des températures élevées et la détermination de la ligne de l'isotherme 0°C peuvent connaître des variations importantes d'une méthode à l'autre. Le choix réalisé aura une incidence immédiate sur l'interprétation des dynamiques nivo-glaciologiques.

L'interpolation par IDW nous a semblé correspondre particulièrement bien aux réalités rencontrées sur le terrain. L'IDW présente des transitions plus douces entre zones contrastées et n'autorise pas de dépassement excessif des valeurs extrêmes. Les résultats sont plus en phase avec les observation s perçues. Toutefois le krigeage présente déjà de bons résultats sous la forme très brute que nous avons utilisée ici. Cette piste sera explorée dans le traitement des données de températures, puisqu'elle constitue par ailleurs une référence en climatologie (Raible *et al.*, 2006).

Ces observations nous incitent donc à proposer l'interpolation par IDW pour les données nivo-glaciologiques, tandis que le krigeage paramétré semble une solution pertinente pour les données de températures. Notons que ce choix n'est valable que dans le cas où toute la surface du glacier est échantillonnée.

À la lueur des résultats, il nous est apparu important d'effectuer aussi quelques réajustements dans l'implantation des balises. Nous avons notamment choisi de densifier le réseau amont avec de nouvelles balises, l'objectif étant de quantifier plus

Figure 116 – Relevé des balises à glace. Seule une petite zone où est située la balise se trouve en ablation, alors qu'une vaste périphérie est a priori en accumulation (photo, Ch. Morel, automne 2008, projet Our Polar Heritage).

précisément les valeurs extrêmes. De même certaines zones particulièrement exposées aux dynamiques du glacier (convergence, front) ont bénéficié d'un réseau plus dense de balises.

Enfin, insistons encore une fois sur l'importance du terrain et sa connaissance. C'est en effet un paramètre capital à prendre en compte dans l'estimation des dynamiques glaciaires, tant sa complexité amène parfois à de curieuses observations (Fig. 116).

2.4. Des choix adaptés aux contextes de trois domaines

Les tests qui ont été présentés laissent entrevoir un comportement très proche de certains interpolateurs. L'IDW et le krigeage sont ressortis comme étant clairement efficaces pour traiter nos données, à condition d'aller un peu plus loin dans leur paramétrage. En fonction du type d'informations, l'une ou l'autre des ces deux méthodes de calcul a donc été utilisée. Nous distinguerons ici les trois domaines pris en compte dans ce travail, et les méthodes de calculs associées.

2.4.1. Validation des choix : à chaque domaine sa méthode

Il eût été envisageable d'appliquer les mêmes méthodes pour les données nivologiques, glaciologiques et thermiques. Les nombreux travaux utilisant le krigeage avec dérive externe (KDE) auraient tendance à justifier cette méthode dès lors que l'on traite des informations de géographie physique. Toutefois, si la spatialisation des données physiques est convaincante avec ce type d'interpolation, plusieurs travaux (Caroll & Cressie, 1996 ; Borga et Vizzaccaro, 1997 ; Tapsoba *et al.*, 2005) attestent que cette approche n'est valable, dans l'étude de la neige, que sur de grands bassins versants au moins supérieurs à 10 km². En se fondant sur ces observations, nous avons donc conservé l'IDW pour interpoler les données nivologiques et glaciologiques. Cette méthode est par ailleurs validée et confirmée comme tout à fait adaptée à la spatialisation de données nivologiques par S. Carroll et N. Cressie (1997). Afin de valider les résultats présentés dans les points suivants, nous avons de nouveau testé l'interpolateur en lui ajoutant cette fois des vérifications de terrain.

En ce qui concerne les mesures glaciologiques, l'IDW nous a aussi semblé une option fiable. Pour J. Hosang et K. Dettwiler (1991), repris par H. Wackernagel et al. (2002), cette méthode est particulièrement bien adaptée pour l'estimation du w.eq., un paramètre capital dans notre approche.

En revanche, le KDE reste une référence en climatologie (Borga et Vizzaccaro 1997; Dirks *et al.,* 1998), et quelle que soit la superficie du bassin (Tveito & Schoner, 2002 ; Joly *et al.*, 2006). Aujourd'hui, le consensus autour de cette méthode pour spatialiser l'information climatique est tel, qu'il nous semblait alors pertinent de l'appliquer pour quantifier l'état thermique du glacier. Les préoccupations plus spécifiquement climatologiques de ce travail incitent par ailleurs à appliquer une méthode reconnue.

2.4.2. Application de l'IDW pour les mesures nivologiques et vérifications

Chaque campagne de carottage présente l'avantage d'offrir la possibilité de confirmer « en temps réel » les calculs effectués à partir des échantillonnages. Si le résultat du calcul semble douteux, il est en effet possible de vérifier sur le terrain, et de procéder le cas échéant à une nouvelle mesure. De plus, cette démarche a aussi été l'occasion de valider la méthode de calcul par IDW avec plusieurs contrôles *in situ*.

Nous avons donc suivi rigoureusement ce protocole pendant la saison de fonte 2009 : à la fin de deux sessions de carottage, une fois les données interpolées, le contrôle des mesures a été effectué le plus tôt possible. À plusieurs reprises nous sommes donc remontés sur le glacier afin de refaire le prélèvement de carotte de neige. Un exemple illustre l'intérêt de cette démarche. Lors de la session d'avril 2009, la mesure du carottage au point n° 24 a donné une hauteur de 5,95 m de neige. Une épaisseur aberrante en comparaison des mesures des années précédentes ainsi que des mesures effectuées sur des points voisins. Il a été possible de refaire plusieurs échantillonnages le lendemain pour comprendre et éliminer la mesure qui avait en fait été réalisée malencontreusement dans une crevasse !

Concernant plus particulièrement la partie méthodologique, la période de temps stable de mai 2009 a permis d'appliquer l'IDW et de vérifier directement la qualité de l'interpolation. Cette approche va plus loin qu'une validation croisée, et n'est pas possible avec des données de températures qui varient trop vite. Après avoir fini l'ensemble des carottages, les données de hauteur de neige ont été interpolées dès le retour à la base, donnant la carte présentée sur la figure 117.

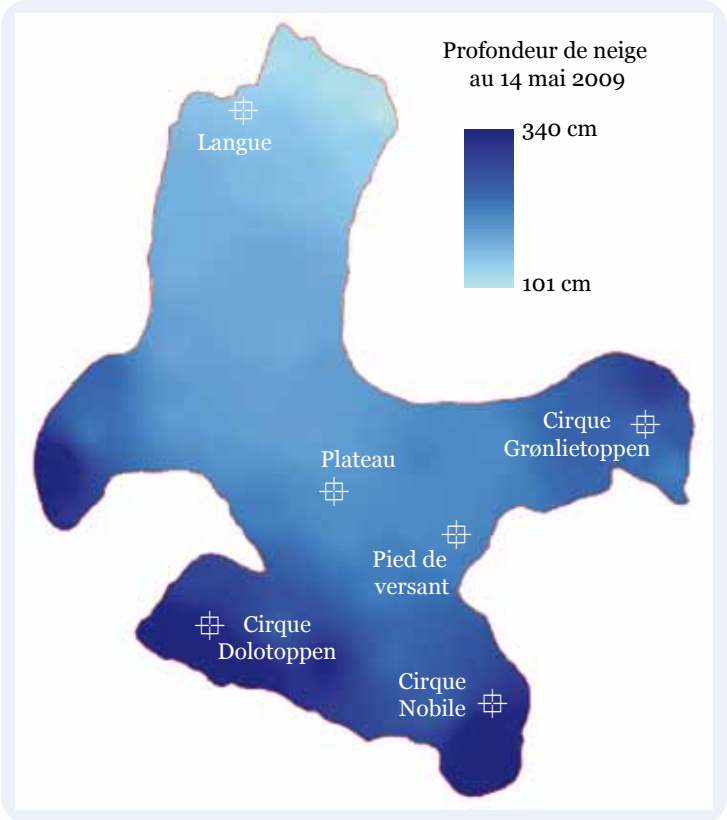


Figure 117 – Les résultats des mesures effectuées le 14 mai 2009 ont été interpolés et vérifiés sur le terrain quelques heures après. Des points-tests, dont on a relevé les coordonnées, ont permis de contrôler sur le terrain la validité des calculs et donc le choix de l'interpolateur.

À partir de ce résultat cartographique et en fonction de la topographie du glacier, 6 points de vérification ont été choisi :

– la proximité d'un versant où les valeurs mesurées sont sujettes à une forte variabilité locale (le pied de l'arête nord du Nobilefjellet a été choisi) ;
– les cirques du Grønlietoppen, du Nobile et du Dolotoppen là où l'accumulation de neige peut poser problème dans la mesure, chaque cirque ayant un comportement bien particulier ;
– le plateau central du glacier à proximité du point d'échantillonnage n° 25, dont la rugosité importante en fin de saison laisse supposer une importante variabilité locale ;
– la langue du glacier dans sa partie la plus frontale, là où la pente importante peut générer de l'erreur.

Nous avons en outre privilégié des zones assez éloignées des points de carottages du réseau d'échantillonnage, pour tester la validité des calculs dans des secteurs mathématiquement sous-échantillonnés. Toujours lors de cette même journée (pour minimiser l'erreur due à une éventuelle évolution du manteau neigeux) des sondages ont été effectués à ces points. Une double vérification a été faite d'abord avec une sonde à avalanche puis par carottage où le protocole classique a été appliqué (Chap. IV).

	Hauteur donnée par l'interpolation (en cm)	Mouyennes des hauteurs mesurées à la vérification (en cm)
Pieds de versant	195	197
Plateau central	183	183
Cirque Nobile	264	262
Cirque Dolotoppen	291	294
Cirque Grønlietoppen	230	230
Langue glacier	130	127

Figure 118 – Les résultats de la vérification des estimations de profondeur de neige donnent de bons résultats, attestant une méthode de calcul adaptée pour prédire la hauteur de neige sur la surface du glacier.

Les résultats de ce test présentés sur la figure 118 montrent une très bonne estimation de la profondeur par l'interpolation. L'hypothèse selon laquelle certaines zones étaient plus sujettes que d'autres à des erreurs de prédiction s'est vérifiée, mais dans des proportions raisonnables. Les pieds de pente et le front sont en effet les secteurs les plus soumis à un écart entre mesure et estimation de la profondeur et du *w.eq.*. Pour autant, cet écart reste minime à l'échelle du glacier en ne dépassant pas 1 % d'erreur d'estimation. L'interpolation donne donc des valeurs représentatives, s'approchant de la réalité terrain.

On aurait pu penser que certains critères, en particulier physiques (rugosité du glacier, exposition, pente, insolation…), pouvaient fortement influencer la qualité de la prédiction de l'IDW dont les paramétrages sont relativement simples. Or la vérification de terrain a montré que cette méthode de calcul était bien adaptée pour estimer la hauteur de neige, en tout cas dans une configuration relativement simple d'un manteau neigeux pas encore atteint par la fonte.

2.4.3. La spatialisation des données glaciologiques : bilan de masse et *w.eq.*

Les données glaciologiques mesurées sur l'Austre Lovénbreen avec les balises à glace n'ont pas été associée au test méthodologique présenté dans ce chapitre. Sur ce sujet, la littérature est très claire et les méthodes par polygones semblent dépassées (Tapsoba *et al.*, 2005), aucune méthode n'est vraisemblablement plus efficace que l'IDW et le krigeage dans une moindre mesure (Verbunt *et al.*, 2003). L'IDW est ainsi l'interpolateur le plus communément utilisé. Il est de plus souvent recommandé dans le cas de petits glaciers (Rivera *et al.*, 2005), pour les glaciers de type alpins (Zemp *et al.*, 2007 ; Michlmayr *et al.*, 2008 ; Linsbauer *et al.*, 2009) ainsi que pour un suivi sur des séries temporelles courtes (Koboltschnig *et al.*, 2007).

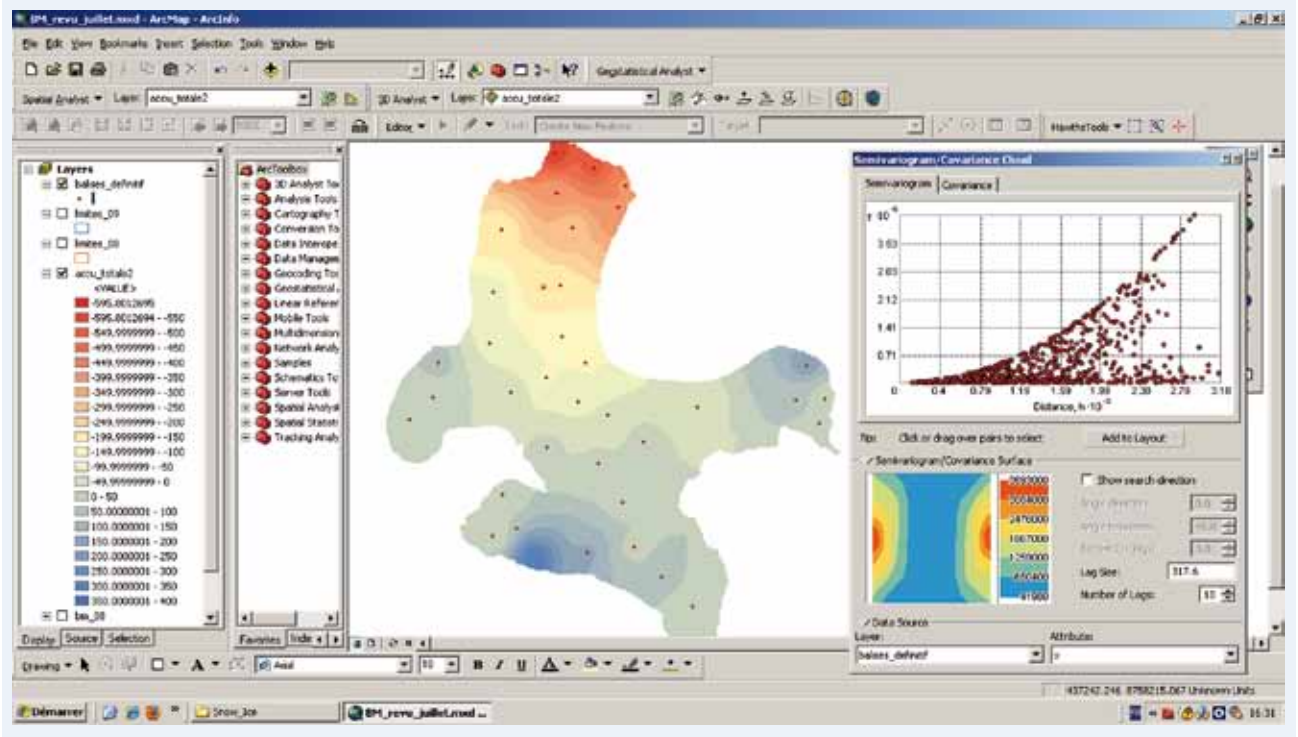


Figure 119 – Application de l'IDW pour le calcul du bilan de masse. L'IDW appliquée au calcul du bilan de masse donne de bons résultats. Les zones en accumulation et celles en ablation sont représentatives des mesures de terrain et permettent une identification fiable de la ligne d'équilibre

De même que pour la neige, la spatialisation des données glaciologiques doit permettre de connaître la contribution en eau du glacier aux écoulements. Pour cela, il faut déterminer précisément les zones du glacier en accumulation et celles en ablation, afin de quantifier cette contribution.

Nous avons donc appliqué l'IDW, qui s'est avérée représentative de la tendance mesurée sur le terrain. Le nombre important de balises à glace diminue par ailleurs un éventuel biais. La figure 119 illustre le résultat d'un calcul de bilan de masse. Il est facile de tracer la ligne d'équilibre et de quantifier l'apport en eau du glacier.

2.4.4. Le krigeage à dérive externe (KDE) pour interpoler les températures

Pour l'interpolation des données de températures, G. Hudson et H. Wackernagel (1994) préconisent le krigeage à dérive externe, et l'utilisent à l'échelle de l'Écosse. Ce protocole de traitement est repris et justifié par C. Raible *et al.* (1999 & 2006) pour des échelles globales, alors que D. Joly *et al.* (2002) l'utilisent pour modéliser la température sur de petits bassins polaires. Pour K. Stahl *et al.* (2006), cette méthode procure les meilleurs résultats dès lors que la topographie locale est prise en compte. L'intérêt des algorithmes géostatistiques est qu'ils prennent en compte le comportement spatial spécifique des variables climatologiques ainsi que des corrélations éventuelles avec d'autres variables ou co-facteurs, qui gouvernent leurs manifestations dans l'espace. L'intégration de ces co-facteurs se fait facilement par l'algorithme du krigeage avec dérive externe (KDE) dans le cadre de la géostatistique multivariable (Wackernagel *et al.*, 2002; Wackernagel, 2003).

Le fait d'inclure une dérive dans le calcul du krigeage permet ainsi d'obtenir des cartes plus fidèles à la réalité physique du phénomène (Tveito & Førland, 1999). Dans le cas des températures, la dérive est liée à plusieurs variables qui ont été intégrées à l'algorithme. Les calculs ont été réalisés avec le logiciel LISDQS (Logiciel d'Interpolation de Données Quantitatives et Spatiales) développé par

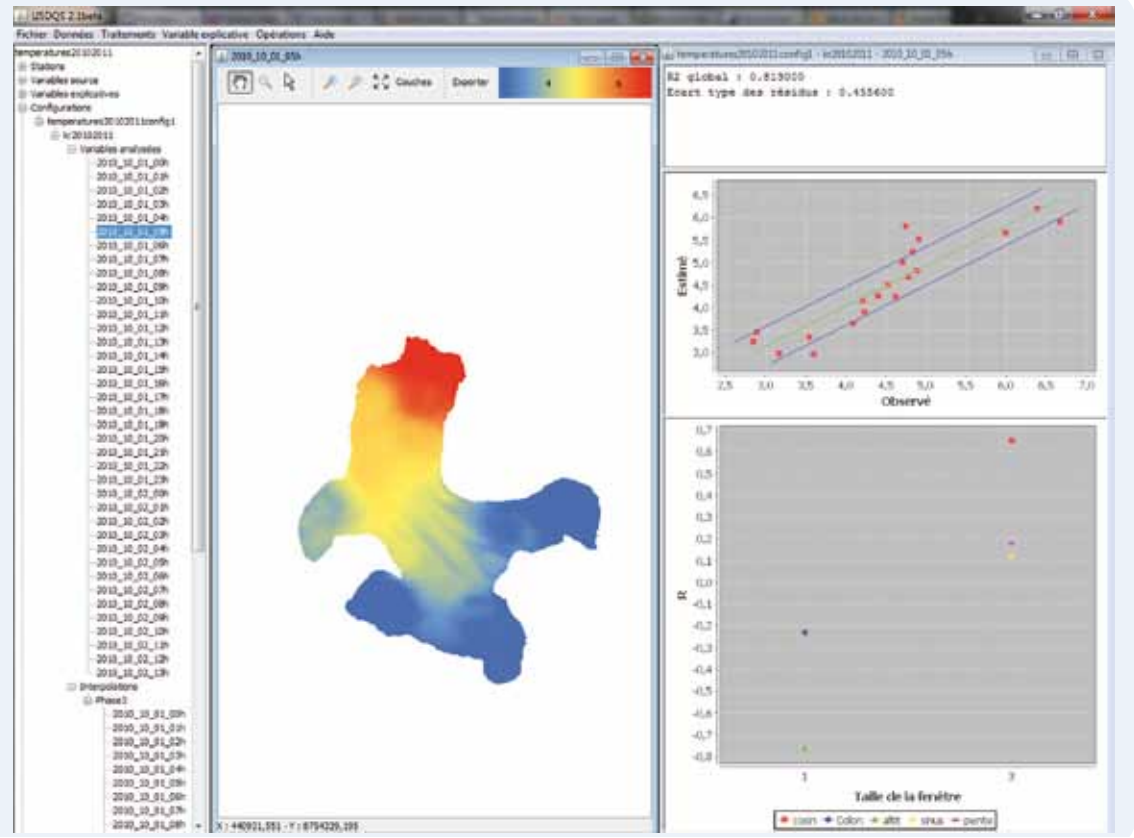


Figure 120 – Application du KDE sous LISDQS. Le logiciel LISDQS a permis d'appliquer l'algorithme du krigeage avec dérive externe (KDE) aux 20 points d'échantillonnage horaire de la température de l'air à la surface du glacier.

Daniel Joly de l'UMR ThéMA. Les données à interpoler proviennent du réseau de capteur qui est resté le même sur les trois années du programme. Dans le cas de données de températures, la variable qui répond le mieux est le relief (Wackernagel *et al.*, 2002). Les termes utilisés comme co-facteurs ont été l'altitude, la pente et l'orientation, déterminés à partir du MNT de 1995 (NPI) d'une résolution de 10 m. Ce choix va dans le sens de D. Joly *et al.* (1994 & 1997) qui concluaient que cette grille permet de faire ressortir les caractéristiques orographiques des variables climatologiques.

Dans le cas du krigeage avec dérive externe, la variable auxiliaire, soit ici la topographie, est considérée comme une deuxième variable aléatoire et est interprétée comme la dérive ou la tendance générale que peut suivre le comportement de l'état thermique du glacier. Soit :

$$Z(x) = R(x) + a + bV(x)$$

tel que :

$$E(Z(x)) = a + bV(x)$$

où a et b sont constantes, $V(x)$ la variable auxiliaire, les altitudes, est connue à tous les nœuds de la grille d'interpolation mais variable, et $R(x)$ est supposée être un résidu intrinsèque de moyenne $E(R(x)) = 0$.

Ce protocole de traitement, adopté par l'équipe du programme HSF suite à nos tests de validation de méthodes (Bernard *et al.*, 2009), a permis d'obtenir un résultat extrêmement rigoureux de l'état thermique du glacier, représenté sur la figure 120 par validation croisée.

Conclusion

Ce chapitre aurait pu constituer à lui seul un travail de thèse tant la comparaison de méthodes de calcul et de représentation spatiale de l'information est complexe. Choisir l'outil le plus adapté n'est pas chose aisée. À la lumière de ces tests, certains constats s'imposent donc. Des méthodes telles que la partition simple de l'espace, si elles peuvent donner l'illusion de convenir, sont bien trop simplistes et ne valorisent absolument pas les données mesurées. En revanche, si l'interpolation semble un protocole général incontournable, le choix de la méthode ne doit pas être négligé.

Les interrogations collectives nées de ce travail de thèse ont permis d'affiner les méthodes de calculs utilisées. Pour la climatologie, le groupe du programme

HSF a choisi de suivre les protocoles faisant référence actuellement en abandonnant l'IDW au profit du KDE. Concernant la neige, nous ne serons pas aussi affirmatifs que R. Hock *et al.* (1999), de nombreuses méthodes donnant des résultats tout à fait convaincants.

Les choix méthodologiques se sont fait finalement en fonction des besoins d'automatisation de certaines phases. Les besoins techniques ne sont en effet pas les mêmes pour traiter annuellement 8 760 cartes (températures) que pour en traiter 10 (neige), voire une seule (bilan de masse). En fonction du nombre plus ou moins important de données il est donc nécessaire de trouver ce compromis entre efficacité, simplicité et pertinence. Les données de températures impliquent par exemple un lourd travail de traitement, que seul le recours à la programmation permet d'effectuer.

Nous avons poussé « à l'extrême» le comparatif de méthodes d'interpolations. La pertinence de choix relève au final d'un débat de spécialistes, qui porte sur des différences globales extrêmement faibles. Les contraintes de terrain induisent des erreurs autrement plus importantes (chute des appareils, erreurs de pesée, instrument cassé, emplacement de carottage mal choisi…). Les chapitres X et XI reviendront sur le problème de la mesure. Le choix d'un interpolateur, fût-il issu d'une réflexion méthodologique profonde, ne nous laisse pas moins conscient que, vues les conditions du terrain, la méthode de calcul ne fait que nous donner l'illusion d'être précis.

CHAPITRE VII

Traitement de l'image satellite et des photos *in situ* : du qualitatif vers le quantitatif

« Si tes photos ne sont pas bonnes, c'est que tu n'es pas assez près… »
R. Capa

Les conditions climatiques au Spitsberg nécessitent d'aller régulièrement vérifier les stations photo automatiques lors des missions de terrain (photo : Christian Morel, automne 2008, projet « Our Polar Heritage »).

Introduction

« Si un observateur pouvait être transporté à une assez grande hauteur au-dessus des Alpes [...], il verrait cette chaîne de montagnes sillonnées de vallées et composées de plusieurs chaînes parallèles ». Horace de Saussure était un visionnaire : il avait déjà probablement subodoré l'intérêt de la télédétection en écrivant ces lignes en 1803 (dans *Premières ascensions au Mont Blanc*). Observer « par en haut » est une nécessité : mais quels outils utiliser ?

Si l'on se fonde sur l'abondante littérature à ce sujet (Rees & Arnold, 2003 et 2007 ; Berthier *et al.*, 2004 et 2005) le recours à l'imagerie satellitaire pour la spatialisation et l'observation des processus glaciologiques semble une solution satisfaisante faisant l'unanimité. Dans le cadre du programme HSF, elle est apparue comme insuffisante pour mener des observations à une échelle spatio-temporelle très fine, d'où l'utilisation complémentaire pour ce programme de l'imagerie au sol (Griselin *et al.*, 2006). Ce mode de télédétection *in situ* permet une vaste plage d'utilisation, mais propose également un challenge dans le traitement des données.

Les images satellites constituent, comme cela a été évoqué, la base de l'observation et de la spatialisation des dynamiques. Le traitement et l'utilisation des données de télédétection seront abordés dans un premier temps. La majeure partie de ce chapitre sera ensuite consacrée à ce que Liang *et al.* (2004) ont appelé l'*in situ sensing* : le traitement complexe et original de ces données nécessite d'être détaillé, puisqu'il est finalement la pierre angulaire de ce travail de thèse et une importante contribution du programme HSF.

1. LA TÉLÉDÉTECTION EN HYDRO-GLACIOLOGIE : DES POSSIBILITÉS ÉTENDUES ET DES LIMITES

Le recours à la télédétection pour suivre les dynamiques des glaciers est une approche commune. Les apports dans le traitement de l'imagerie satellitaire permettent une grande gamme d'interprétations, de même que l'étude de nombreuses problématiques.

1.1. Difficultés et nécessité de l'observation satellite

Nous avons eu à disposition un grand nombre d'images satellites Formosat ayant constitué une base solide à ce travail (Chap. V). Dans le programme pluri-disciplinaire HSF, les tâches étaient partagées entre les participants : le traitement initial des images brutes ne nous revenait pas. Les images dont nous avons disposé étaient déjà traitées et orthorectifiées. Cela explique l'absence de certains traitements qui auraient pu être attendus. Pour autant, cela n'a pas nui à la trame générale de cette thèse, ni au croisement avec les autres données. Dans cette problématique, nous nous sommes fondé sur des traitements simples permis par les données dont nous disposions.

1.1.1. Du ballon au satellite, une méthode clé pour comprendre l'environnement glaciaire

Depuis le lancement en 1957 de *Spoutnik*, les satellites ont largement contribué à l'observation de phénomènes : atmosphère, océan, surface terrestre. La couverture spatio-temporelle de plus en plus efficace en fait un outil précieux pour le géographe. Enfin, les caractéristiques physiques de la neige et de la glace ont incité à observer la cryosphère par ce biais.

Les progrès considérables des capteurs, depuis le lancement du premier satellite d'observation optique de la terre en 1959 (le satellite Corona, Norris, 2007), ont permis d'extraire une riche information. Les données acquises sont d'autant plus importantes que chaque année, les progrès dans la résolution spatiale et spectrale sont significatifs. Par exemple, on dispose actuellement pour certaines zones, d'une archive numérique permettant de reconstituer une série temporelle quasi continue de 30 années. On ne saurait ainsi négliger un moyen d'analyse qui fait (sous l'impulsion de l'IPY) de l'Arctique et de la presqu'île de Brøgger une zone de couverture prioritaire (Chap. V).

Si on se réfère à la recherche en glaciologie, la télédétection constitue un axe de travail de plusieurs projets destinés au suivi des glaciers à l'échelle mondiale tel GLIMS (*Global Land Ice Measurements from Space*) et contribue par ses résultats à alimenter des programmes climatiques internationaux tel CLIC (*World Climate and Cryosphere Program*). L'accès aujourd'hui facilité aux images en haute définition permet de cerner des dynamiques à de nombreuses échelles. Des phénomènes beaucoup plus locaux peuvent ainsi être appréhendés avec un degré accru de précision. La télédétection semble donc bien convenir pour l'observation et le suivi de grandes calottes (Bindschadler, 1998), des ensembles de glaciers (Korona, 2009) ou bien encore à ceux d'accès très difficile tel qu'en Himalaya (Clarke *et al.*, 2008). Toutefois, elle est aujourd'hui très largement utilisée dans l'observation fine de glaciers « laboratoires » tels qu'on en rencontre dans les régions alpines ou nord-américaines.

1.1.2. Un outil utile pour le suivi de la cryosphère mais parfois handicapé

À ce jour, la télédétection bénéficie d'importants progrès : HR (haute résolution) et THR (très haute résolution) spatiale et spectrale, fréquence accrue des enregistrements, calibration radiométrique, fidélité géométrique, visée stéréoscopique. Aussi, en raison des propriétés spécifiques des matériaux que sont la neige et la glace, tous les systèmes de télédétection existants sont-ils susceptibles d'apporter une information utile à la connaissance de l'évolution de la cryosphère dans les hautes latitudes (Kergomard, 2007). Cette technologie semble d'ailleurs être tout à fait adaptée à un suivi dynamique. Quatre domaines d'applications glaciologiques peuvent ainsi êtres dérivés de l'analyse de ces données : bilans d'énergie (albedo), dynamique (vitesse, volume), cartographie (front, surface, Accumulation-Ablation-Ratio) et bilan de masse (par la détermination de l'altitude de la ligne d'équilibre). De par ces possibilités, la télédétection peut donc offrir une vision spatialisée particulièrement attractive de notre bassin d'étude.

Pourtant, ce fort potentiel d'utilisation est handicapé par les conditions météorologiques de l'Arctique qui en limitent le champ d'action. En effet, sauf situation particulière, les systèmes utilisant les rayonnements optiques et infrarouges thermiques sont d'une utilité limitée par des conditions d'éclairement très particulières et l'importance de la nébulosité (Kergomard, 2007), deux caractéristiques que l'on retrouve en Arctique. À titre d'exemple, l'outil de sélection Digitalglobe Image Selection ne proposait par exemple qu'un maximum de cinq images pour l'année 2008 sur la zone de la presqu'île de Brøgger. Ainsi comment faire coïncider le traitement des images satellites et l'observation des processus hydro-glaciologiques nécessitant une appréhension spatio-temporelle fine ? Voilà l'un des problèmes auquel il a fallu apporter une solution et surtout faire des choix d'utilisation et de valorisation des données. Le problème posé réside dans la différence qu'il existe entre la disponibilité des données satellites et la brutalité de certains phénomènes hydro-glaciologiques.

1.2. L'utilisation de la télédétection : des observations difficiles mais riches d'informations

C'est depuis 1960 et les images du satellite TIROS-1 que la neige est observée puis étudiée (Kääb *et al.*, 2002). Le suivi du manteau neigeux est effectué régulièrement depuis l'espace par imagerie optique depuis 1966 (Matson, Ropelewski & Varnardore, 1986) et depuis 1978 en utilisant l'imagerie à micro-ondes passives (Hall *et al.,* 1995). Ces deux approches, qui font référence aujourd'hui, ont à la fois des avantages et des inconvénients.

1.2.1. Taille des objets, ombre et topographie : des facteurs limitant

En comparaison avec de grands ensembles ou des calottes glaciaires de plusieurs millions de km², l'Austre Lovénbreen est un petit objet d'environ 5 km². Cette superficie modeste peut donc être considérée comme un handicap pour l'observation à échelle locale par télédétection avec une grande précision spatio-temporelle. Cette contrainte élimine de fait l'utilisation de plusieurs types de capteurs, dont la résolution n'est pas suffisamment élevée.

La taille du pixel (soit la surface au sol couverte par l'unité d'une image) va donc constituer un élément déterminant. Représenter un glacier par seulement quelques pixels n'a en effet aucun intérêt dans une étude à échelle fine. Ainsi, bien que nous ne soyons pas dans les extrémités des Andes où 80 % des glaciers ont une superficie inférieure à 0,5 km² (Francou *et al.*, 1995), il faut, dans notre cas, nous tourner vers la THR. Elle va déterminer le niveau de précision du travail et donner (ou non) la possibilité d'observer certains phénomènes ponctuels. L'apparition des écoulements, les zones de marécages glaciaires ou bien la reptation du manteau neigeux sont des exemples typiques de la nécessité d'avoir recours à une résolution spatiale importante. En général, ce sont des capteurs avec des résolutions d'au moins 30 m qui sont donc utilisés en glaciologie alpine. Mais celle-ci est encore trop grossière pour le type d'approche envisagé sur l'Austre Lovénbreen. On estime en effet qu'il faut une résolution spatiale inférieure à 10 m pour qu'une étude des objets à échelle

fine soit valable (Rees, 2006). Enfin, le problème de la résolution temporelle se pose quant à lui quel que soit le capteur.

Le second point concerne la topographie accidentée dont la géométrie provoque des distorsions dans l'image (notamment en acquisition différentielle). De ce fait, les zones les plus accidentées sont sources d'erreurs, qui ne sont pas toujours rectifiables (Gardelle *et al.*, 2011). L'Austre Lovénbreen, avec une pente moyenne de l'ordre de 16°, dispose d'une morphologie nettement plus favorable : le handicap du relief est dans ce cas moins prégnant. En revanche, d'un point de vue radiométrique, les reliefs élevés mais surtout abrupts entourant le glacier créent des zones d'ombre. La figure 121 b illustre ce phénomène dans le cirque du Nobile où les parois du Welderyggen génèrent une grande zone d'ombre. Sa taille et son orientation dépendent à la fois de la topographie et de la position du soleil. Elles seront plus faibles aux alentours du midi solaire et au solstice d'été. De plus, la localisation du Spitsberg implique que les ombres sont la plupart du temps longues (angle d'incidence du soleil). En mars et en septembre, le glacier peut être entièrement en zone d'ombre (Fig. 121 a).

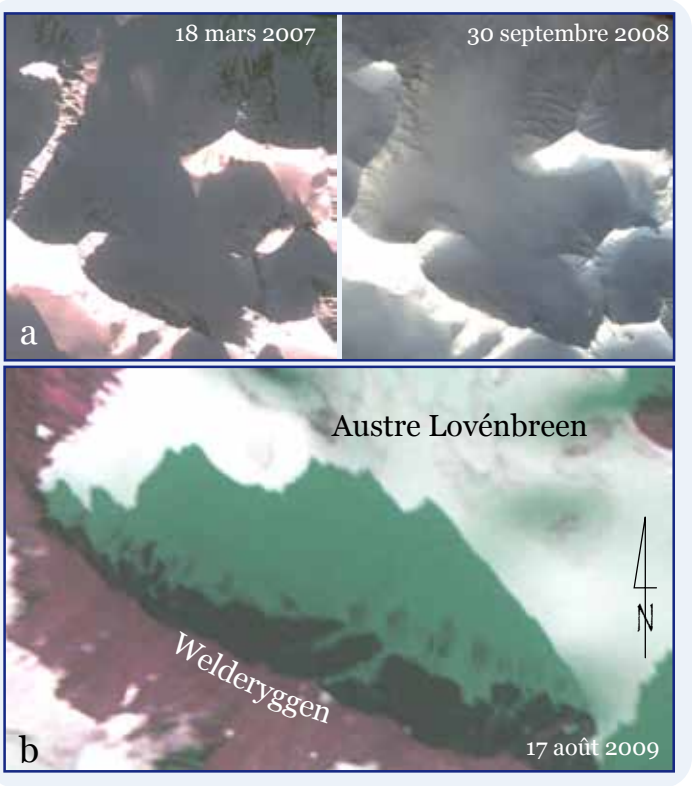


Figure 121 – Le problème de l'ombre sur les images satellites pendant les saisons clés. L'ombre du Welderyggen sur le glacier n'est pas rédhibitoire pour une analyse qualitative car les structures restent visibles (b). En revanche, il est beaucoup plus délicat d'envisager une classification en fonction du type de surface lorsque l'ensemble de l'image est plongé dans l'ombre (a).

1.2.2. Couverture nuageuse et neige : les contraintes climatologiques

La topographie peut être une puissante génératrice de nuages. Au soulèvement orographique classique observé en zones de montagne (effet de foehn) s'ajoute, avec la présence du fjord, celui de l'océan. L'air est rapidement saturé en vapeur d'eau et la couverture nuageuse est donc souvent présente et tenace. C'est précisément en été, pendant la période de fonte, que se forment d'épaisses couches de stratus, qui s'installent durablement, et dont l'altitude ne varie que dans une très petite fourchette (moins de 200 m), (Fig. 122). Ce type de météorologie, classique au Svalbard, est un obstacle majeur à l'observation des glaciers que l'on soit dans le domaine du visible ou de celui du PIR, communément utilisés pour l'étude de la neige. À partir d'un certain stade de couverture nuageuse, les images optiques sont quasiment inexploitables. Deux problèmes majeurs surviennent : les nuages masquent la surface observée et leur signature spectrale est proche de celle de la neige (König *et al.*, 2001).

Figure 122 – Arrivée d'une couche de stratus. Ce type de temps avec une couche d'inversion est classique pendant l'été arctique, rendant les acquisition satellites souvent peu efficaces.

La réflectance de la neige (proche de 0,9 pour la neige fraîche) et dans une moindre mesure celle de la glace, sont très fortes dans le domaine du visible (0,4 à 0,7 μm). L'inconvénient vient du gain des capteurs optiques qui est plutôt adapté à l'observation des forêts, des sols cultivés ou nus, dont la réflectance est moindre (de 0,2 pour une forêt de pins à 0,4 pour du sable clair). Sans modification du gain du capteur, les surfaces enneigées et/ou englacées apparaitront presque entièrement blanches avec une saturation des comptes numériques à 255.

Il s'agit donc d'obtenir la texture qui permet la meilleure identification des surfaces. La différenciation neige/glace est en effet un point capital : à la différence d'une étude du bilan de masse où seules les images de fin de saison hydrologique sont exploitées, nous avons besoin d'images pendant la saison de fonte (mai à septembre). Bien que la texture radiométrique des images soit réduite, leur acquisition durant cette période est nécessaire. Et si l'exploitation quantitative des données peut être contestable, les informations qualitatives que l'on en tire sont très précieuses : localisation des écoulements précoces (par suivi des marges glacées dans la moraine, Griselin *et al.*, 2008), détection des premiers écoulements sur le glacier, formation de lac supra-glaciaire ou apparition des bédières dans une approche diachronique.

1.2.3. Diverses situations et diverses difficultés

Comme nous l'avons vu précédemment, les dynamiques spatiales du manteau neigeux sont des phénomènes souvent appréhendés à échelle globale avec les données de télédétection. En effet, alors que près de 46 millions de kilomètres carrés sont couverts de neige dans l'hémisphère Nord au maximum hivernal, la mesure spatiale à l'échelle locale reste difficile *in situ* à cause d'un réseau de capteur trop épars (Mognard, 2002). Pourtant, un grand nombre de travaux (Bindschadler *et al.*, 2001 ; Bishop *et al.*, 2004 ; Salomonson & Appel, 2004) atteste que le recours à la télédétection est une alternative crédible. En effet, d'un point de vue physique, la neige a des propriétés identifiables à la fois dans les images optiques (dans le proche infrarouge notamment) ainsi que dans l'imagerie RADAR par exemple. De ce fait, en travaillant sur le spectre

électromagnétique de la neige, on peut aisément mettre en évidence certains phénomènes et certaines dynamiques.

Alors que les systèmes de capteurs optiques peuvent avoir de hautes résolutions spatiales, ils sont en revanche limités par la luminosité mais surtout par les conditions nuageuses : un handicap déjà évoqué par ailleurs. Clairement, les régions où l'influence océanique est maximale ne sont *a priori* pas les zones idéales ! Non seulement, la plage d'espace visible peut être considérablement réduite, mais surtout, il est très facile dans ces contrées majoritairement enneigées de confondre les nuages avec la neige. Le Svalbard regroupe ces deux caractéristiques.

L'intérêt des micro-ondes passives, c'est l'utilisation du système de nuit et/ou « à travers » les nuages, mais au détriment, dans ce cas, de la résolution spatiale. Généralement, on favorise l'utilisation des systèmes optiques dans le cas de travaux d'hydrologie, en grande partie à cause d'une bien meilleure résolution spatiale.

Dans le spectre visible et proche infrarouge, les informations reçues proviennent des premiers centimètres du manteau neigeux. Or, la modélisation des propriétés optiques de la neige dans ces gammes d'ondes montre que la réflectance de la neige dépend de la taille de ses grains.

Concernant la problématique de cette thèse, nous avons retenu certains paramètres qu'il nous a semblé pertinent d'aborder à travers la télédétection. Ces entrées sont également celles retenues par le *National Operational Hydrologic Remote Sensing Center* pour les analyses du territoire nord-américain :
– fonte (*snow melt*)
– neige fraîche (*fresh snow*)
– neige mouillée / marécage glaciaire (*glaciar swamp*)

Or, concernant les données dont nous disposons, ces paramètres qualitatifs peuvent tout à fait être envisagés sans traitement spécifique des images.

1.3. Résultats des traitements : apports et limites de la télédétection dans notre contexte

1.3.1. Une information riche et un référentiel

Les images satellites sont dans notre cas un référentiel spatial, autant que des bornes temporelles. Le calage des images sert de base à plusieurs autres données. Les photos prises depuis le sol, que nous aborderons plus loin, mais également les MNT et les limites que nous avons longuement évoquées sont typiquement des couches d'information ayant pour référentiel l'image satellite.

L'objet de ce travail étant de comprendre comment le glacier et le couvert neigeux participent aux écoulements, l'utilisation des images va donc se référer en priorité à la typologie des surfaces. Il est en effet capital de connaître précisément la fraction du glacier couverte de neige, et celle en glace. C'est pourquoi une classification des images présentant une discrimination nette sur le glacier est nécessaire. Compte tenu de la faible variété colorimétrique des images (roche, neige, glace et eau), la

méthode par classification supervisée semble la plus adaptée à nos besoins. Dans ce contexte plus précis, les images satellites sont utilisées en complément d'autres informations. Elles permettent d'avoir un regard saisonnier global sur le bassin glaciaire et son évolution. Elles offrent des repères spatio-temporels à partir desquels on extrait à la fois de l'information qualitative et quantitative.

En revanche, elles doivent impérativement être complétées à la fois par l'information de terrain et celle, développée dans ce chapitre, de l'imagerie au sol. Quoi qu'il en soit, la télédétection offre une vision spatialisée attractive des zones glaciaires et des dynamiques qui s'y déroulent.

1.3.2. Traitements et résultats

Les résultats montrent que les images satellites permettent une bonne lecture de la limite neige/glace. Elles sont d'ailleurs beaucoup utilisées de cette façon pour établir l'altitude de la ligne d'équilibre des glaciers. Ces images qui couvrent la saison de fonte sont donc d'excellentes bornes qui peuvent encadrer efficacement les images issues des stations photo. C'est d'ailleurs dans ce rôle que nous les avons envisagées.

Compte tenu de tous ces paramètres (traitement, mise à disposition des données et rapport à la problématique), nous avons traité les quelques images nécessaires en fonction de la surface du glacier.

Dans un premier temps, pour discriminer la neige de la glace, nous avons appliqué sur les images une classification supervisée réalisée manuellement. Les différences de tons de neige ancienne, de glace et ceux de glace de surimposition n'ont cependant pas permis d'obtenir un résultat probant. En effet, les profils colorimétriques de la glace et de la neige sont tellement proches, que l'identification des surfaces est extrêmement difficile, y compris pour un œil exercé. Et même dans le domaine du PIR, habituellement recommandé pour les travaux sur la neige, il est difficile d'effectuer une classification satisfaisante sur un glacier (Solomonson & Appel, 2004). De plus, pendant la phase de traitement des images, on s'est aperçu que peu d'images montraient le glacier autrement que entièrement couvert de neige. En effet, sur un total de 33 images, 10 seulement pouvaient faire l'objet d'une discrimination neige/glace. Et si on regarde ces résultats de façon saisonnière, 3 images sur 11 peuvent être discriminées en 2007, 4 en 2008 et 3 en 2009. Ces chiffres prouvent qu'une haute résolution temporelle est nécessaire pour suivre finement les dynamiques glaciaires .

Ce dernier constat a donc poussé à effectuer une discrétisation spatiale manuelle. La limite neige/glace a donc été directement tracée pour chaque cliché. Cette étape effectuée dans ArcGis a donné lieu à des polygones permettant de calculer la fraction de glacier couverte de neige et celle en glace (Fig. 123).

1.3.3. Des limites qui nécessitent d'être complétées

La saison de fonte est temporellement bien couverte par les images satellites. En revanche, aucun phénomène clé n'a pu être observé. On se heurte en effet aux

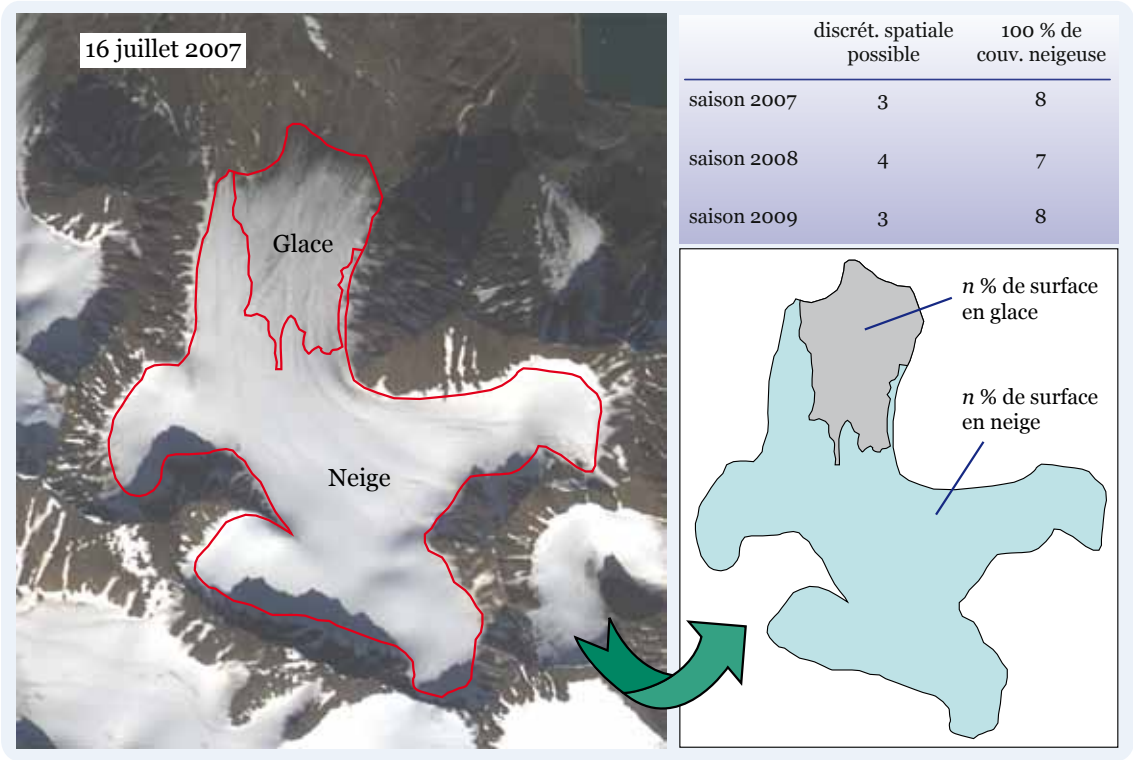


Figure 123 – À partir de l'image satellite sur laquelle on peut identifier une discrétisation spatiale nette (neige/glace), les polygones de surface sont tracés manuellement sur l'image pour obtenir la fraction de glacier couverte de neige et celle en glace.

mêmes difficultés qui ont été relevées concernant la brutalité et la brièveté des phénomènes (Chap. III).

Si l'on se fie uniquement aux images satellites, on a donc deux lacunes :
– l'absence de phénomènes de fonte caractéristique tels qu'on les observe sur le terrain ;
– l'absence de phénomènes climatologiques et/ou physiques dont l'occurrence est très aléatoire, brève et souvent imprévisible.

De plus, faute d'accès à toutes les données sources, certains traitements que nous aurions souhaité tester (notamment dans le PIR), n'ont pas pu l'être. On aurait en effet apprécié de pouvoir tester un indice tel que le NDSI (*Normalized Difference Snow Index*), dérivé de l'indice de végétation NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*). Celui-ci donne en effet des résultats probants lorsqu'il est utilisé (Silverio et Jacquet, 2003 ; Salomonson et Appel, 2004 ; Erdentuya *et al.*, 2006). Ce point est toutefois à nuancer, puisque la différence entre neige et nuage se trouve après 1,4 μm, or Formosat ne mesure que jusqu'à 0,9 μm dans le PIR (Rees, 2005). Les images issues de Formosat sont donc moins appropriées que celles de NOAA POES pour cette utilisation. Pour suivre le plus finement possible les dynamiques du manteau neigeux, la télédétection se trouve finalement limitée par le nombre et le type d'images disponibles. Même s'il peut paraître mirifique de disposer de 11 images par saison, elles se sont révélées insuffisantes pour observer des dynamiques qui peuvent être extrêmement ponctuelles et bru-

tales aussi bien dans l'espace que dans le temps. Dans le programme HSF, elles étaient d'origine considérées comme des bornes spatio-temporelles dans le calendrier saisonnier de fonte, complémentaires des photographies acquises depuis le sol (mais l'efficacité des stations-photo prototypes ne pouvait être affirmée en début de programme).

2. L'IMAGERIE *IN SITU* : LE PASSAGE D'UNE INFORMATION QUALITATIVE À UNE INFORMATION QUANTITATIVE

2.1. Le traitement en amont, une étape lourde

2.1.1. De la carte mémoire à la banque d'image : le tri de l'information, une étape cruciale

De la récupération des cartes SD jusqu'à l'archivage, cette étape en apparence simple, est en fait une phase lourde du traitement des informations. À chaque relevé des stations automatiques, les cartes SD des appareils sont vidées et formatées pour une nouvelle série d'enregistrements. Commence alors la délicate étape de l'archivage des séries de photos. Une reconstitution de la chronologie est en effet nécessaire. Cette étape est évidemment capitale pour comprendre la chronologie des événements. Il faut pour cela identifier chaque photo (année, jour, mois, heure et identifiant de la station) à l'aide d'un petit programme développé spécialement, qui renomme les photos à partir de l'entête EXIF des fichiers.

Parmi les problèmes rencontrés lors de cette phase, les photos manquantes nécessitent d'être remplacées par des rectangles noirs sur les logiciels de visionnage. Ce procédé permet de comparer les photos des même jours et heures des différentes stations (Fig. 124).

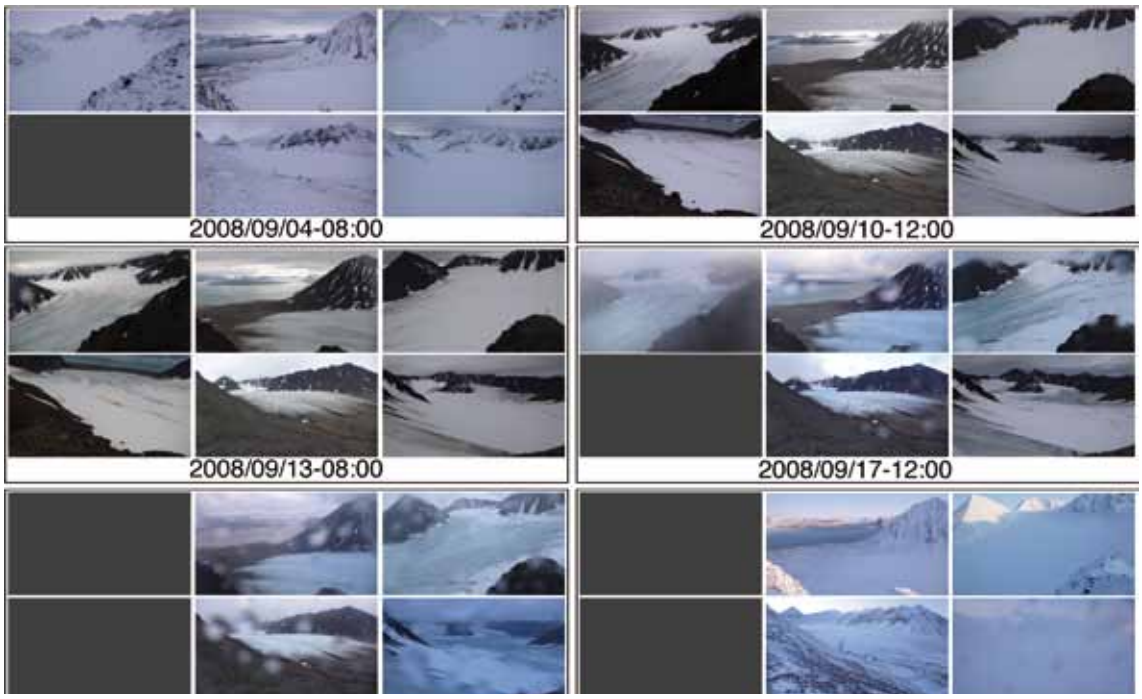


Figure 124 – Comparaison de photos entre différentes stations. Il est possible de générer des planches-contact afin d'avoir une vue globale. Les images manquantes apparaissent en noir.

Il est nécessaire de prendre en compte les photos manquante pour pouvoir comparer les photos des différentes stations en fonction des mêmes jours et heures.

Plus grave est la perte de l'horloge qui intervient à cause de la nuit polaire (Chap. V). Si aucune photo ne manque, on peut numéroter automatiquement, sinon il faut manuellement reconstituer la série journalière et renommer chaque cliché. C'est une phase qui peut être extrêmement longue, faisant appel à une bonne vue et à une bonne connaissance du terrain pour renommer les photos.

Une fois toutes les photos renommées, leur archivage et leur classement permettent de s'en imprégner et d'avoir une vue globale des dynamiques nivologiques, hydrologiques et glaciologiques. Cette étape permet par ailleurs de fournir quelques statistiques explicatives sur le fonctionnement des stations (Chap. V). Ces statistiques servent aussi en retour aux développeurs des appareils afin d'améliorer le fonctionnement et de comprendre les dysfonctionnements.

2.1.2. L'œil humain, une nécessité

Avant d'en tirer de l'information quantitative, l'observation des photos est une étape incontournable. Les statistiques obtenues et évoquées précédemment permettent de faire un tri en occultant les images noires de l'hiver polaire ou les photos complètement inexploitables à cause de l'obstruction de la lentille.

Parfois, l'observation spécifique « à l'œil nu » des photos est ensuite nécessaire avant leur traitement quantitatif. Certains paramètres ne peuvent être envisagés que manuellement : c'est le cas de la typologie de la surface du glacier. Plusieurs travaux déjà effectués (Dumont *et al.*, 2009) attestent la difficulté d'établir par exemple un albedo à partir de photos *in situ*. La figure 125 illustre par deux images toute la difficulté, même pour un œil exercé, à déterminer le type de surface du glacier. Sur les deux photos, alors que la ligne de transitoire de névé n'a pas bougé, l'apparence et la couleur du glacier semblent complètement différentes.

L'information climatique est par ailleurs essentielle à la compréhension de la météorologie sur le bassin. En effet, même sur des images *a priori* inexploitables quantitativement, on tire une information précieuse, notamment concernant les précipitations. Ce facteur est essentiel pour comprendre les dynamiques hydrologiques. le fait de savoir s'il pleut ou s'il neige à l'altitude de la station photo permet de déduire la limite pluie/neige. Cette information capitale est illustrée par la figure 125.

Figure 125 – Comparaison de photos entre différentes stations.

Sur les deux premières photos présentées, la ligne transitoire de névé à la même localisation. La surface du glacier semble visuellement pourtant très différente alors qu'elle est la même dans les deux cas (photos : 23 août 2009 à 8h en haut et 16h en bas).

L'information sur les conditions météorologiques des photos en bas, et en particulier le type de précipitations, est une information capitale donnée par des photos *a priori* inutilisables. Cet exemple atteste des chutes de neige à 500 m d'altitude entre le 9 juillet 2008 à 16h (en haut) et le 10 juillet 2008 à 8h (en bas).

Ces deux exemples attestent la nécessité d'avoir un regard rigoureux sur les images avant de lancer un traitement quantitatif. Nous aurions également pu évoquer les conditions d'inversion thermique, pendant lesquelles le glacier, sous une couche de stratus n'est pas visible, mais où l'information météorologique reste capitale. En effet, alors qu'au niveau de la base, le temps est gris et humide, il est utile de savoir quelles sont les conditions météorologiques au-dessus de cette couche. Ce sont ces informations qui expliquent que l'on observe parfois des inversions thermiques sur les cartes d'état thermique du glacier (Chap. VI).

Étant donné la lourdeur du traitement nous nous sommes aussi interrogés sur la possibilité d'appliquer une méthode de tri automatique.

2.1.3. Un essai d'automatisation

La très grande quantité d'information disponible évoquée au chapitre V (6 570 photos attendues par année) a justifié une réflexion sur l'utilisation d'une méthode de tri automatique en amont.

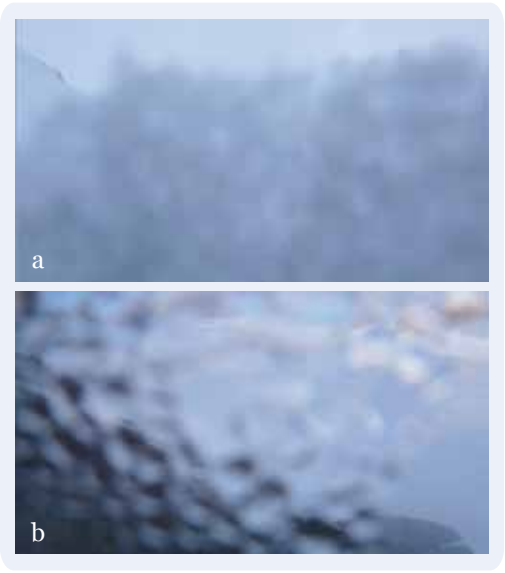


Figure 126 – Quelle est la nature de la surface du glacier, quel temps fait-il ?

L'automatisation de cette étape semblerait une approche valable afin d'éliminer d'emblée et rapidement les clichés dont on ne peut tirer aucune information (nuit polaire, nuage ou brouillard trop dense, lentille obstruée). La figure 126 donne l'exemple de photos difficilement utilisables, même d'un point de vue qualitatif.

Ce problème a donc été abordé avec l'équipe de S. Chrétien du LMB (Laboratoire de Mathématiques de Besançon) de l'Université de Franche Comté.

La réflexion générale a été fondée sur le tri des photos par une méthode de classification non supervisée utilisant les coefficients de Fourier (Fig. 127).

Elle permet de réduire l'information de l'image et de lui appliquer un algorithme de classification ne portant que sur les coefficients significatifs, ici visibles au centre de ces images. Sur cet exemple, 3 images de mauvaise (a), moyenne (b) et bonne (c) qualité sont testées.

La démarche adoptée se décompose en trois étapes. À partir d'un cliché de 10 Mp, on applique la méthode des coefficients de Fourier pour obtenir 10 M de coefficients. Ce nombre est ensuite réduit aux n coefficients les plus significatifs pour en obtenir une quantité pertinente (on n'utilise par exemple que 1 pixel sur 4 de l'image). Les coefficients ainsi obtenus sont classés en appliquant une analyse en composante principale (ACP) non supervisée dont on obtient 8 classes d'images (Fig. 128). Cette démarche permet d'éliminer les clichés inutilisables avant la phase de tri manuel.

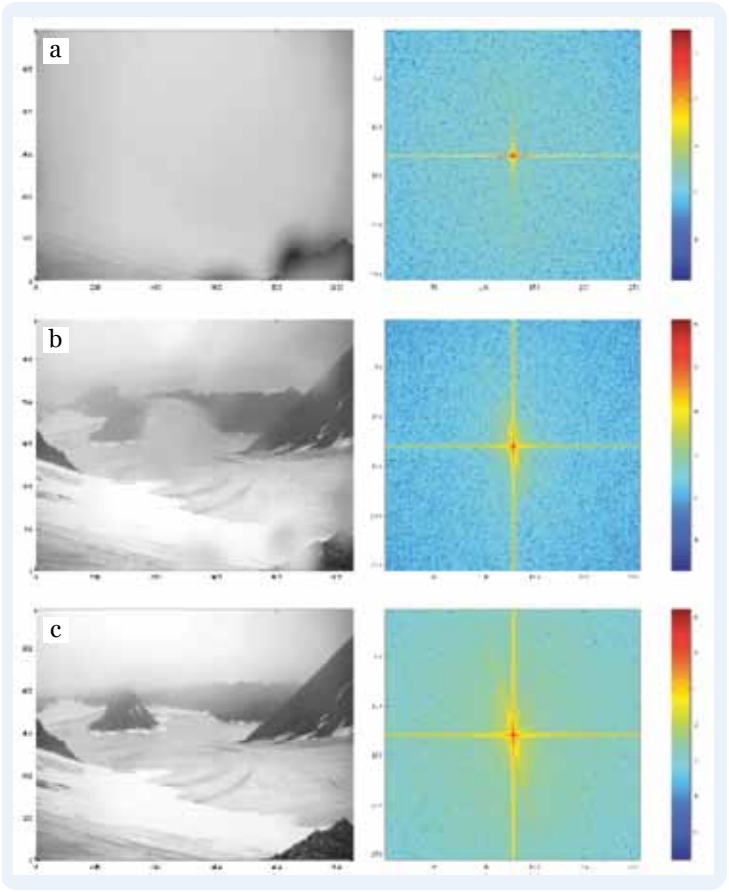


Figure 127 – L'image a présente de la neige et de la glace sur la lentille alors que l'image b n'est pas utilisable en raison de la condensation. Ces photos font partie de celles inutilisables avec les photos prises pendant la nuit polaire.

Le traitement décrit a été appliqué à l'ensemble de l'image. Or si on considère une photo entière, les calculs d'évaluation de surface, peuvent être faussés par des déformations. La portion d'espace offerte à la vue est tellement importante que les phénomènes très locaux, tels que les avalanches par exemple, sont beaucoup plus difficiles à appréhender. Une solution pourrait être de se fonder sur la partition de l'image. En ne sélectionnant que certaines zones représentatives ou d'intérêt, on peut avoir une analyse beaucoup plus fine. C'est pourquoi l'utilisation d'une méthode par ROI (*Region Of Interest*) semble être une possibilité pour optimiser les résultats. Ce changement d'échelle dans l'appréhension des phénomènes permet d'éviter ainsi tout problème lié à la déformation de l'image (Schweizer *et al.*, 2008).

Cette méthode semble toutefois se justifier plutôt dans le cas d'une analyse fine et/ou très ponctuelle des dynamiques spatiales. Pour un tri en amont comme c'est le cas ici, la méthode plus générale appliquée à l'ensemble du cliché paraît adaptée.

On conclura que cette méthode de tri apporte pour l'instant une aide, permettant de classifier les photos selon qu'elles sont :
– inutilisables, qualitativement ou quantitativement ;
– utilisables uniquement de façon qualitative ;
– utilisables selon les aspects qualitatifs et quantitatifs.

Si cette méthode automatique est apparue séduisante en apportant beaucoup dans le tri « sélectif », elle n'est toutefois pas encore

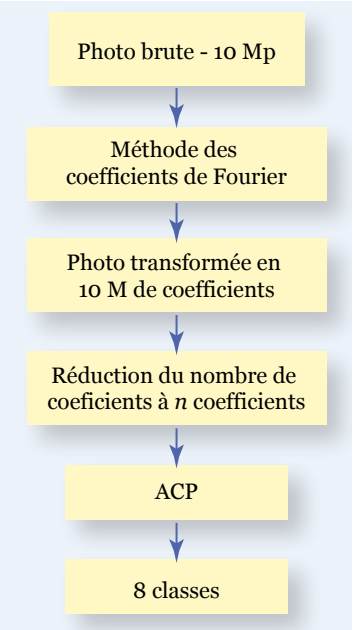


Figure 128 – La chaine de traitement des images selon le coefficient de Fourier.

suffisante. On constate en effet qu'il n'existe finalement pas de traitements automatiques qui remplacent le couple cerveau - œil humain afin de tirer de l'information de photos *a priori* inutilisables.

La poursuite et le développement de telles méthodes est un challenge extrêmement intéressant qui ne doit en aucun faire oublier qu'il est essentiel de conserver les séries de photos en entier, afin de reconstituer l'évolution météorologique.

2.2. Traitement et interprétation des clichés : du qualitatif au quantitatif

Ce travail est issu d'une réflexion collective et de mises au point de longue haleine. Les aspects méthodologiques développés ici ont été présentés à plusieurs congrès et dans plusieurs publications ayant donné lieu à des ajustements afin d'affiner et de perfectionner la méthode (Laffly *et al.*, 2011 ; Bernard *et al.*, 2011).

2.2.1. La correction géométrique des photographies : quelle(s) méthode(s) et comment ?

Dès les années 80, des méthodes ont été mises au point afin d'extraire de l'information quantitative de photographies, argentiques à l'époque. Compte tenu des technologies qui étaient disponibles, la solution alors envisagée consistait à draper un quadrillage équidistant en projection zénithale sur l'image, afin de mesurer des surfaces (Escher-Vetter, 1980 ; Moser *et al.*, 1986 ; Escher-Vetter & Reinwarth, 1994). Bien que cette technique ait montré son efficacité, elle ne permettrait pas aujourd'hui une interaction avec d'autres types de données. Les logiciels SIG par exemple, se fondent sur une projection zénithale qui est, au besoin, transformée en 3D par la suite. Nous proposons donc à l'inverse de corriger la photo tangentielle afin de la rendre compatible avec d'autres données projetées (températures, MNT, images satellites, échantillonnages de terrain), et de pouvoir les croiser.

Pour apporter des corrections géométriques à une image, il existe deux méthodes : l'orthorectification d'une part, et le redressement d'autre part. Dans le premier cas, le modèle de correction utilisé est «parfait». Il tient compte de la morphologie de l'objet observé (le terrain), de la géométrie de la prise de vue, de la position et de l'orientation de cette dernière au moment de l'acquisition, pour la modélisation. On passe donc d'une projection centrale (c'est-à-dire la géométrie d'une photographie) à une projection orthogonale (c'est-à-dire la géométrie cartographique). Dans le cas d'un redressement, il s'agit d'appliquer à l'image un modèle générique qui permet d'approximer la transformation de l'image tangentielle vers la carte, en fonction de la contrainte imposée aux modèles par les points d'amers.

Le premier modèle présente l'avantage d'une transformation plus rigoureuse et surtout plus homogène : la transformation appliquée est géométriquement la même quelle que soit la localisation dans l'image. Il est néanmoins beaucoup plus contraignant, puisqu'il nécessite plus de données d'entrée, sur la connaissance *a priori* des caractéristiques de l'appareil (focale, repères de fonds de chambre,

éventuellement paramètres du polynôme de distorsion), et de la géométrie du terrain (MNT très précis). La position et l'orientation de l'image au moment de l'acquisition sont, dans ce cas, résolues à l'aide des points d'appuis ou à l'aide d'une aérotriangulation.

Le second modèle est moins contraignant en terme de diversité des données d'entrée, mais il réclame à l'inverse beaucoup plus de points d'amer. D'autant que pour appliquer une correction géométrique satisfaisante, le modèle nécessite d'être forcé sur l'ensemble de l'image, puisque la transformation appliquée est localement contrainte par les points d'appuis environnants. Ce modèle est généralement moins précis que le premier. En revanche, il est beaucoup plus souple à utiliser et à appliquer, à condition donc d'avoir un nombre suffisant de points de contrôle au sol.

Le choix d'utiliser l'une ou l'autre des deux méthodes est contraint par les spécificités du réseau de stations photographiques. Ainsi, le degré de précision recherché et la particularité des informations que l'on souhaite mettre en évidence sont dépendants de la disponibilité des données nécessaires à l'application de chacun des modèles. Dans notre cas, l'altitude du positionnement des stations photo est contrainte par la topographie locale. Le faible dénivelé des montagnes empêche *de facto* tout gain de hauteur. Même en les plaçant sur les plus hauts sommets , les images obtenues seront toujours fortement tangentielles.

Ce constat ne nous a pas empêché de tester des méthodes pour obtenir des orthophotos, puisque nous disposions des données nécessaires à leur mise en œuvre. Mais malgré de multiples essais, l'orthorectification s'est révélée très peu convaincante, avec des résultats de mauvaise qualité. La forte tangentialité des photos explique ce problème : elle ne permet pas une correction acceptable, et est de ce fait rédhibitoire. Les déformations sont trop importantes et le modèle peut difficilement les corriger (Hinkler *et al.*, 2002). Comme le montre la figure 129, le problème vient de ce que le point de fuite à l'horizon se trouve dans le cadre de la photo, et est rejeté a l'infini).

Le choix s'est donc porté vers une correction géométrique par redressement, en appliquant la méthode des triangles de Delaunay. Cette méthode de triangula-

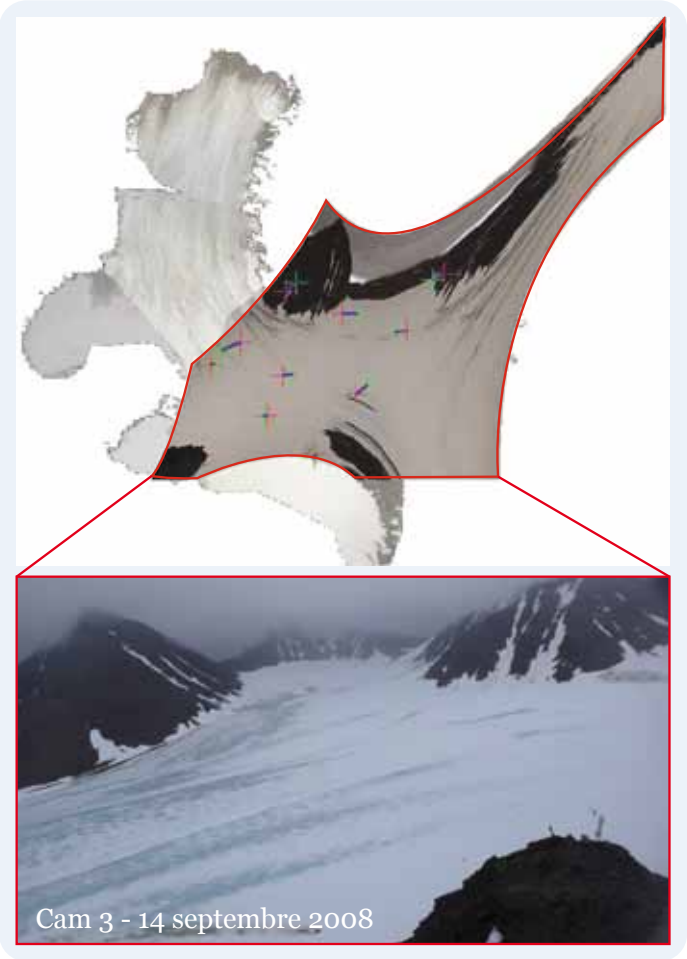


Figure 129 – Les modèles classiques implémentés dans ArcGIS ne permettent pas une bonne correction des images.

tion utilise une transformation affine entre les sommets : le nombre de triangles s'adapte ainsi au nombre de points d'amers (DTU, *Technical University of Denmark*). L'important, lorsqu'on utilise ce mode de calcul, est de veiller à ce que les triangles soient correctement répartis sur l'image à traiter.

2.2.2. Méthode de correction des images *in situ*

Rappelons que l'objectif du traitement est de pouvoir utiliser des images ayant un format compatible avec celui des images satellites, et des autres données projetées (températures, MNT).

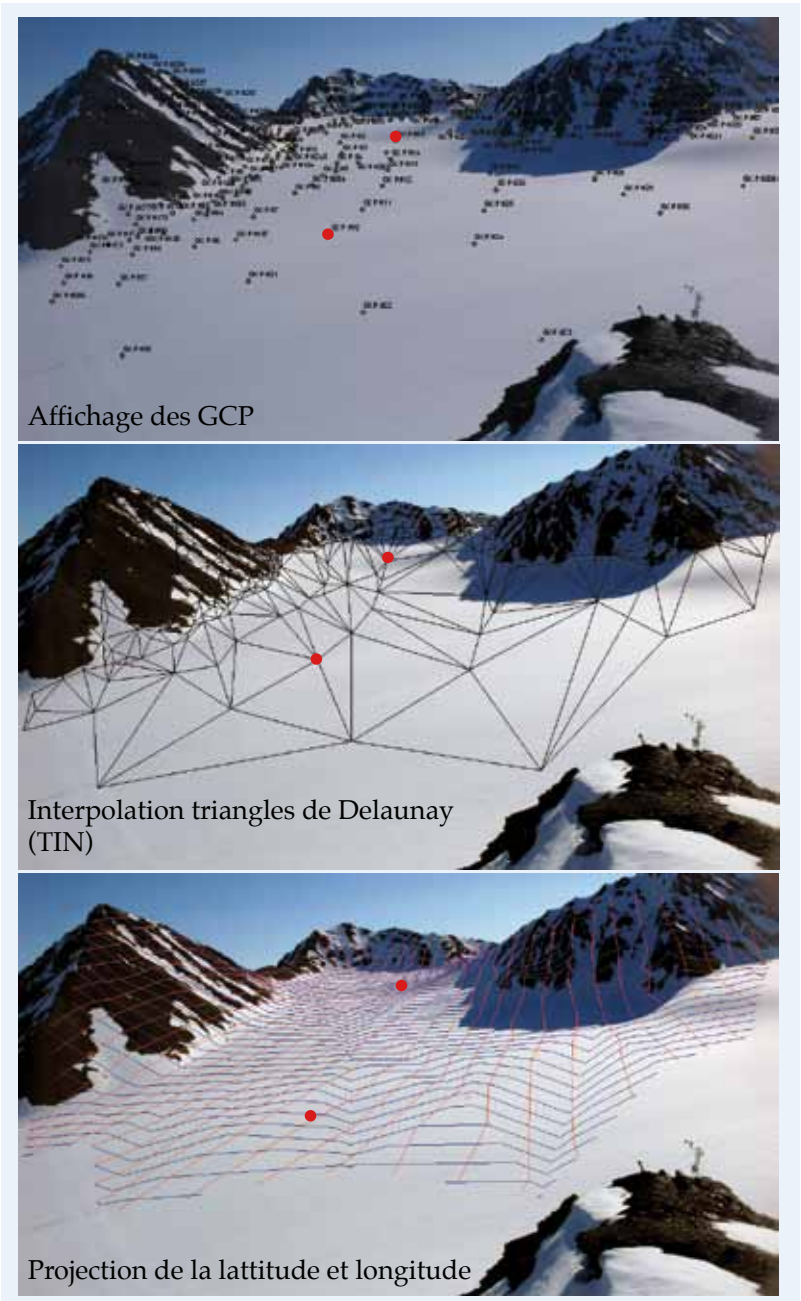


Figure 130 – La méthode d'interpolation de Delaunay. Elle représente l'espace par triangulation entre les points d'amers sélectionnés dans l'image et permet ensuite de projeter l'image en fonction de la latitude et de la longitude.

Les algorithmes classiques utilisés pour projeter les images satellites sur des MNT (comme ceux implémentés dans des logiciels tels que ArcGIS) sont inappropriés. Les artéfacts observés ont déjà été décrits (Hinkler *et al.*, 2002) et sont inhérents au fait que les appareils photos au sol acquièrent des vues obliques.

L'alternative proposée ici se fonde sur l'utilisation d'un modèle de correction géométrique utilisant le *rubber sheating* dans lequel les vues obliques sont interpolées de façon linéaire par triangulation de Delaunay. Cette interpolation d'un ensemble de n points est l'unique triangulation telle qu'un cercle passant par les trois points d'un triangle ne contienne aucun autre point. Le réseau (TIN pour *Triangle Irregular Network*) est donc constitué de triangles contigus définis pour qu'aucun sommet ne soit à l'intérieur d'un autre triangle. Cette notion est généralisable à n'importe quelle dimension : dans le passage du plan à la 3D par exemple, on utilisera des tétraèdres et des sphères. À partir du réseau ainsi calculé, la latitude et la longitude sont ensuite estimées par régression plane ou par surface de spline (Fig. 130).

Comme cela a été souligné précédemment, la bonne correction d'une image nécessite un grand nombre de points d'amers, communs entre les images satellites et les images obliques. Or s'il est assez aisé d'en identifier dans les versants grâce aux névés (les périodes de fontes en juin et juillet sont particulièrement propices) ou certaines excroissances rocheuses, il est en revanche impossible d'obtenir une information fiable sur la zone du glacier.

On le comprend, la difficulté principale associée à cette méthode est donc de trouver des points de repère qui peuvent être identifiés avec précision sur les deux types de données. Et généralement, la surface des glaciers arctiques ne permet pas de mettre en évidence des objets naturels que l'on peut clairement discerner : on a plutôt affaire à de larges zones monotones. Les contrastes sont donc souvent trop faibles et rarement binaires (neige et roches). Ce constat implique que les seuls points identifiables se limitent à quelques structures telles que les bédières. Et leur évolution rapide dans le temps ne permet pas de les utiliser comme point de contrôle fiable.

La solution mise en œuvre par le programme HSF pour remédier au manque de points d'amer a été d'utiliser des marqueurs GPS artificiels. Puisqu'il n'y pas de points de contrôle au sol, alors il faut en créer ! C'est pourquoi plusieurs campagnes ont été menées sur le glacier afin de disposer sur sa surface des drapeaux en tissus de 4 m², dont on a relevé systématiquement les coordonnées GPS (Fig. 131). Ces points de contrôles ont été répartis le plus régulièrement possible sur la surface pour qu'il soit possible à partir de chaque image des stations photo, d'identifier un maximum de marqueurs.

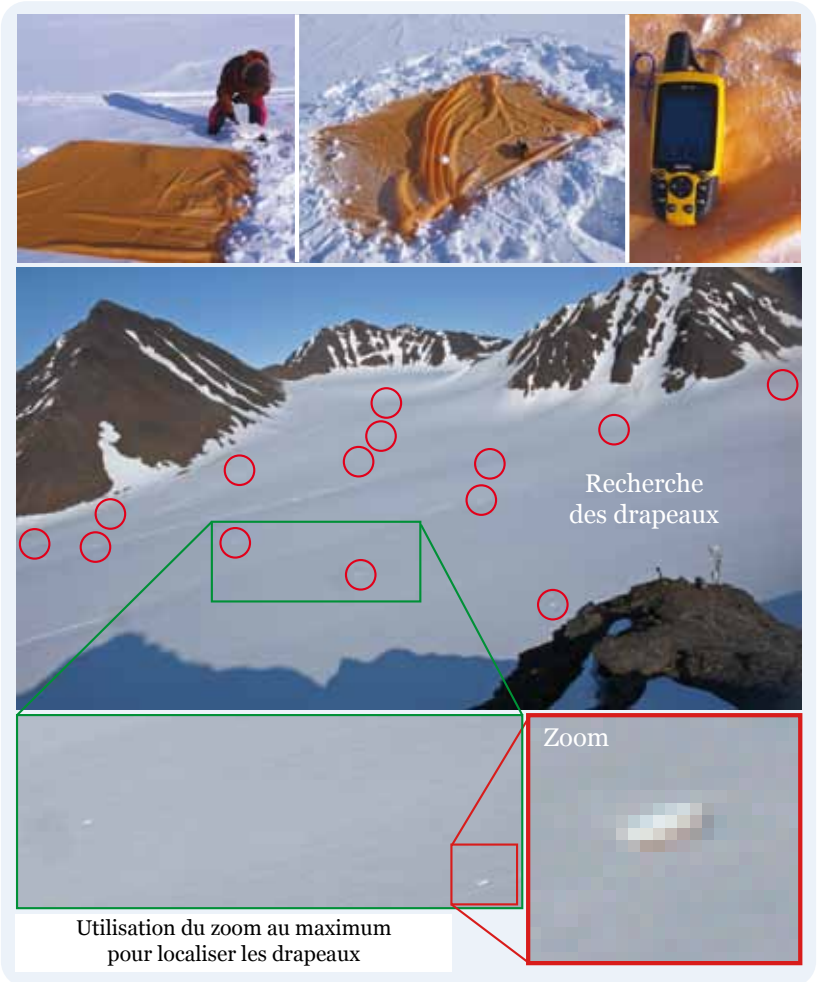


Figure 131 – Utilisation de marqueurs GPS. Des drapeaux de tissu orange de 2 m × 2 m sont installés sur le glacier. Les faire tenir parfaitement à plat n'est pas si simple à cause du vent catabatique qui gène la manipulation. De plus, l'unique moyen de les ancrer est de tasser la neige autour. Mais il est important d'en répartir un grand nombre pour en identifier un maximum sur les photos.

La phase logicielle doit ensuite permettre la reconnaissance des drapeaux et leur géoréférencement (Fig. 132). Cette étape délicate fait en grande partie appel à l'habilité oculaire ainsi qu'à une bonne connaissance du terrain. Dans un premier temps, les drapeaux avec leurs identifiants sont projetés

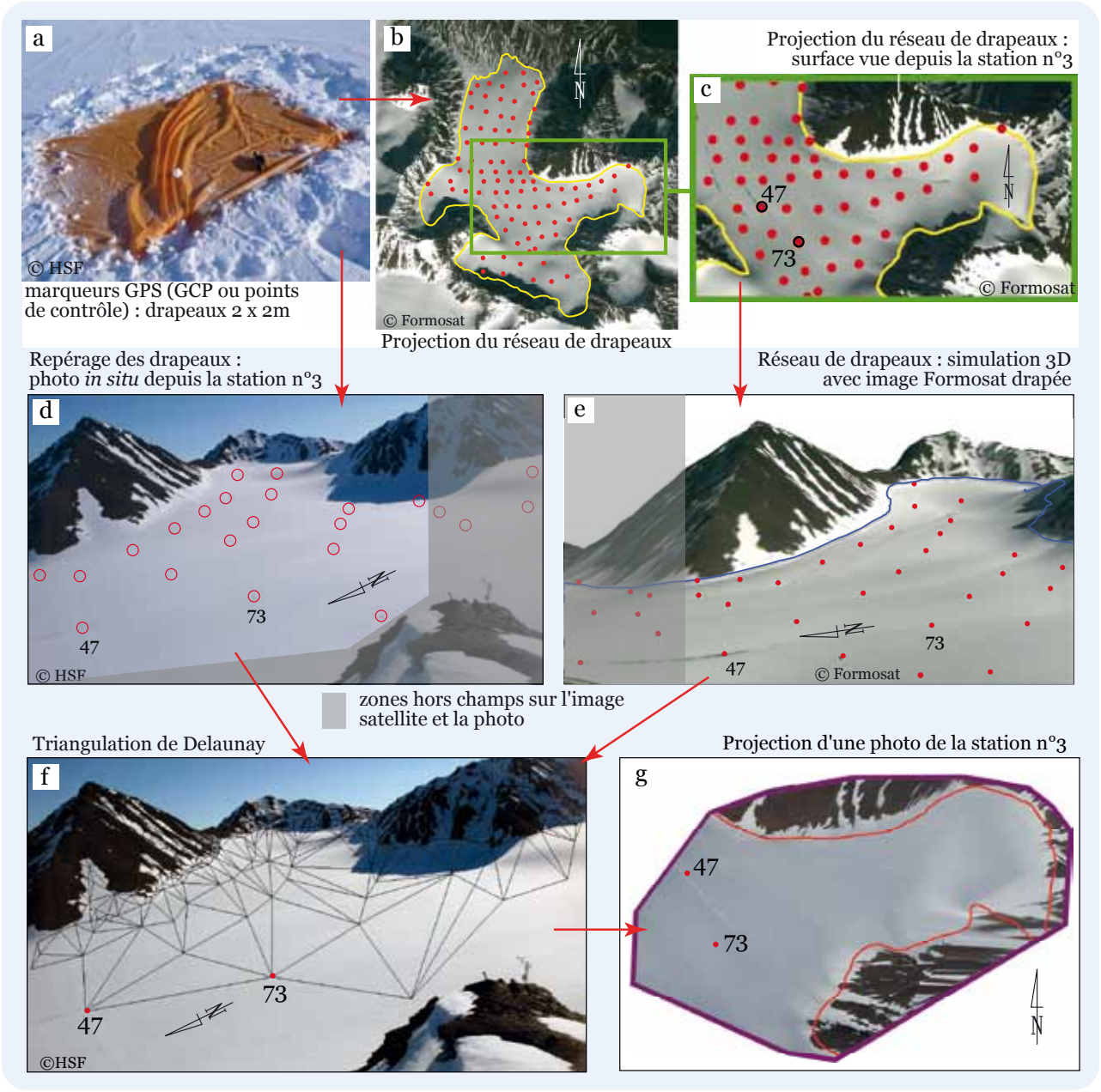


Figure 132 – De la projection à l'identification, la méthode de « récupération » des drapeaux est délicate et s'appuie sur une bonne acuité visuelle, doublée d'une bonne connaissance du terrain. La chaîne opératoire générale est détaillée dans cette figure qui reprend chaque étape amenant le cliché brut tangentiel à une image géométriquement corrigée.

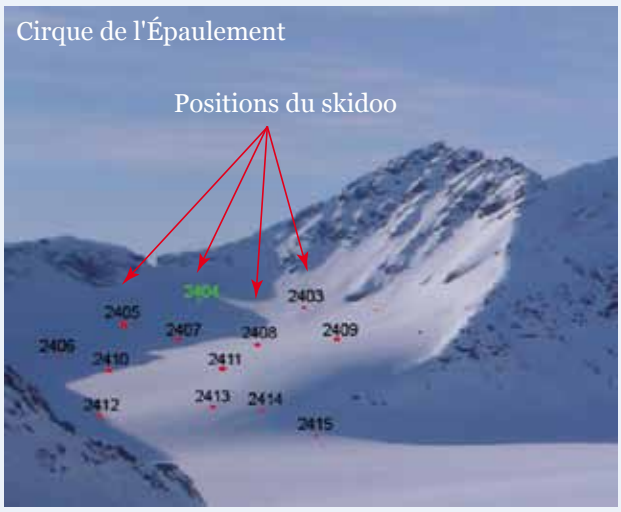


Figure 133 – Un opérateur en skidoo se déplace pendant qu'un deuxième déclenche manuellement la station photo. Le guidage et la communication sont essentiels pour cette opération, de même qu'une bonne coordination en amont. Les photos successives montrent les différentes positions occupées par l'opérateur en skidoo et ses différents arrêts dans le cirque de l'Epaulement.

dans un SIG. Cette visualisation est aussi une phase de contrôle, qui permet de vérifier qu'il n'y ait aucune erreur de projection et/ou d'enregistrement des coordonnées des marqueurs.

La méthode la moins contraignante est de travailler ensuite en parallèle sur deux vues. La première correspond à une photo sur laquelle on peut identifier les drapeaux visibles (Illustrator ou Photoshop permettent de les « cocher » sur chaque photo). La seconde est une simulation en 3D effectuée à partir d'une image satellite et du MNT où les coordonnées des drapeaux sont projetées. Le but est d'obtenir une image dont l'angle de vue se rapproche au maximum de celui de la photo. Dans l'idéal, on travaillera avec deux écrans d'ordinateur, pour ne pas être contraint de passer d'une image à l'autre. De même, travailler à deux opérateurs est aussi un gage de diminution des erreurs dues au fait que les drapeaux ne sont pas tous clairement identifiables. Cette méthode permet donc d'abord de repérer tous les drapeaux visibles. En leur attribuant un identifiant et les coordonnées correspondantes, ils deviennent ainsi des points de contrôle au sol efficaces.

Ces sessions drapeaux ont été complétées par quelques prises de vues déclenchées manuellement. Un premier opérateur déclenche l'appareil et guide par radio un second opérateur qui se déplace sur un skidoo. À chaque arrêt, l'opérateur en motoneige enregistre sa position GPS. On applique ensuite la même démarche qu'avec les drapeaux en effectuant un repérage des points directement sur les photos (Fig. 133). Cette méthode a permis de compléter le réseau des points de repères dans les zones les plus éloignées et les plus tangentielles comme les cirques, là où les drapeaux sont difficilement repérables. Ce travail de définition des points de contrôle est effectué sur une image par station photo. Ces GCP servent de référentiel commun pour l'ensemble des images à traiter par station.

2.2.3. Quelques réajustements pour calibrer le modèle

Il aura aussi fallu faire face à quelques petits problèmes techniques. Les nombreuses maintenances, nécessaires pour le bon fonctionnement des stations photos, impliquent parfois de déplacer tout le bloc de l'appareil. Son repositionnement après intervention n'est donc jamais tout à fait identique malgré les précautions prises (repères sur le pied, photo témoin). On constate donc des différences de prise de vues qui, bien que minimes, imposent un réajustement pour que l'application du modèle de corrections géométriques soit parfaitement efficace (Fig. 134).

Figure 134 – Sur cet exemple, on perçoit le décalage entre deux saisons qui rend inefficace la correction géométrique. Le cliché doit donc être pré-corrigé pour correspondre à celui de référence.

Ainsi, ces images acquises avec plusieurs cadrages doivent être normalisées. Les photos sont donc pré-corrigées pour correspondre au modèle qui est fondé sur un cadrage servant de référentiel (celui de la photo sur laquelle un

maximum de drapeaux étaient visibles, qui correspond au 5 juillet 2009). Pour cette phase, on utilise l'outil *Image Registration* de Erdas à partir duquel on détermine manuellement des points de contrôle (GCP : *ground control points*) avec différents repères tels que les crêtes des montagnes ou les sommets. Enfin le modèle doit aussi être contraint pour éviter de trop grosses déformations, principalement sur les extrémités des clichés.

Le réseau de marqueurs sur la surface du glacier est donc complété par d'autres points de référence. Ce sont des repères géographiques, sélectionnés dans les versants. Pour cela, les névés et les différents éléments de la topographie peuvent être choisis comme points de référence. Leur sélection est effectuée à la fois sur la photo tangentielle et sur l'image satellite du même jour que le cliché référence (Fig. 135).

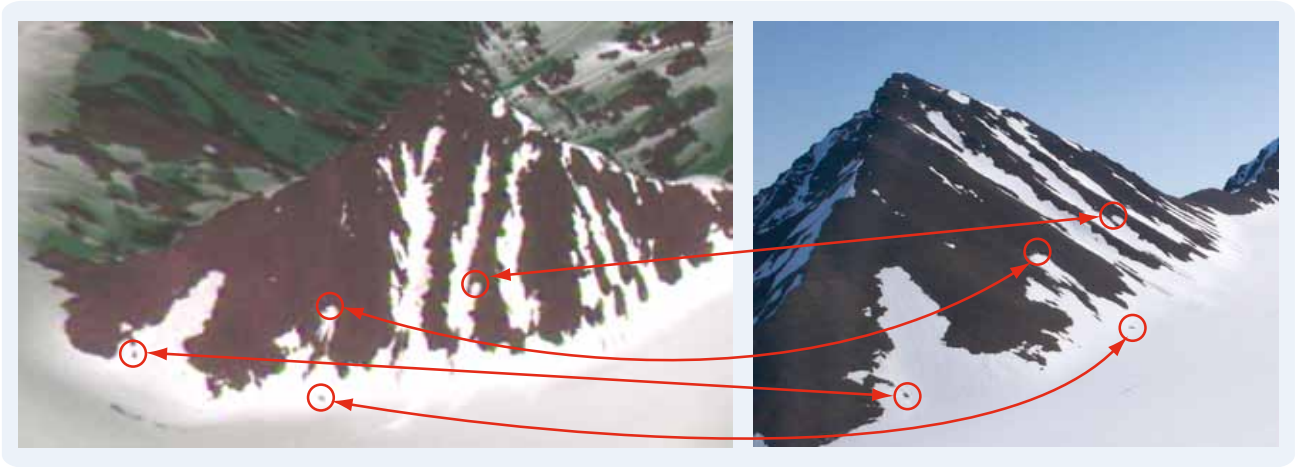


Figure 135 – Les versants (en été) sont d'excellents objets géographiques pour déterminer des points de contrôle. Les névés résiduels en sont un très bon exemple, particulièrement pendant les périodes de fonte qui laissent apparaître un grand nombre d'objets facilement identifiables. L'exemple présenté est celui du 22 juillet 2009 pour l'image Formosat (à gauche) et la photo in situ (à droite)

Différents tests ont été effectués sur le nombre et l'emplacement des points. La conclusion est que, puisqu'on ne travaille que sur la zone glaciaire, il faut privilégier des points de contrôle qui soient assez proches de la limite du glacier. Cette disposition permet de réduire la distorsion sur la zone de travail et de caler au mieux la photo. En conséquence, le haut des versants aura un aspect plus étiré, mais la géométrie du glacier sera favorisée.

2.3. Application du modèle et mosaïquage des photos corrigées

2.3.1. Le calage des images

Le référentiel, tant pour la projection que pour la localisation des structures géographiques, reste les images satellites. Une fois le modèle appliqué et la photo géométriquement corrigée, une phase de vérification est nécessaire. Cette étape est effectuée en confrontant les photos corrigées aux images satellites orthorec-

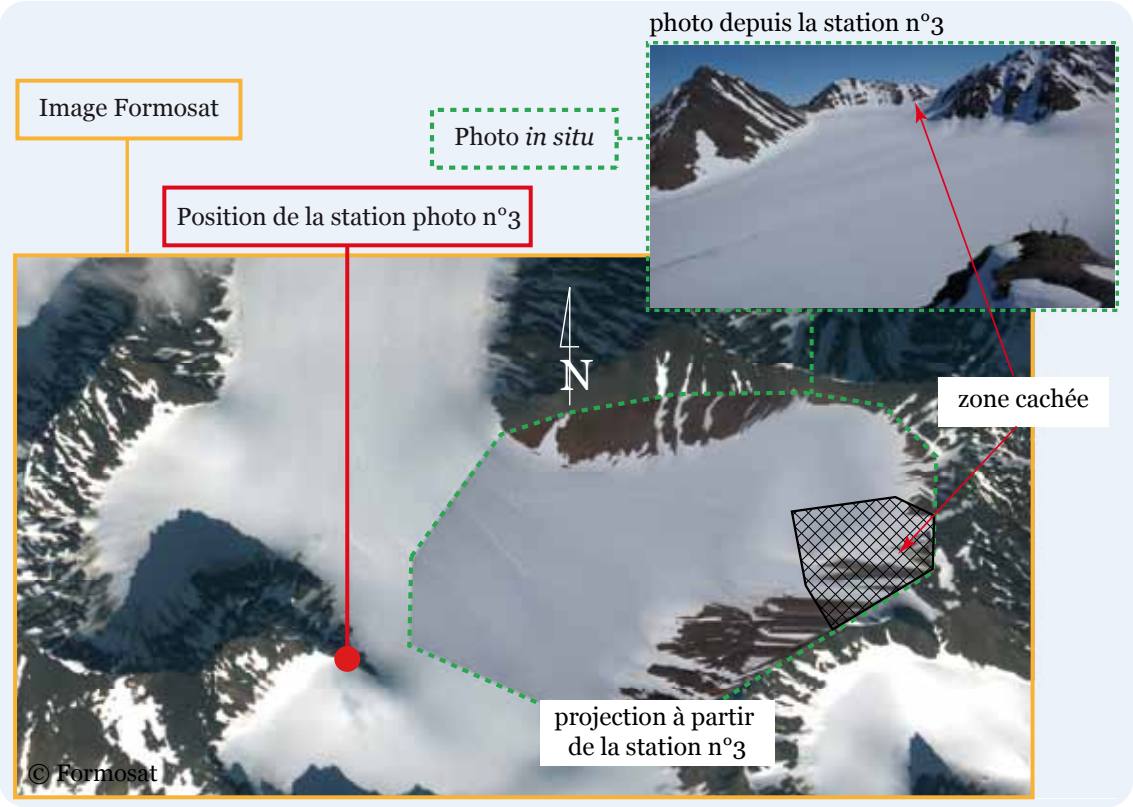


Figure 136 – Les photos corrigées sont appliquées sur les images Formosat orthorectifiées. Cette étape permet de vérifier la justesse de la correction.

tifiées. Les photos ayant servi de référence à la correction (5 et 22 juillet 2009) correspondent volontairement à deux images Formosat acquises aux mêmes dates (Fig. 136).

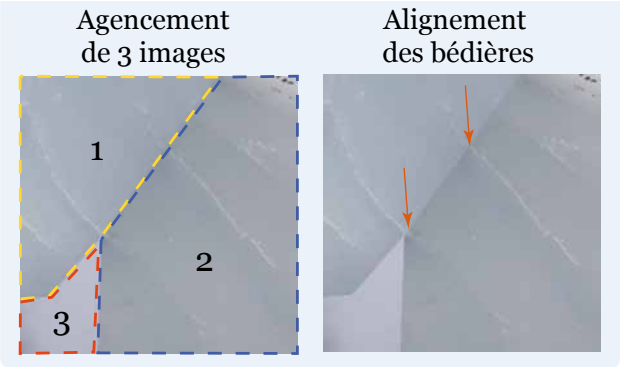


Figure 137 – Certaines structures sont propices aux erreurs comme les structures linéaires des bédières. Elles sont alors réalignées pour permettre une meilleure représentation spatiale.

Un autre défi de l'assemblage des images correspond à la jointure entre les photos. La superposition des images corrigées n'est jamais complètement exacte. Pour les réajuster, certains points de repères tels que les bédières sont ré-alignés manuellement dans Erdas. Cette technique permet d'obtenir un *continuum* spatial efficace pour le détourage (Fig. 137).

À ce problème s'ajoute l'empilement des images. En effet, la projection des photos corrigées les fait se chevaucher. En fonction de ce qu'on observe, on choisi ainsi l'ordre qui permet d'obtenir la mosaïque la plus homogène possible. En fonction des conditions d'éclairement, de la couverture nuageuse ou da la qualité des photos, l'ordre peut changer pour s'adapter.

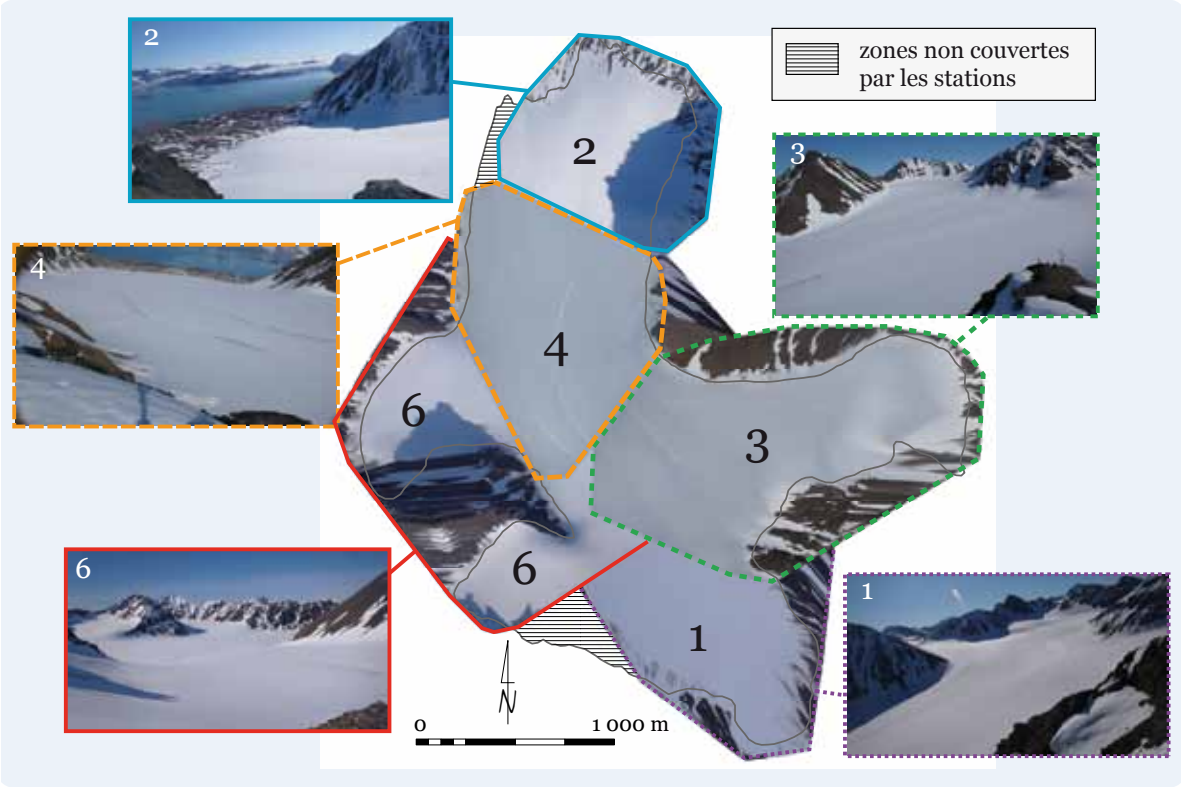


Figure 138 – Les photos corrigées et projetées en vues zénithales sont assemblées en mosaïques qui permettent de couvrir l'Austre Lovénbreen.

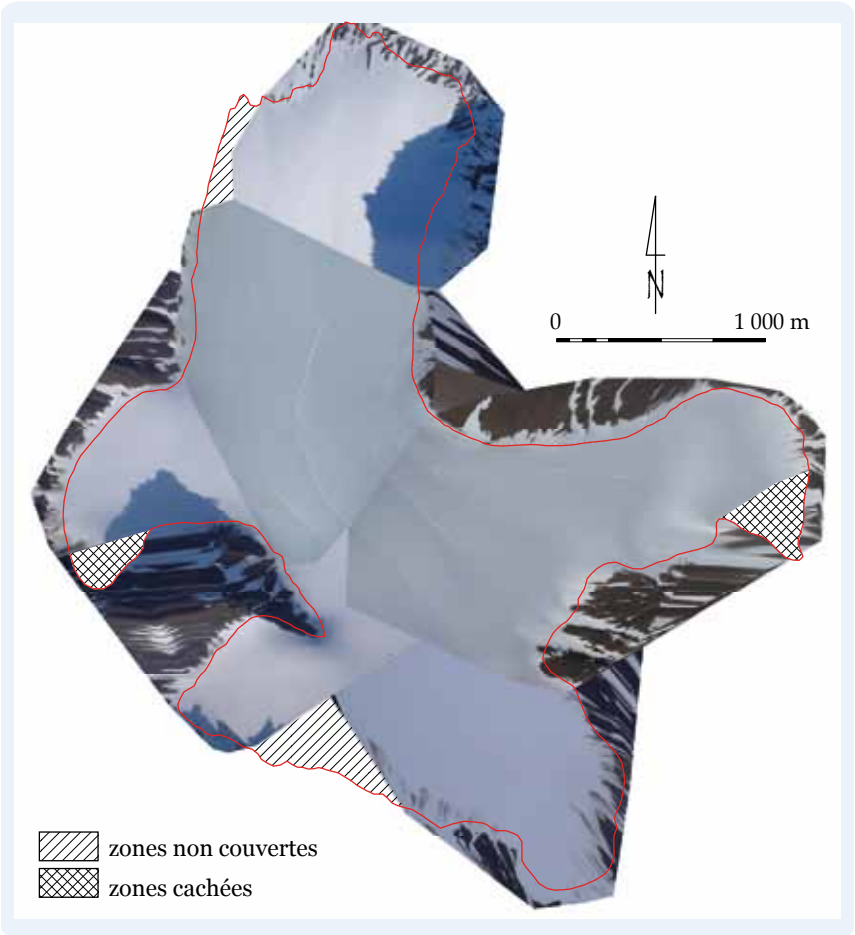


Figure 139 – La mosaïque construite avec les photos référentielles (celles où le plus de marqueurs étaient visibles) donne une couverture optimale du glacier. Sa surface est couverte à 96 % avec quelques zones cachées à cause de la topographie. Les versants présentent un aspect « étiré » dû au choix de favoriser la qualité de la correction géométrique sur le glacier.

2.3.2. Application de la méthode de traitement et résultats

Pour chaque cliché, les points de contrôle sauvegardés sont ré-importés et le modèle de correction est appliqué. On obtient des photos géoréférencées en projection zénithale plane (2D), utilisable dans un SIG. Les photos sont ensuite assemblées en mosaïques qui permettent une bonne couverture du glacier comme on peut le constater sur la figure 138. Sur une mosaïque sont rassemblées les clichés d'une même date et si possible d'une même heure. Si l'on peut admettre de mixer les heures pour avoir une couverture optimale du jour, il est en revanche exclu de mélanger les journées : on laissera un espace vide le cas échéant.

L'un des objectifs de cette correction est l'analyse quantitative complémentaire des images satellites par l'identification de la fraction du glacier couverte de neige. Comme la discrétisation spatiale binaire neige/glace est effectuée manuellement, aucun ajustement de la balance des blancs ni d'égalisation par histogrammes n'a été effectué entre les différentes images composant une mosaïque.

À ce stade de traitement, la mosaïque de photos représente une projection de la surface du glacier, projection à partir de laquelle des analyses quantitatives peuvent être menées. Les stations photo au sol permettent de couvrir 96 % de la surface du glacier (Fig. 139). Les parties manquantes sont liées à certaines zones situées en angles morts, qu'aucune station ne peut compenser. De plus, rappelons que certaines stations sont implantées en fonction de la topographie et de l'accessibilité. Bien qu'on ait tenté de minimiser l'influence des premiers plans à l'installation des stations, certaines structures topographiques masquent parfois les zones directement à l'aplomb.

2.3.3. Manipulation et utilisation des mosaïques

- **Des choix pour la simplicité**

L'une des questions techniques qui peut se poser concerne la répétitivité et donc l'automatisation des opérations de visualisation puis de correction et enfin d'assemblage. Il est en effet établi que l'automatisation des protocoles de traitement de l'information est courante dans les disciplines de l'informatique et des mathématiques. Que ce soit dans le traitement brut du recadrage par exemple (Trouvé *et al.*, 2007), ou dans la recherche du signal (Arnaud *et al.*, 2011), de nombreux algorithmes existent et fonctionnent correctement (Trouvé *et al.*, 2007 ; Vasile, 2007). Ainsi, des étapes telles que le mosaïquage des photos auraient en effet pu être automatisées, de même que la classification des images en fonction de critères typologiques de surface (Salomonson & Appel, 2006). Pour ce dernier point, nous avons pu constater qu'appliquée au domaine glaciaire, cette technique trouvait très vite ses limites…

Malgré l'attrait de ces méthodes, notre démarche telle que nous l'envisageons nécessite une intervention régulière de l'opérateur, afin de déterminer des dynamiques de la façon la plus précise. Comme pour le tri des photos, l'œil humain reste encore irremplaçable dans bien des situations. Dans le cas du mosaïquage,

il s'agit de garder une liberté d'agencement. En fonction de la localisation et du type de phénomènes, l'ordre d'empilement des photos dans la mosaïque doit pouvoir être changé comme nous l'avons déjà mentionné. Le manteau neigeux n'est en effet pas toujours visible de la même façon en fonction des prises de vue. Chaque cliché corrigé doit donc être complètement indépendant l'un de l'autre : leur agencement doit donc rester manuel et libre. Enfin, c'est ce que nous verrons dans la troisième partie de ce travail, le nombre de photos à corriger n'est finalement pas colossal (une cinquantaine de vues par saison de fonte). Tout comme le tri en amont, la fin de la chaîne de traitement ne nécessite pas obligatoirement d'être automatisée.

Enfin, on soulignera que telles que nous les avons présentées, les mosaïques permettent de couvrir la quasi intégralité du glacier avec une grande précision. Mais au-delà de l'esthétisme, il n'est pas nécessaire à l'usage d'avoir des mosaïques complètes pour extraire de l'information quantitative. En fonction de la localisation du phénomène à observer et à interpréter (limite neige-glace par exemple), nous avons constaté que souvent, seules une ou deux photos sont nécessaires. Ce constat justifie que nous n'aurons que rarement besoin de mosaïques complètes pour parvenir aux résultats présentés dans la troisième partie de ce travail.

Cette remarque est extrêmement importante par rapport à la disponibilité des données. En effet, une analyse qualitative et quantitative reste possible même si les clichés d'une même journée ne sont pas tous disponibles pour chaque station photo.

- **Une discrétisation spatiale manuelle simple**

Les images corrigées et assemblées permettent d'appréhender des informations à la fois qualitatives et quantitatives. D'un point de vue qualitatif, l'accent sera mis sur les transitions entre les zones de neige et celles de glace à travers l'identification de marécages glaciaires par exemple. D'un point de vue quantitatif, on cherchera à déterminer systématiquement pour chaque saison l'évolution du manteau neigeux. Dans cet objectif, les mosaïques une fois assemblées vont pouvoir servir, comme cela a été évoqué, à la délimitation de polygones. On obtiendra donc la fraction de glacier couverte de neige et celle en glace. Comme les mosaïques sont géoréférencées et donc exploitables dans des SIG, il est alors possible de croiser les traitements et les interprétations qui en sont issus avec d'autres types de données, telle la température de l'air, par exemple.

L'utilisation qui en sera faite est reportée sur la figure 140 qui montre un exemple de discrétisation spatiale neige/glace à partir de clichés du 11 aout 2009.

La méthode de discrétisation est simplement fondée sur un découpage en polygones sous SIG. Cette technique permet une grande liberté d'utilisation et l'obtention d'informations telles que la surface, l'altitude moyenne, etc. Pour ce découpage, on utilise les limites déjà établies du glacier ainsi que l'identification sur chaque mosaïque de la limite transitoire de névé (Bernard *et al.*, soumis).

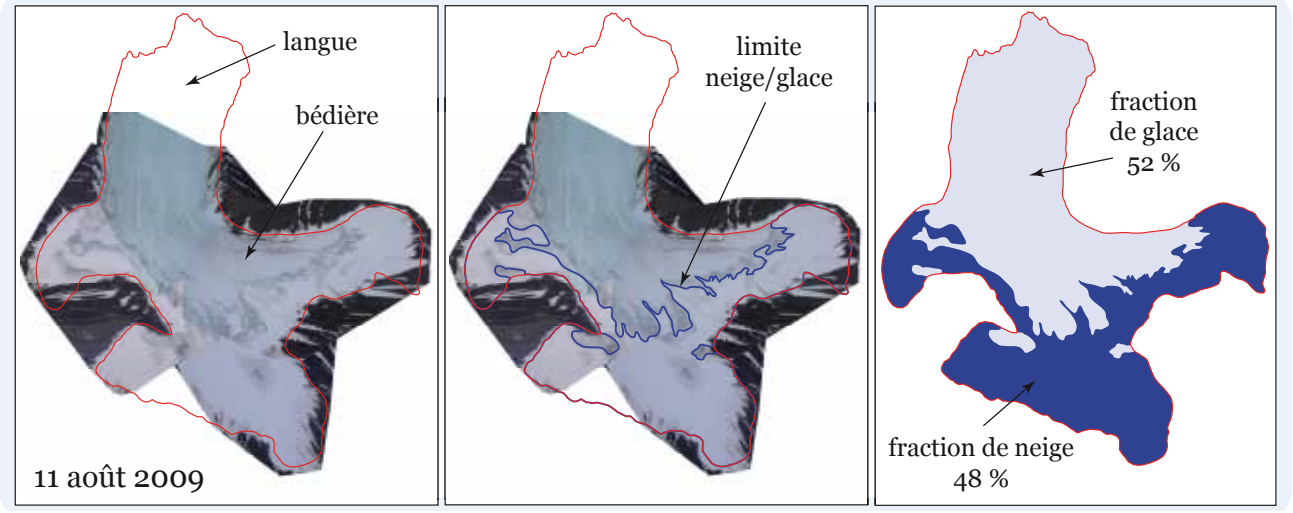


Figure 140 – On calcule la fraction du glacier couverte de neige et celle en glace vive à partir des mosaïques assemblées. Dans cet exemple du 11 aout 2009, toutes les images ne sont pas nécessaires. Trois photos ont été corrigées et assemblée pour obtenir une discrétisation spatiale acceptable.

Conclusion

L'approche originale consistant à produire des mosaïques, avec des images issues d'appareils photos numériques au sol puis géométriquement corrigées, fournit les moyens pour un contrôle précis de la dynamique du manteau neigeux sur un petit bassin glaciaire arctique. Cette approche permettra dans la partie suivante d'évaluer la contribution du glacier (glace et neige) dans les processus hydrologiques du bassin. L'algorithme de traitement suit 5 étapes :

– identification et géoréférencement, sur une image représentative, des points de contrôle au sol pour chaque appareil photo ;
– corrections géométrique de l'image ;
– assemblage des mosaïques concernant tous les événements remarquables pendant la période de fonte ;
– discrétisation spatiale manuelle de la limite neige/glace sur le glacier ;
– calcul de la fraction de glacier couverte de neige et en glace.

Il convient de souligner que derrière ces traitements en apparence évidents, plusieures années de développement ont été nécessaires pour arriver à ce résultat. Non seulement, le système des stations automatiques a nécessité une longue mise au point (Chap. V), mais d'autres problèmes ont ralenti le déroulement de l'étude. Plusieurs campagnes de drapeaux ont avorté à cause de chutes de neige avant que le photos ne soient prises par les stations automatiques : une année a été « perdue » à cause de ces problèmes. De plus, les stations changées de place pour cause de maintenance, nécessitent un traitement permettant de redresser les photos afin qu'elles soient calées avec le modèle de correction.

Cette démarche générale reste donc originale et peu commune : le fait d'utiliser plusieurs appareils, et de rendre leur données compatibles dans le but de couvrir un glacier de façon exhaustive a constitué un challenge.

Conclusion de la deuxième partie

Le nombre d'outils et de méthodes mobilisés dans cette partie peut paraître excessivement important. Cette richesse est née de la pluridisciplinarité du programme HSF, qui a finalement servi de plateforme d'échange pour fédérer des domaines initialement très différents. L'objectif, à travers cette variété d'approches, est d'appliquer à l'hydrosystème de l'Austre Lovénbreen, des protocoles de mesures qui soient les plus pertinents. Cet aspect « touche à tout » est justifié par toutes les pistes de recherches, fruit de la réflexion générale autour de la question sous-jacente du : que mesure-t-on ? Ces protocoles méthodologiques doivent donc être appréhendés comme un tout, visant une compréhension globale, et non comme une somme de manipulations déconnectées entre elles.

De plus, il faut voir à travers cette hétérogénéité méthodologique, des notions se rapportant à l'expérimentation et à la créativité. Au départ d'une problématique simple (le fonctionnement d'un hydrosystème polaire), beaucoup de choses ont finalement été inventées, des protocoles de mesures aux instruments eux-mêmes. Il apparaît en définitive que chaque terme de l'équation hydrologique a posé un problème singulier qu'il convenait de résoudre spécifiquement (dans une approche multidisciplinaire) : il est nécessaire de mettre l'accent sur ce travail d'équipe, qui a permis d'obtenir, au final, une masse de données très importante.

À l'issue de cette partie, on dispose donc d'informations précises ainsi que des traitements adéquats, qui vont permettre d'apporter des éléments de réponse à propos du poids et de l'influence des différents termes de l'équation hydrologique.

PARTIE 3

COMPRENDRE LE FONCTIONNEMENT D'UN HYDROSYSTÈME POLAIRE : CROISEMENT DE TROIS ANNÉES DE DONNÉES

Introduction

À l'issue de la seconde partie, on constate que la problématique consistant à connaître la contribution du glacier (neige et glace) à l'hydrologie requiert plusieurs types de données. Des croisements entre elles sont surtout indispensables pour déterminer la façon dont l'Austre Lovénbreen réagit aux conditions climatiques.

Ces conditions font l'objet d'un premier point qui confronte les données enregistrées à Ny Alesund et celles effectivement mesurées sur le bassin.

En ce qui concerne le suivi de la neige, quatre dimensions sont nécessaires afin d'évaluer le plus précisément les processus nivo-glaciologiques, et d'apporter l'information quantitative de ces dynamiques.

On part d'une interprétation en deux dimensions des données (projection verticale), avec la discrétisation de l'espace selon la couverture neigeuse du glacier. Elle permet d'estimer précisément la fraction de glacier enneigée et celle en glace qui, croisée avec un modèle simple de fusion, permet de déterminer le potentiel de fonte.

On ajoute ensuite la troisième dimension (épaisseur) apportée par les carottages de neige et les profils stratigraphiques du manteau neigeux. Ces données permettent de quantifier, pour le manteau neigeux, son potentiel théorique d'apport en eau depuis le maximum d'accumulation jusqu'à la fin de sa fonte.

Enfin, la quatrième dimension est celle du temps. Le suivi est en effet effectué sur toute la saison de fonte, soit d'avril à début octobre. Tous les événements observés peuvent donc être replacés sur l'échelle temporelle afin de déterminer l'occurrence des processus hydro-glaciologique est des dynamiques associées.

Cette ultime partie constitue ainsi une synthèse des données acquises, dont l'intercomparaison doit permettre une meilleure connaissance de l'équation hydrologique. Le croisement de l'ensemble des données pose le problème de la marge d'erreur : à l'issue de ce travail, une discussion est nécessaire concernant certaines valeurs de base, coefficients et gradients, que nous avons pris initialement

dans la littérature et que le retour par croisement d'information et la précision de nos modes de quantification permettent d'affiner.

Presque logiquement, les événements climatiques particuliers, évoqués dès le début de ce travail de thèse, viendront le clore, mettant en avant cette caractéristique des excès climatiques.

Cette partie résultats s'appuie sur les données du programme HSF que l'on trouvera en annexe ainsi que certains paramètres météorologiques de la stations de Ny Ålesund.

CHAPITRE VIII

Approche climatologique locale : de Ny Ålesund à l'échelle du bassin de l'Austre Lovénbreen

« La météo c'est ce à quoi on s'attend, le climat c'est ce que nous obtenons… »
R. Heinlein
Time enough for love

Le paysage automnal donne une impression de désert arrosé, comme ici sur Blømstrandhøya avec le Feyring en arrière plan couvert des premières neiges (automne 2010)

Introduction

De façon générale, les conditions climatiques constituent le paramètre d'entrée, déterminant les mécanismes des dynamiques hydro-glaciologiques. Comme cela a été décrit en première partie, la combinaison des températures et des précipitations a une influence capitale.

Les données des capteurs de température répartis à la surface du glacier permettent de définir heure par heure l'état thermique du glacier que l'on peut mettre en regard avec les températures enregistrées à Ny Ålesund.

Les précipitations posent un autre problème. Les enregistrements de Ny Ålesund sont peu fiables, selon Meteo Norsk qui les fournit. Ils semblent tout à fait minorés d'après la littérature (Killingtveit 2004 ; Killingtveit *et al.*, 2003). Il faut en tout cas tenter de déterminer des gradients pour donner une quantification raisonnée des lames de précipitations reçues par le bassin et par le glacier.

Le croisement de l'information de l'état thermique et des précipitations supposées permettra également d'évaluer la qualité (neige ou pluie) des précipitations reçues.

Ce chapitre est l'occasion d'illustrer, par quelques exemples, le changement d'échelle effectué pour suivre le bassin de l'Austre Lovénbreen au plus près.

1. TROIS ANNÉES CLIMATOLOGIQUES TRÈS DIFFÉRENTES POUR NY ÅLESUND ET L'AUSTRE LOVÉNBREEN

Comme cela a été souligné, la météo des stations de Ny Ålesund, pourtant distantes de seulement six kilomètres, diffère de celle du bassin de l'Austre Lovénbreen. Les données qui y sont enregistrées sont toutefois capitales et servent de référence. Notre démarche, qui vise à ausculter un petit hydrosystème, nécessite donc de passer des données générales de Ny Ålesund, à celles, extrêmement nombreuses, enregistrées sur le bassin à échelle très fine.

1.1. Les données de Ny Ålesund : les tendances climatiques générales

1.1.1. Trois années climatiquement très différentes

Les trois années sur lesquelles repose ce travail de thèse sont très différentes, tant en températures moyennes annuelles, qu'en précipitations solides et liquides (Fig. 141 et 142).

L'année 2007-2008 présente comme caractéristique un été frais, avec une moyenne des températures positives équivalente à 1,24°C. Cette valeur reste toutefois supérieure à celle de la normale (1969-1998). Pourtant, l'été qui a été thermiquement dans la norme, est aussi le plus froid de la décennie.

Cette saison est surtout caractérisée par l'importance des précipitations. On observe en effet que le total annuel (neige et pluie) est supérieur à la normale (442 mm contre 390 mm). Si les précipitations liquides restent dans la norme, on note l'importance des précipitations solides qui font de 2007-2008 une année enneigée.

	T°C moy. annuelle	Moy. T°C <0°C (rapportée à 365 jours)	Moy. T°C >0°C (rapportée à 365 jours)	Pmm totale	Pmm neige	Pmm pluie
2007 - 2008	-3,92	-5,20	1,24	442	265	176
2008 - 2009	-5,17	-6,44	1,27	435	243	191
2009 - 2010	-3,56	-4,84	1,28	386	191	195
normale (1969 - 1998)	-5,77	-6,95	1,18	391	210	181

Figure 141 – Les trois années prises en compte. Elles se révèlent très différentes thermiquement mais aussi du point de vue des précipitations (d'après les données de Meteo Norsk).

2008-2009 est l'année la plus froide de la décennie (- 5,17°C de moyenne), de surcroît très arrosée, tant en neige qu'en pluie. L'hiver montre un comportement thermique très irrégulier, avec de nombreux pics de froids entrecoupés de passages en températures positives. Cependant, alors que sept épisodes chauds viennent ponctuer l'hiver, on observe que la période de fonte a subi trois pics de froid significatifs.

Concernant les précipitations, si l'absence de gros événements est à noter, on constate, en revanche, la régularité remarquable des précipitations. Il y a en effet une certaine continuité des épisodes pendant toute l'année, pour un total (435 mm) supérieur à la normale (390 mm).

On constate enfin que 2009-2010, avec -3,56°C de moyenne annuelle, a été la plus chaude des trois années prises en compte (et la plus chaude de la décennie), nettement supérieure à la normale 1969-1998 (-5,77°C). S'il est difficile de parler d'un véritable excès de chaud en été en comparaison des saisons précédentes (le maximum mesuré étant de 8,1°C), on soulignera en revanche la longueur de la période. Pendant quatre mois, en effet, les températures sont constamment restées au-dessus de 0°C. L'hiver, de loin le plus « doux » de la période, est également remarquable, puisqu'on enregistre le plus grand nombre d'événements chauds de ces trois années avec dix épisodes clairement marqués.

Avec un total de 386 mm, les précipitations annuelles sont très proches de la norme (391) mais montrent une parité neige/pluie hors norme pour le coup, dues à d'importantes pluies en hiver (134 mm contre 190 mm de neige). L'été, quant à lui, est marqué par des précipitations exclusivement pluvieuses, survenant tout au long de la saison, et d'intensité faible mais constante. L'été est déficitaire par rapport à la norme, avec seulement 61 mm de pluie survenant, entre autres, 18 jours quasi continus.

Si la description climatique des années hydrologiques sur lesquelles porte ce travail présente les grandes tendances, il est néanmoins nécessaire d'aller plus loin. Pour comprendre l'impact que peuvent avoir ces conditions climatiques, plus spécifiquement sur le manteau neigeux et donc les dynamiques glaciologiques, il est indispensable de croiser les données de températures et celles de précipitations.

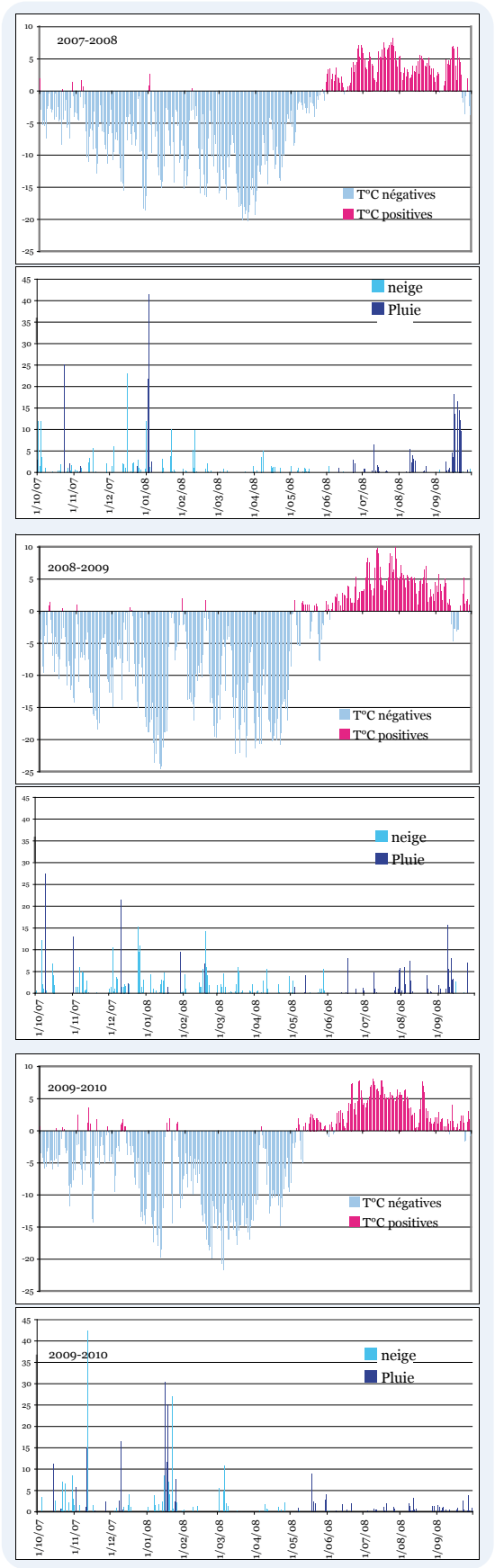


Figure 142 – Détail climatique des trois années à Ny Ålesund (d'après les données du Norsk Meteorologisk Institutt).

1.1.2. Le croisement des températures et des précipitations

En considérant parallèlement les températures et les précipitations, on constate plusieurs points essentiels qui caractérisent les trois années présentées (Fig. 142).

Le premier point concerne l'occurrence des événements chauds accompagnés de précipitations. En 2007-2008, on soulignera deux épisodes de ce type remarquables. En hiver, au début janvier, on constate, suite à un pic de froid atteignant pratiquement - 20°C, une brusque remontée des températures. Ce brutal coup de chaud a été accompagné d'importantes précipitations sous forme de pluie. Elles ont atteint, en seulement deux jours, près de 67 mm. En toute fin d'année hydrologique, entre le 9 et le 23 septembre, on constate une brutale remontée des températures, également accompagnée de fortes précipitations. Cet événement particulier sera développé par ailleurs : il constitue en effet un épisode original qui nécessite un approfondissement afin d'en mesurer les impacts.

En 2008-2009, on constate également l'existence de plusieurs événements chauds, tous très courts (journaliers) et tous accompagnés de précipitations pluvieuses. Si l'épisode pluvieux en lui-même peut avoir des conséquences modestes sur le manteau neigeux, la répétition de ces épisodes est en revanche néfaste à l'établissement d'une couverture nivale épaisse et durable. Toutefois, on observe que ces événements sont compensés par un grand nombre d'épisodes de neige (12 épisodes de neige contre 6 de pluie) répartis sur tout l'hiver. Enfin, on constate au terme de l'été (mi-septembre), juste avant un refroidissement important, un épisode pluvieux apportant près de 30 mm d'eau. Ce phénomène est capital, puisqu'il intervient à une période charnière à la toute fin de l'été. Or le contexte (gel déjà installé, activité hydrologique...) est déterminant dans les conséquences de ces précipitations.

2009-2010 a connu un événement semblable en janvier 2010, avec un épisode chaud qui a fait suite à un pic de froid. On est ainsi passé, en deux jours, de -20°C à +2°C. De même qu'en 2008, ce réchauffement a été accompagné de fortes précipitations (67 mm). La différence se situe dans la chronologie des événements, puisqu'en 2010, les températures sont très vite redescendues, toujours accompagnées de précipitations. On a donc eu un épisode fortement neigeux (27 mm) qui lui a fait suite et qui a pu compenser en partie les pertes dues à la pluie. On notera enfin que l'été 2010 est marqué par une sécheresse significative, ce qui est *a priori* plutôt favorable à son bilan.

Le second point important concerne le coefficient nivométrique, qui va déterminer l'impact des précipitations sur le manteau neigeux, connaissant la part de la neige par rapport au total. Indirectement, c'est aussi l'ensemble du système glaciaire qui va réagir en fonction du type de précipitations. On constate que sur les trois années considérées, le coefficient nivométrique est en baisse régulière. Alors qu'il est de 60 % en 2008 puis de 56 % en 2009, il passe sous la moyenne en 2010 avec seulement 49 %. Cette tendance est extrêmement néfaste pour le glacier, puisqu'elle suppose que la plus grande partie des précipitations se fait sous forme pluvieuse. La connaissance du type de précipitations tombées sur le glacier est donc capitale pour confirmer ou infirmer cette hypothèse.

Derrière le croisement des précipitations et des températures, ce sont donc plus spécifiquement les conséquences de ces épisodes sur le manteau neigeux qui vont nous intéresser. En effet et à titre d'exemple, les fortes précipitations survenues en octobre 2008 n'auront pas le même impact que les précipitations de janvier 2008. En effet, dans le premier cas, on aura d'importantes précipitations qui vont entièrement détruire le manteau neigeux, mais celui-ci est encore en phase d'installation. Dans le deuxième cas en revanche, les précipitations vont compromettre un manteau neigeux épais, en le faisant complètement disparaître au niveau de la mer. Les conséquences sur les dynamiques hydro-glaciologiques, et en particulier sur l'accumulation du glacier seront alors très différentes.

Comme cela vient d'être évoqué, ces observations sont faites au niveau de la station de Ny Ålesund située, rappelons-le, au niveau de la mer. Il est donc nécessaire de qualifier le type de précipitations reçues sur l'Austre Lovénbreen, afin de déterminer la force de l'impact de ces phénomènes, qui semblent extrêmement violents.

1.2. Approche météorologique du bassin de l'Austre Lovénbreen

1.2.1. La disponibilité des données et leur prise en compte

Bien que l'instrumentation *in situ* soit complète, les dysfonctionnements que nous avons déjà évoqués dans la deuxième partie de ce travail sont nombreux, principalement à cause de la sévérité des conditions arctiques. C'est pourquoi toutes les données ne sont pas disponibles et/ou utilisables.

• Le vent

Au long des deux axes du glacier, huit anémomètres ont été installés sur des mâts d'aluminium ancrés à la glace. Deux anémomètres complémentaires ont été implantés sur les mini-stations météo de la base Corbel (15 m) et de celle de l'épaulement rocheux (450 m) : il a déjà été dit plus haut que ces deux points de mesure ne sont pas représentatifs de l'aérologie du glacier. La base Corbel enregistre des vents quasi identiques à ceux de la station de Ny Ålesund (dominante SE-NO, influencée par les courants liés au Kongsfjorden et au Kongsbreen), tandis que la station sur l'éperon rocheux est soumise à un effet de col, non représentatif de l'ensemble du glacier.

Les vents, qui interviennent de façon importante dans le transport de la neige (Chap. X) et dans les phénomènes de fonte, ont été difficiles à suivre. Huit points d'enregistrement pour un bassin de 10 km² n'autorisent pas une représentation spatiale de l'information. L'établissement des roses des vents en chaque point d'enregistrement permet toutefois de comprendre la circulation des vents sur le glacier (Chap. IX). Ils ont montré une totale indépendance par rapport aux vents enregistrés à Ny Ålesund. Le glacier est dominé par les vents catabatiques coulant des cirques vers le front, le tout complexifié à la croisée des flux de glace. La dominante est clairement sud-nord sur la langue glaciaire alors que les vents descendant des cirques introduisent une forte influence est-ouest qui contrarie la dominante sud-nord sur le replat du glacier à 350-400m d'altitude. Seule l'extrémité de la langue est parfois sous l'influence des vents SE-NO balayant le Kongsfjorden.

• La radiation

La station de l'épaulement rocheux à 450 m enregistre des données concernant le rayonnement global incident. Une seule valeur est donc disponible pour l'ensemble du bassin et le tout sur un emplacement rocheux, découvert de neige en toutes saisons. Le programme Hydro-Sensor-FlOWS a donc fait le choix d'utiliser la température de l'air pour déterminer les lames de fonte. Les 20 points de mesure à la surface du glacier permettent une spatialisation autrement plus fine que la radiation, dont la mesure acquise en un seul point n'est absolument pas représentative ni généralisable à l'ensemble du glacier.

• Les données de l'état thermique du glacier

Nous avons expliqué au chapitre V, la structure du réseau de capteurs de températures de l'air qui sont un des fleurons du programme HSF. Les données d'état thermique sur lesquelles sont fondées les résultats, sont le résultat de l'interpolation des données des capteurs de température *in situ* (Chap. VI). Nous les considérons comme les données climatiques les plus abouties, quantitativement comme qualitativement.

• Les données de précipitation

En ce qui concerne les précipitations, le programme Hydro-Sensor-FlOWS avait installé huit pluviographes sur les mêmes mâts que les anémomètres le long des

deux axes du glacier (S-N et E-O ; Chap. V). Un pluviographe de référence avait été installé également à la base Corbel à 15 m d'altitude.

En fait, ces pluviographes enregistreurs à augets basculants n'ont pas permis d'enregistrer de données fiables à cause :
– du basculement inopiné des augets sous l'action du vent ;
– du blocage des augets par le gel.

Il n'y a donc pas d'autre possibilités pour la pluie que de s'en remettre aux précipitations enregistrées à Ny Ålesund en leur appliquant un gradient altitudinal (cf infra). Pour le bassin de l'Austre Lovénbreen, il est ainsi difficile, voire impossible, de quantifier les précipitations au moment où elles tombent, en revanche, le suivi à échelle spatio-temporelle très fine du manteau neigeux permet de quantifier très précisément les précipitations tombées ... et transportées, au moins à la surface du glacier (cf Chap. X).

1.2.2. Les états thermiques : observations générales

Les trois années d'états thermiques calculées à partir des capteurs de températures *in situ* sont reportés sur la figure 143. 2007-2008 ne démarre qu'à partir du 16 juillet en raison d'un trop grand nombre de capteurs restés enfouis sous la neige pendant une grande partie de l'hiver. La température enregistrée étant celle du manteau neigeux, le choix a donc été fait de n'utiliser que les valeurs pour lesquelles les capteurs ont bien enregistré la température de l'air.

Si on compare les états thermiques de l'Austre Lovénbreen avec les chroniques de Ny Ålesund, on constate logiquement pour les trois années les mêmes tendances. Sur le glacier, comme au niveau de la mer, on comptabilise des événements chauds pendant l'hiver. La différence vient de l'ampleur de ces épisodes, forcément moindres compte tenu de l'altitude : il faudra donc avoir recours à la représentation spatiale pour déterminer quelles zones du glacier sont concernées par quels types de précipitations. En revanche, à la différence des valeurs de Ny Ålesund, on remarque que les étés des trois saisons sont régulièrement entrecoupés de courts épisodes froids. Enfin, en analysant les résultats annuels des états thermiques de l'Austre Lovénbreen, on constate qu'à l'exception des événements chauds, il n'y a pas d'état thermique positif avant le 1er mai. Cette date marque pour nous le début de la période de fonte que nous arrêtons arbitrairement en fin de période budgétaire (30 septembre).

Selon le type de calcul (Cf. Chap. X, degrés-jour), en ce qui concerne l'état thermique du seul glacier, une journée peut afficher à la fois des températures positives et négatives, que ce soit temporellement comme spatialement. Ces alternances se poursuivent tard en saison, et le positif intégral, à l'échelle journalière sur le glacier, ne s'installe véritablement que pendant la première quinzaine de juin.

En 2008-2009, la moyenne des états thermiques du glacier atteint - 6,96°C, contre - 5,06°C en 2009-2010. Toutefois, on remarque que la saison de fonte est en moyenne plus chaude en 2008-2009 (+0,8°C) qu'en 2009-2010 (+0,6°C).

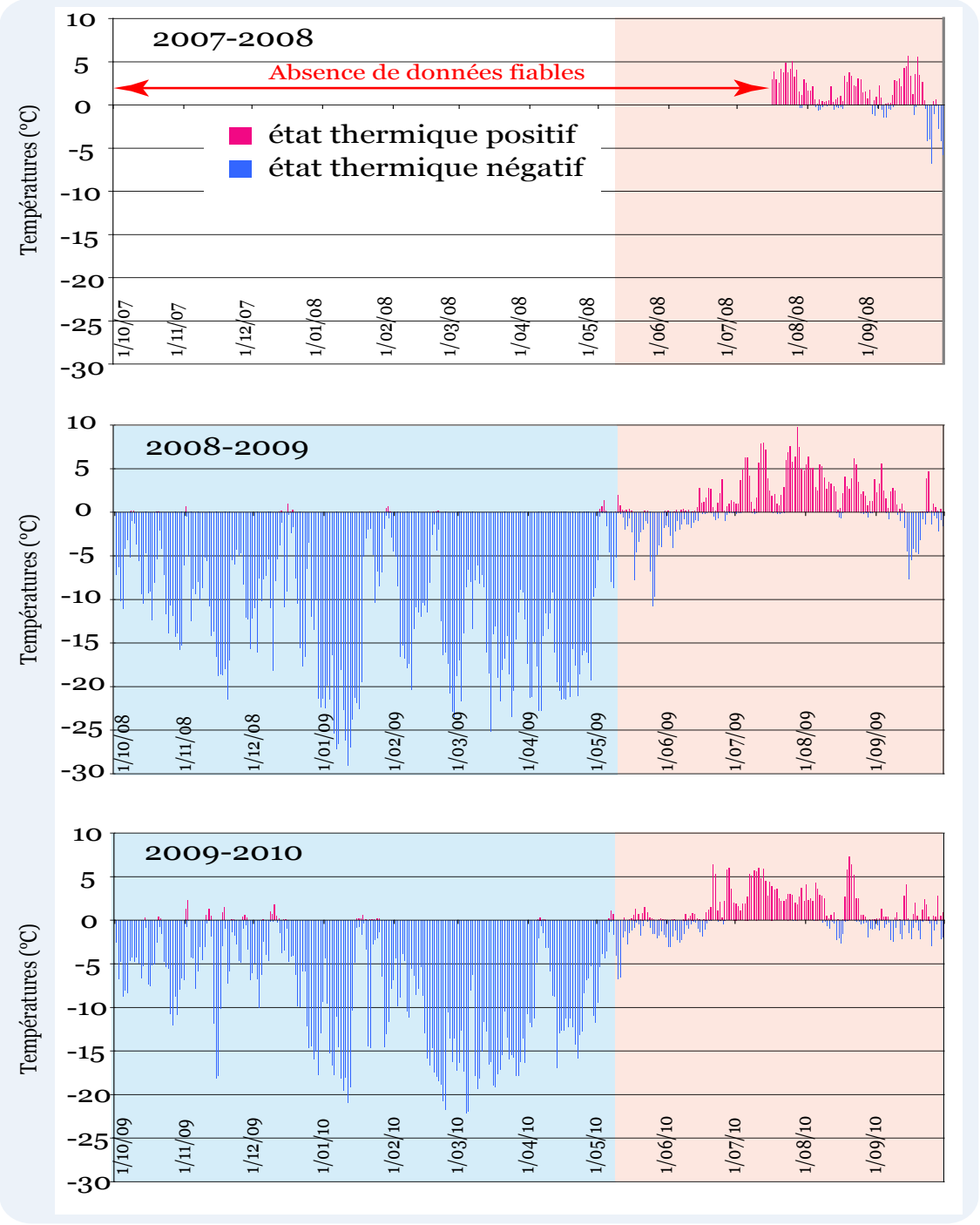


Figure 143 – Trois années d'état thermique de l'Austre Lovénbreen. Les capteurs de température* in situ *ont permis d'obtenir les états thermiques de l'Austre Lovénbreen de façon extrêmement précise. Ces graphiques permettent, entre autres, de comptabiliser le nombre d'événements chauds survenus sur le glacier.

S'il est difficile de mettre en évidence des tendances, on remarque toutefois que l'été thermique, avec des températures nettement et durablement positives, commence généralement à la mi-juin, pour finir pendant la première semaine de septembre.

1.2.3. L'été, une saison clé

En se fondant sur les états thermiques calculés à partir de l'interpolation des valeurs enregistrées par les capteurs *in situ*, il est possible de dégager des grands traits caractéristiques de chaque été.

En 2007-2008 (valeurs uniquement à partir du 16 juillet), on constate que le glacier a été soumis à trois pics de chaleur, nettement perceptibles, dont le troisième intervient tard en saison, au mois de septembre.

L'été 2008-2009 montre un comportement très symétrique, avec une augmentation constante des températures dont le maximum intervient à la fin du mois de juillet (un pic autour de 10°C). On constate par la suite une baisse également continue de la température, qui donne à la courbe un aspect miroir. Le passage sous 0°C se fait au début de l'automne, avec un pic froid autour du 10 septembre. À la différence de la l'année précédente, on observe très peu de valeurs négatives, alors que les températures, pendant la période la plus chaude, ont atteint des valeurs proches de 10°C en moyenne sur le glacier.

2009-2010 montre en revanche une courbe d'états thermiques sensiblement différente avec un profil très irrégulier. Les températures montent très brutalement en début juillet, et la courbe des états thermiques reste très hachée pendant la saison estivale. Moins lissée que les années précédentes, cette courbe montre plusieurs « coups de chaud », souvent brefs et entrecoupés de températures nettement négatives pour l'été (inférieures à - 2°C). Cette tendance est encore plus visible au mois de septembre, où l'oscillation d'un jour à l'autre est extrêmement nette, avec des amplitudes journalières parfois proches de 8°C. Lors des pics chauds, on observe également des valeurs qui restent élevées sur le glacier, pouvant atteindre 6°C : cela reste néanmoins modéré, comparé aux pics à 10°C de l'été 2009.

1.2.4. L'hiver et l'effet des « événements chauds »

Comme cela a été évoqué dès la première partie, l'hiver est caractérisé par la survenue « d'événements chauds » qui, accompagnés de précipitations, ont une répercussion majeure sur le manteau neigeux et donc sur l'accumulation des glaciers. Les trois années prises en compte n'échappent pas à cette tendance. Pour les hivers 2009 et 2010, pour lesquels nos données hivernales de température de l'air sont avérées, on peut observer précisément la survenue de ces événements, dont l'observation spatiale sera nécessaire par la suite.

En considérant les hivers de 2009 et de 2010, on remarque un comportement différent, malgré une apparente similitude. L'hiver 2008-2009 montre une importante oscillation des températures avec de nombreux pics très froids, atteignant pratiquement les - 30°C en janvier 2009. Entre janvier et la fin mai, où l'état thermique remonte très brutalement (on passe de -20°C à +2°C), on dénombre 5 pics avec des minimums situés entre - 20°C et - 25°C. Cet hiver est par ailleurs ponctué de six événements chauds, consécutifs à une brutale remontée des températures. Pour chacun de ces événements, la période au-dessus de 0°C

est extrêmement brève (1,5 jour en moyenne), et les températures chutent aussi rapidement qu'elles sont remontées. C'est un phénomène remarquable, puisque les amplitudes des états thermiques sont toujours supérieures à 15°C.

L'hiver 2009-2010 présente des similitudes avec la saison précédente. Le pic de froid le plus important intervient également en janvier. Cependant, de façon générale, cet hiver est moins froid, mais surtout, on comptabilise beaucoup plus d'événements chauds. Entre novembre et mai, on dénombre en effet neuf événements chauds, qui font suite à chaque fois à une remontée extrêmement brutale des températures.

Le comportement thermique de l'hiver n'est donc pas linéaire, mais marqué par des oscillations extrêmes des températures, dont les maximums constituent ce que nous avons appelé « événements chauds ».

1.3. Le problème des précipitations

Comme pour Ny Ålesund, et d'une manière générale les régions polaires et montagneuses, la mesure des précipitations pose un réel problème. S'il est relativement aisé, avec un réseau assez dense de points de mesures, de quantifier les précipitations résultantes à travers le manteau neigeux en avril, il n'est pas simple de quantifier les précipitations (neige comme pluie) au moment où elles tombent.

Meteo Norsk, lui-même, n'assure rien concernant les données de précipitation et si on l'interroge sur des valeurs qui peuvent paraître aberrantes, le service météorologique norvégien répond que ces aberrations sont inhérentes au système de mesure et au fait que, si la neige accompagne la pluie, ou si la pluie est verglaçante, les instruments gèlent et donnent des valeurs fausses ... et non corrigées. En juin 2011, un meeting a réuni les glaciologues travaillant dans le Kongsfjorden. Concernant les précipitations, il est sorti de cette réunion l'information suivante : 16 stations météorologiques font des enregistrements de paramètres climatiques à Ny Ålesund mais aucune n'est capable de donner une bonne évaluation des précipitations, ni pluvieuses, ni (encore moins) neigeuses, alors que cette information est capitale pour comprendre le bilan glaciologique et le bilan hydrologique des hydrosystèmes glaciaires.

1.3.1. Un paramètre climatique complexe à mesurer

Le programme HSF a tenté, sur le bassin de l'Austre Lovénbreen, d'installer un réseau de pluviomètres, dont on a évoqué, en introduction, tous les soucis qu'ils ont posés : augets basculant inopinément sous l'influence du vent, mâts s'inclinant sous l'effet de la fonte, pluie verglaçante, gel.

Sur l'ensemble du programme, aucun suivi à long terme n'a pu être fait concernant les précipitations. Il faut donc se résoudre à utiliser les données de Ny Ålesund, même imparfaites.

1.3.2. Déterminer un gradient altitudinal

On ignorera le phénomène de continentalisation dû à la différence de longitude (6 km à l'est de la station référence). En revanche, tenant compte du fait que la station de Ny Ålesund enregistre les précipitations à 8 m d'altitude, il faut, pour évaluer les quantités précipitées sur le bassin de l'Austre Lovénbreen, appliquer un gradient lié à l'altitude.

La littérature regorge de données concernant les gradients. H. Geoffray (1968) et M. Griselin (1982) ont utilisé, pour l'Austre Lovénbreen, le même gradient de 15 % par 100 m (60 mm par 100 m pour 400 mm de précipitation).

M. Griselin et Ch. Marlin (1999) ont mené une campagne spécifique sur l'Austre Lovénbreen en 1998 pour affiner cette donnée issue de la littérature. Elles sont arrivées à la conclusion d'un gradient de 15 % / 100 m, avec toutefois un tassement du gradient au-delà de 400 m qui suggère l'utilisation, pour les altitudes supérieures, d'un gradient de 10 % par 100 m. D. Mercier (2003) utilise ces mêmes valeurs.

Plus récemment, A. Killingtveit (2003 et 2004) a fait des calculs intéressants concernant les précipitations enregistrées à Ny Ålesund et les précipitations reçues sur le bassin de la Bayelva (BV 70 km² incluant le glacier Austre Brøggerbreen). Il propose également un gradient de 15 % par 100 m. Cet auteur suggère que, pour toutes les stations météorologiques du Svalbard, les précipitations réelles sont probablement 50 % plus forte que celles mesurées. Il introduit donc dans son calcul une correction moyenne de base d'un facteur 1,15 pour les précipitations liquides et de 1,65 pour les précipitations neigeuses pour compenser les erreurs de mesure et applique ensuite, pour le bassin de la Bayelva, un gradient altitudinal de 15 % par 100 m.

Dans le cadre du programme HSF, nous avons choisi d'appliquer un gradient de 15 % par 100 m jusque 400 m d'altitude, puis un gradient plus faible de 10 % pour les altitudes supérieures. Ce gradient à double pente a été appliqué sous SIG (Fig. 144) à l'ensemble des pixels du bassin versant, en isolant les différentes zones pour identifier les apports en lames précipitées prove-

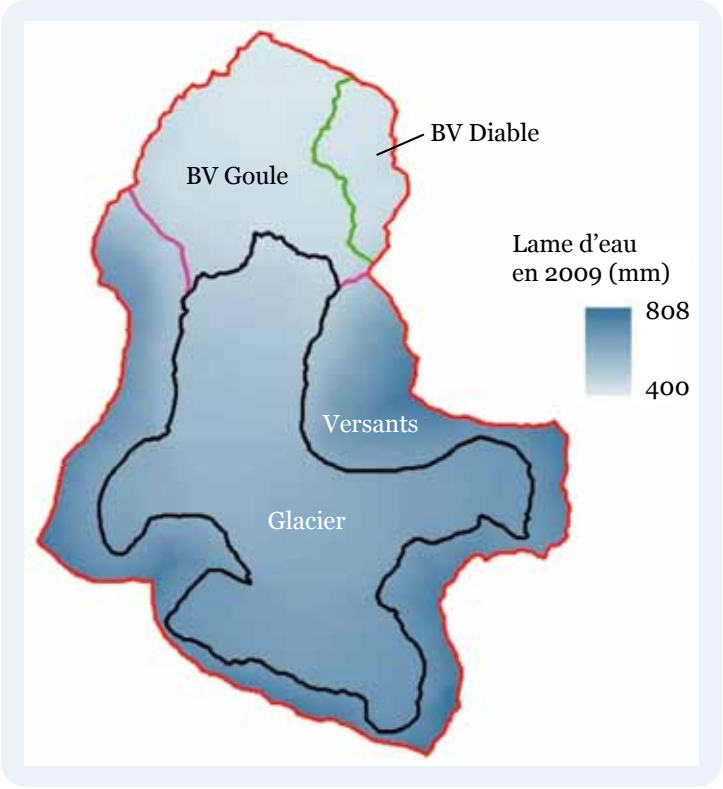


Figure 144 – Gradient de précipitation appliqué au bassin de l'Austre Lovénbreen (15 % par 100 m jusque 400 m, puis 10 % par 100 m). Les limites marquent les différentes zones d'apport (versants, glacier, bassin morainique de la Goule, bassin morainique du Diable). Pour un total annuel de 391 mm enregistré à Ny Ålesund en 2008-2009, le BV aurait reçu globalement 578 mm, dont, rapporté à la surface totale du bassin, 228 mm des versants, 253 mm du glacier, 75 mm du sous-bassin morainique de la Goule et 20 mm du bassin morainique du Diable.

nant des versants, du glacier, de la moraine du bassin versant de la Goule, et de la moraine du bassin versant du Diable. Cela revient à donner à chaque pixel selon son altitude le gradient choisi et à déterminer point par point les lames attendues.

Une fois ce gradient déterminé pour l'ensemble du bassin, il a été appliqué à chacune des valeurs de précipitations enregistrées à Ny Ålesund.

Cela permet de décomposer les lames précipitées en fonction de la provenance. Le glacier apporte 44 % de la totalité et les versants 40 %, tandis que le sous-bassin morainique de la goule contribue pour 13 % alors que le bassin du Diable, entièrement morainique et déconnecté du glacier, ne représente que 3 % de l'ensemble de la lame précipitée sur le bassin.

Déterminer la qualité des précipitations est encore source d'erreur, ne serait-ce que sur les données de Ny Ålesund. Il a été convenu que la température à Ny Ålesund permettrait de définir si les précipitations étaient neigeuses (T<0°C) ou pluvieuses (T>0°C). Choix un peu arbitraire, surtout quand on sait que souvent un événement neigeux commence ou se termine par de la pluie.

La question est encore plus délicate quand il s'agit de définir par la position de l'isotherme 0°C la portion de bassin sous la pluie ou sous la neige. Les cartes de l'état thermique et les clichés des caméras automatiques sont très utiles pour déterminer la limite glace neige de chaque événement… mais le décryptage manuel est long et fastidieux.

Ce décryptage est nécessaire pour les événements chauds avec précipitations survenant au cœur de l'hiver. On peut aussi admettre (chapitre X) que vu l'épaisseur et la température du manteau neigeux et sauf exception, des précipitations liquides tombant sur le glacier en plein hiver gèleront dans la couche de neige avant d'arriver à l'interface neige-glace (croûtes de regel), et ne contribueront donc pas immédiatement aux écoulements. Cependant, l'hiver, la nuit permanente n'autorise pas d'identification de l'isotherme 0°C par les clichés … qui sont tous noirs !

Pour les trois années concernées, les précipitations pondérées supposées avoir marqué l'ensemble du bassin représentent donc 1,5 fois ce que l'on enregistre à Ny Ålesund. La confrontation de ces lames pondérées aux mesures d'équivalent-eau de la neige par carottage au printemps nous montre que la marge d'erreur est grande. Par exemple, si on compare la lame précipitée (du 1er octobre au 30 avril) pondérée par le gradient altitudinal pour les trois hivers de suivi, avec les lames d'équivalent eau de neige mesurées sur le glacier rapportée à la surface du bassin, on constate que même pondérées par le gradient altitudinal, même en prenant l'ensemble des précipitations neige et pluie, on est très loin de la lame de neige mesurée sur le glacier à la fin de l'hiver (Fig. 145)

1/10 à 30/04	w.eq. neige glacier/S BV	Pneige glacier/BV	Ppluie glacier/BV	Pglacier total neige + pluie (S BV)	w.eq. neige/ Ptotal (S BV)
2008	353	110	64	210	1,68
2009	352	148	53	173	2,03
2010	295	123	86	284	1,04
					Moyenne 1,58

Figure 145 – Comparaison des lames précipitées et des hauteurs de neige mesurées (en weq) par rapport à la surface du bassin. Les quantités de neige mesurées sont en moyenne 1,58 fois plus fortes que les lames précipitées (neige et pluie) supposées.

Avec des lames de neige mesurées 1,58 fois plus élevées que les précipitations pondérées, on est proche du coefficient global (lié à l'erreur de mesure) appliqué par A. Killingtveit qui suggère 1,65 pour la neige et 1,15 pour la pluie. On est également en accord avec la remarque concernant l'erreur de 50 % applicable à l'ensemble des précipitations mesurées dans toutes les stations du Svalbard.

1.3.3. Les lames « supposément » reçues

Si on s'en tient au seul gradient altitudinal qui fait l'unanimité, sans apporter de correctif à la mesure de base, on obtient des lames brutes pour les trois années concernées. En ce qui concerne les précipitations d'hiver, nous pouvons considérer que, sauf exception, l'ensemble des précipitations hivernales (neige et pluie) reste dans le manteau neigeux jusqu'aux premiers écoulements de printemps, vue sa température très basse.

Étant donné le mode de calcul, ces lames supposément reçues sont le parfait reflet de ce qui est enregistré à Ny Ålesund, d'autant que l'application stricte du gradient sur les lames précipitées au niveau de la mer ne prend pas en compte le statut neige/pluie de ce qui tombe.

Le croisement des précipitations avec les données thermiques du bassin permet, événement par événement, de déterminer l'altitude de l'isotherme 0°C et de qualifier les lames précipitées.

Même si le procédé peut sembler arbitraire, l'altitude de l'isotherme 0°C va permettre de délimiter spatialement les zones recevant de la neige et celles recevant de la pluie. À noter que notre enregistreur le plus élevé étant à 500 m et le point culminant du bassin à 879 m, la détermination des lames reste incertaine pour les zones de versants au-dessus de 500 m.

Ce procédé long, mériterait des vérifications « par l'image », que nous n'avons pas eu le temps de réaliser dans le cadre de cette thèse.

Pour chaque épisode, une pondération a donc été apportée pour déterminer la part de la neige et celle de la pluie. Le coefficient nivométrique global enregistré à Ny Ålesund est donc modifié en faveur de la neige (Fig. 146).

La part relative des différentes zones est variable d'une année à l'autre mais reste relativement constante tout de même.

	2007-2008			2008-2009			2009-2010		
	Neige	Pluie	Coef. niv.	Neige	Pluie	Coef. niv.	Neige	Pluie	Coef. niv.
Ny Ål.	206	207	0,50	245	189	0,56	191	195	0,49
BV	357	255	0,58	446	196	0,69	379	193	0,66

	2007-2008		2008-2009		2009-2010	
	% Neige	% Pluie	% Neige	% Pluie	% Neige	% Pluie
BV	58	42	69	31	66	34
Glacier	43,46	44,38	44,08	19,09	44,01	42,99
Versants	43,34	34,37	42,45	14,44	43,26	33,14
Moraine Goule	10,42	16,77	10,63	8,19	10,06	18,85
Moraine Diable	2,76	4,46	2,82	2,17	2,67	5,01

Figure 146 – Évolution des coefficients nivométriques de Ny Ålesund (8 m d'altitude) et du bassin de l'Austre Lovénbreen. L'hypsométrie du bassin donne une part plus importante à la neige qui représente 64 % en moyenne (contre 51 à Ny Ålesund)

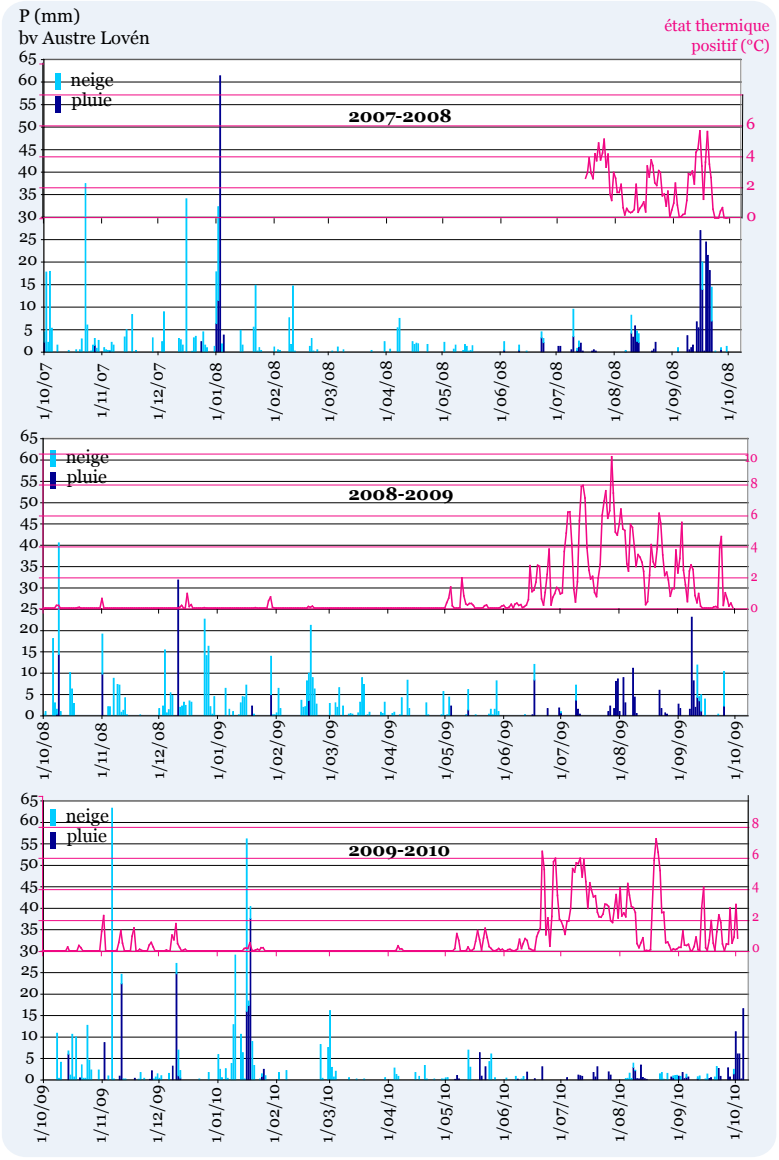


Figure 147 – Les lames de précipitations (neige et pluie) supposément reçues par l'ensemble du bassin versant de l'Austre Lovén. L'altitude moyenne de l'isotherme 0°C le jour des précipitations a permis de déterminer, pour chaque événement, la part de neige et celle de pluie, à partir des valeurs enregistrées à Ny Ålesund pondérées par un gradient altitudinal à deux pentes.

C'est plus au coup par coup, épisode par épisode, que se font sentir les différences et ce, notamment, en ce qui concerne les épisodes chauds et arrosés pendant les hivers (Fig. 147). Globalement, les précipitations pluvieuses à Ny Ålesund deviennent neige dès 100 m d'altitude à la faveur d'un isotherme 0°C bas, ce qui minore l'effet destructeur de tels événements sur le manteau neigeux.

L'épisode chaud de début janvier 2008, catastrophique à Ny Ålesund avec 63,3 mm de pluies diluviennes, s'avère de fait neigeux sur une partie du BV. Une journée, tout de même (3/01/08), affiche des températures positives sur l'ensemble du bassin, ce qui s'est traduit par de la pluie à toutes les altitudes (61,3 mm en moyenne) et la formation d'une couche de glace interstitielle retrouvée dans tous les carottages effectués au printemps suivant (Cf. Chap. X).

2. REPRÉSENTATION SPATIALE DES ÉTATS THERMIQUES ET PRÉCIPITATIONS SUR LE GLACIER

La représentation spatiale des états thermiques a pour intérêt de connaître quelles zones du glacier sont concernées par la survenue d'un épisode « chaud » en hiver. Indirectement, on cherche ainsi à connaître les éventuelles surfaces de l'Austre Lovénbreen soumises à des précipitations pluvieuses, et à les quantifier. Cela permet alors d'estimer l'impact des précipitations sur le manteau neigeux.

2.1. Dans le détail de l'état thermique : pour une observation à échelle temporelle fine, du journalier à l'horaire

Le traitement des données de températures enregistrées par les capteurs *in situ* permet de travailler sur des états thermiques journaliers et horaires. De plus, la représentation de ces données autorise une analyse spatiale des dynamiques de températures.

2.1.1. Brutalité et rapidité des oscillations de températures

Nous avons choisi de présenter deux événements survenus en hiver pendant la saison 2009-2010, illustrant la rapidité de certains changements d'état thermique qu'il est nécessaire d'observer au pas de temps horaire.

Le premier épisode est daté du 26 novembre 2009 (Fig. 148).

Le détail de l'évolution horaire de l'état thermique permet de constater les fluctuations de l'isotherme 0°C. On remarque ainsi que le glacier s'est retrouvé intégralement dans des valeurs positives pendant presque deux heures, ce qui est suffisant pour initier des dynamiques de fonte. Ce type d'événement, qui crée de la circulation d'eau liquide au sein du manteau neigeux, est aussi à l'origine de croûtes de regel que l'on retrouve dans les profils stratigraphiques.

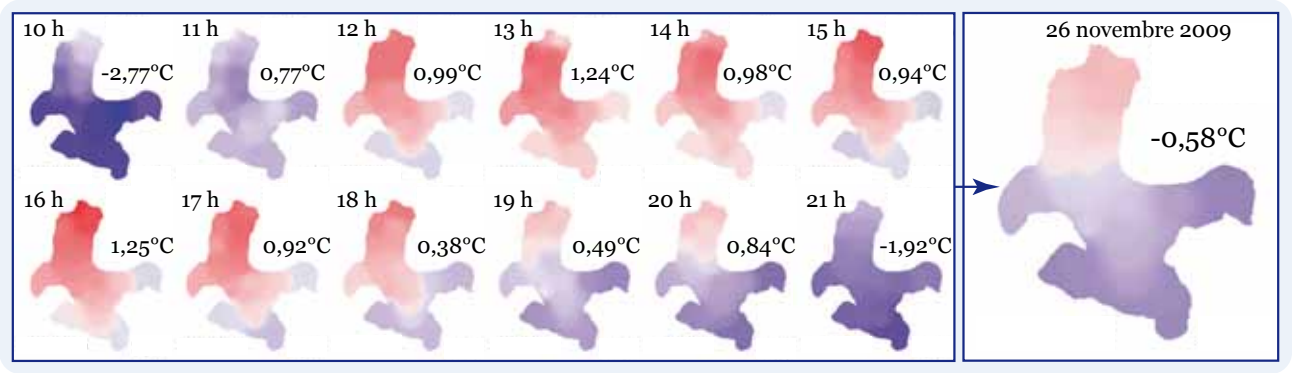


Figure 148 – La rapidité de certains coups de chaud en hiver. En seulement 10 heures, le glacier a subi un pic de chaleur le plongeant intégralement dans un état thermique positif avant de revenir, huit heures plus tard, à son état thermique initial.

2.1.2. Un phénomène particulier : l'inversion thermique

Le second épisode est plus rare : il s'agit d'une inversion thermique survenue en fin d'hiver, le 7 avril 2010, et n'ayant pas duré plus de deux heures (Fig. 149). Ce type d'épisode, plutôt classique en été lorsque se met en place une épaisse couche de stratus amenée par la mer, est beaucoup plus rare en hiver. Ses conséquences peuvent être importantes à cette époque de l'année s'il est accompagné de précipitations pluvieuses. Cela aurait en effet pour conséquence de stocker une quantité d'eau plus ou moins importante dans le manteau neigeux en amont, que le manteau « froid » en aval bloque. Le recensement de tels événements n'est pas exhaustif dans le cadre de ce travail : une analyse heure par heure précise des trois années montrerait leur occurrence. Si de tels événements d'inversion thermique

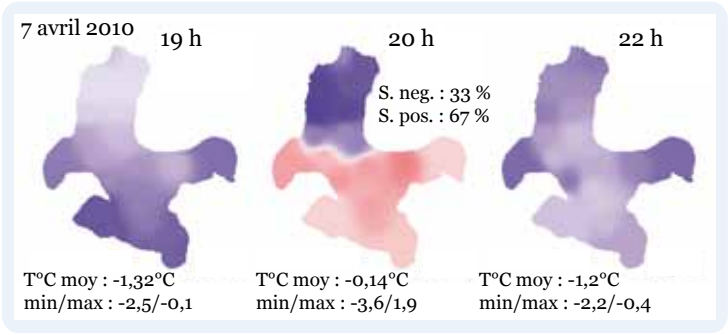


Figure 149 – L'inversion thermique hivernale. Ce phénomène est davantage présent en été avec les couches nuageuses arrivant de la mer. S'il est accompagné de précipitations, cet épisode permet de stocker de l'eau dans la partie amont du manteau et favoriser les dynamiques de snow damming (Pahaut, 1975).

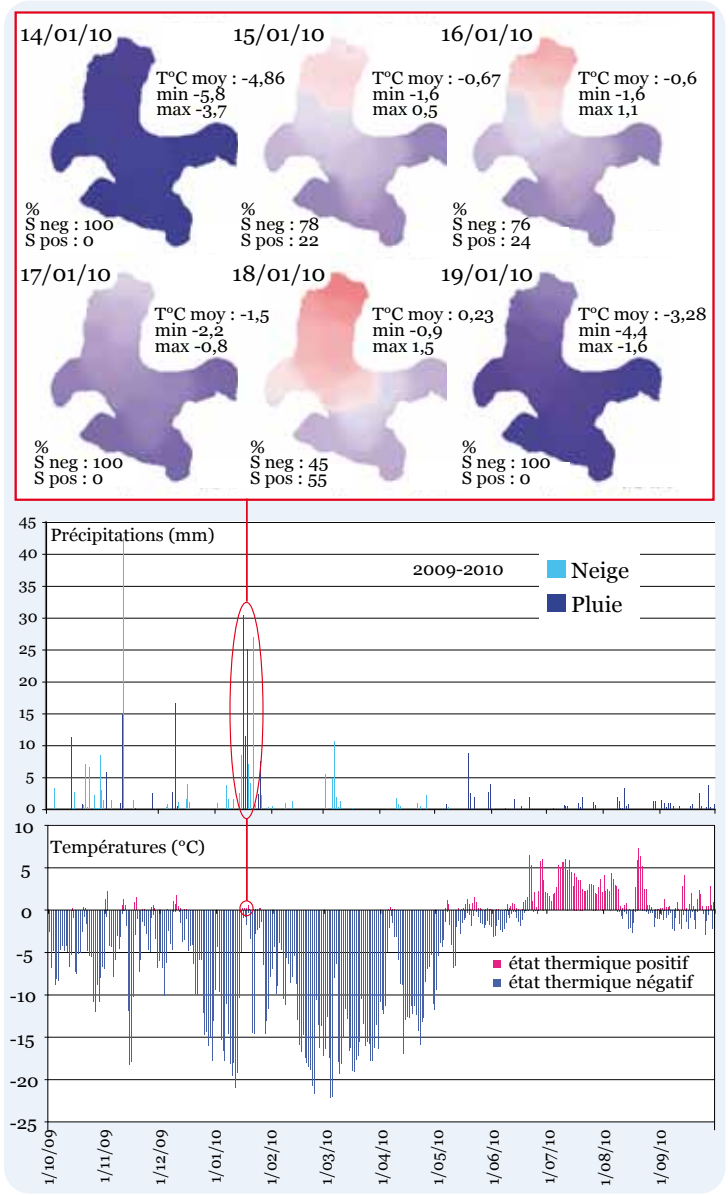


Figure 150 – L'événement chaud du 15 janvier 2010. La représentation spatiale de l'état thermique de l'Austre Lovénbreen permet d'estimer les zones du glacier théoriquement soumises à des précipitations pluvieuses et celles soumises à des précipitations neigeuses.

sont accompagnés de précipitations, des phénomènes de foirage et de barrage peuvent ainsi survenir, favorisant un manteau neigeux de forte TEL. Les conséquences se retrouvent alors dans le potentiel de fonte.

2.2. État thermique et précipitations : quelle météorologie sur l'Austre Lovénbreen ?

2.2.1. Un événement caractéristique : le « coup de chaud » en hiver

Prenons pour exemple l'événement chaud survenu au 15 janvier 2010, choisi non seulement à cause de la bonne qualité des données mais aussi pour son intensité « théorique ». La figure 150 synthétise les précipitations enregistrées à Ny Ålesund, avec les états thermiques successifs de l'Austre Lovénbreen et la représentation spatiale de cet événement.

Cet exemple illustre tout d'abord ce qui avait déjà été évoqué concernant l'état thermique global et sa spatialisation. En effet, bien que les états thermiques journaliers des 15 et 16 janvier soient négatifs (autour de -0,6°C), il existe une zone relativement importante du glacier (22 puis 24 %) dans des valeurs positives. Sur cette fraction du glacier, les précipitations ont de fortes probabilités d'être pluvieuses et donc de compromettre une partie du manteau neigeux. Suite au net regel que l'on constate les jours suivants, il est également fort probable qu'une grande quantité de ces précipitations se retrouve dans le manteau neigeux sous forme de croûte de regel, que l'on évoquera dans le chapitre suivant.

À l'inverse de cette situation, on observe que la journée du 18 janvier présente un état thermique positif, à 0,23°C. Toutefois, on constate qu'une portion importante du glacier (55 %) reste dans des valeurs négatives. Les précipitations qui accompagnent cette augmentation de température seront donc solides en amont de la ligne d'isotherme, participant à l'accumulation neigeuse.

La détermination des zones recevant de la neige et celles recevant de la pluie a été réalisée à partir de l'altitude moyenne de l'isotherme 0°C (cf 1.3.3 de ce chapitre). La spatialisation de l'information concernant la qualité des précipitations sur l'ensemble du bassin n'est pas aisée en l'absence d'interpolation (faute de capteurs) des données thermiques sur les versants et dans les zones morainiques.

2.2.2. De la neige en été ?

La saison estivale présente des périodes de précipitations généralement pluvieuses. Nous avons néanmoins déjà pu observer des précipitations neigeuses en plein été (notamment en juillet 2008), n'apportant que quelques centimètres dans les zones les plus hautes du glacier[1]. La même démarche comparative que pour le point précédent a été appliquée à un événement climatologique d'août 2010.

Depuis le 1er juillet, l'état thermique du glacier est resté constamment positif, quelle que soit l'altitude. L'épisode de précipitations survenu le 9 août 2010 s'est accompagné d'une baisse des températures (Fig. 151). Le 9 août peut être considéré comme une représentation de la configuration climatique

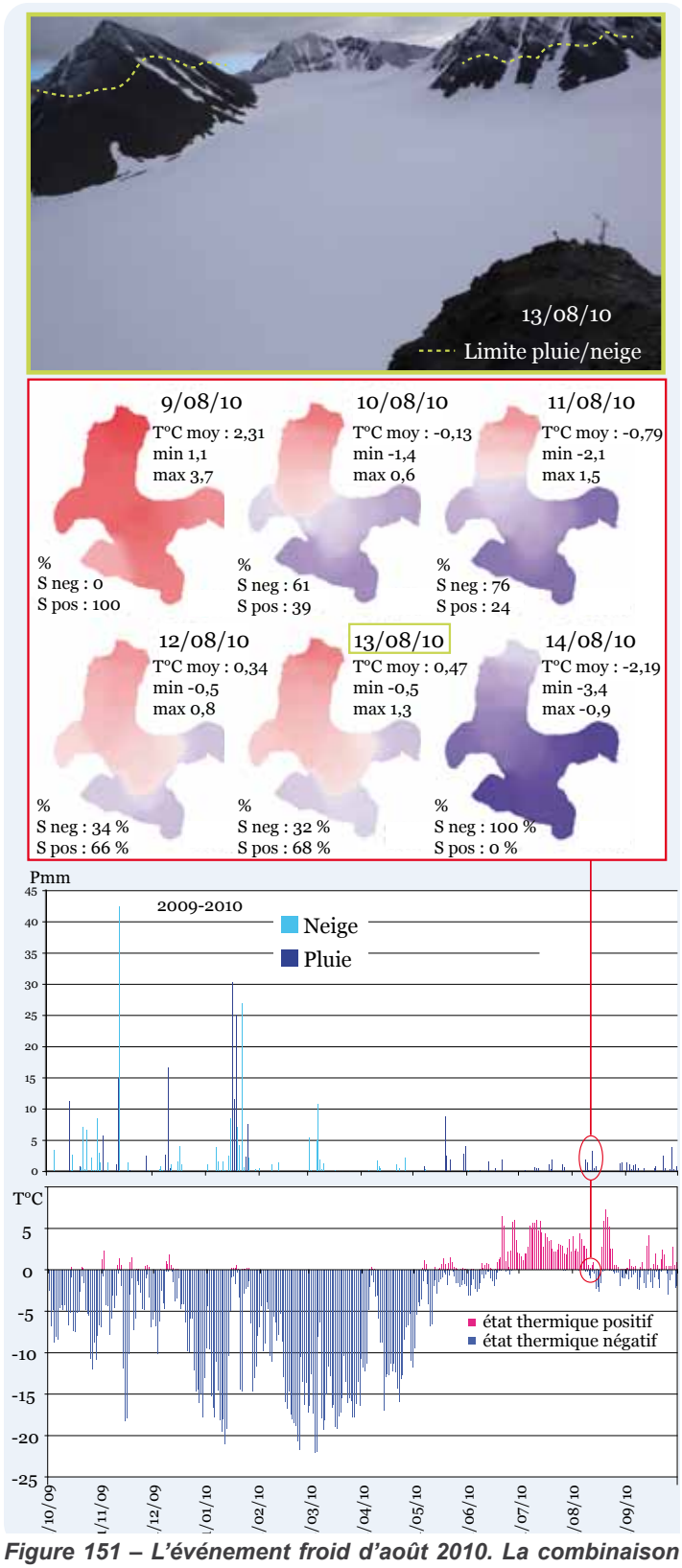


Figure 151 – L'événement froid d'août 2010. La combinaison des états thermiques de l'Austre Lovénbreen et l'utilisation des images in situ permet de déterminer la limite pluie neige. Sur cet exemple, il faut chercher haut la neige alors que la pluie est tombée sur une bonne partie du glacier.

1 Nous avons mesuré au maximum 5 cm de neige fraîche le 18 juillet 2008 après un épisode neigeux. Cette valeur vaut pour les cirques les plus hauts. Sur la langue du glacier, la hauteur de neige fraîche était de l'ordre du centimètre.

de l'Austre Lovénbreen depuis le début juillet. Pendant les quatre jours suivants, l'état thermique devient mixte, puis intégralement négatif. Cet épisode de baisse des températures s'accompagne de précipitations pendant les journées d'état thermique mixte. À partir de la photo *in situ* (Fig. 151), on peut déterminer la limite pluie/neige à 560 m. À l'inverse de la nuit polaire pour laquelle on ne dispose pas de photo utilisable, il est possible dans ce cas de figure de vérifier si effectivement l'état thermique mixte observé se retrouve dans le type de précipitations. La photo provenant de l'une des stations automatiques permet de constater que la limite pluie-neige correspond à peu près à la ligne de l'isotherme 0°C.

Conclusion

Outre le fait de démontrer l'intérêt de connaître de façon très précise l'état thermique du glacier, ce chapitre a permis de mettre l'accent sur la problématique majeure du poids des températures et des précipitations.

Deux points sont plus particulièrement mis en valeur dans cette présentation des résultats climatiques. D'une part, comme c'est le cas pour les chroniques météorologiques enregistrées à Ny Ålesund, on constate que les événements climatiques particuliers sont extrêmement brefs, soudains et parfois violents. Le bassin de l'Austre Lovénbreen ne déroge ainsi pas à cette règle, tout en rajoutant de la complexité du fait des différences d'altitudes. En effet, et c'est le deuxième point à retenir, la représentation cartographique de l'état thermique de l'Austre Lovénbreen montre une grande variabilité spatiale, pendant toute l'année. Les phénomènes d'inversion ne sont pas rares, de même que la survenue de multiples événements chauds, tout à fait ponctuels tant spatialement que temporellement. Le suivi horaire, en continu, des données thermiques (imagettes qui peuvent être visionnées en film) permet par ailleurs une excellente observation de ces « mouvements thermiques » caractéristiques. À défaut de film, les planches-contact permettent de faire ressortir ces épisodes (Chap. XI).

Ce chapitre a permis de dresser un état des conditions météorologiques affectant le bassin de l'Austre Lovénbreen : l'état thermique et les précipitations conditionnent le manteau neigeux et donc le bilan glaciologique.

CHAPITRE IX

Les aspects qualitatifs du manteau neigeux : une entrée vers la quantification

« ...où parfois quand le gel et la tourmente brassent le grésil avec cent démons, s'égarent des coups de bise et les lentes ailes des flocons. »

Samivel

Les eaux du lac supra-glaciaire de l'Austre Lovénbreen permettent de bien discerner les différentes strates de neige accumulées pendant la saison (juillet 2008).

Introduction

Comme l'a montré la partie méthodologique, ce travail de thèse repose sur une approche quantitative de la neige. Quantifier l'information ne dispense pas de l'observation « naturaliste », qualitative, du manteau neigeux.

Pour des raisons d'accessibilité, toutes les zones composant le bassin de l'Austre Lovén ne sont pas abordées avec le même degré de finesse. Avant d'évoquer plus précisément le glacier, il semble pertinent, dans une approche hydrologique, d'intégrer, même de façon partielle, les versants et la moraine, puisqu'ils font partie du bassin versant. Ces zones, qui représentent respectivement un tiers et un quart du bassin, sont ainsi tout à fait capitales dans les dynamiques hydrologiques.

La moraine, avec un relief tourmenté capable de « piéger » la neige, est une zone notable de stockage. On y trouve en effet d'importants névés, tant en nombre qu'en volumes de neige. De plus, les marges glacées ont une contribution significative au fonctionnement hydrologique.

Par la dynamique avalancheuse qu'ils peuvent générer, les versants sont potentiellement d'importants pourvoyeurs en neige du glacier. Les grands névés de pied de versants sont aussi des réservoirs d'eau qui participent à l'alimentation du système hydrologique. Grâce à l'utilisation conjointe des clichés issus des stations photos automatiques et des images satellites, il est possible d'orienter quelques pistes de recherche, en sachant qu'une instrumentation et des mesures spécifiques sont nécessaires pour quantifier la part et l'influence de ces zones.

Enfin, les investigations menées sur l'Austre Lovénbreen nécessitent d'avoir, un regard sur les aspects qualitatifs du manteau neigeux. De nombreuses observations ont été menées et sont synthétisées pour clore ce chapitre.

1. LA MORAINE : UN ESPACE NIVOLOGIQUEMENT COMPLEXE

Complexe morphologiquement, la moraine est un espace extrêmement difficile à instrumenter en ce qui concerne le suivi de la neige. À ce titre, elle n'est abordée ici que dans sa dimension d'indicateur nivologique qualitatif. En effet, à l'issue du programme HSF, cet espace est apparu comme hydrologiquement capital, mais également comme le témoin privilégié des modifications dues aux changements climatiques récents. Cet espace nécessiterait donc un suivi particulier pour mieux le comprendre : cette thématique fait l'objet du programme Cryo-Sensor (2011-2014) qui fait suite au programme HSF.

1.1. L'influence des (micros) reliefs dans les dynamiques nivales

1.1.1. La difficulté à instrumenter, l'aide des stations photos

Pour des raisons évoquées dans la deuxième partie de ce travail (Chap. V), l'instrumentation dans la moraine est rendue extrêmement difficile. De plus, c'est un espace à considérer comme nivologiquement complexe. Complètement exposée aux vents dominants est-ouest qui balaient le fjord, la moraine est par ailleurs extrêmement réactive au moindre changement météorologique : les modifications brutales du manteau neigeux permettent de déterminer non seulement les épisodes de vent, mais aussi ceux de fonte ou de fortes chutes de neige.

Sur le plan nivologique la moraine est en fait l'espace le plus changeant du bassin de l'Austre Lovénbreen. Printemps et automne sont d'ailleurs les périodes où cette caractéristique s'exprime le mieux. La fonte, les chutes de neige ou de pluie ainsi que les épisodes de vent sont autant de facteurs qui s'affrontent, et font changer l'aspect de la moraine. Dans ces conditions, le manteau neigeux subit aussi ces aléas climatiques qui rendent la surveillance difficile autrement que qualitativement

On observe pour les mois d'avril, mai et juin, une forte variabilité de l'enneigement de la moraine, contrainte par les facteurs météorologiques mais également par les dynamiques des marges glacées que nous évoquerons plus loin.

Les évolutions quasi journalières (voire horaires) de l'enneigement dans la moraine ne favorisent pas une bonne estimation de la couverture neigeuse de façon quantitative. Tout au plus pourra-t-on affirmer que d'importants névés subsistent tard en saison, atteignant la fin du mois d'août pour certains d'entre eux. L'ensemble des névés participe par ailleurs activement aux dynamiques hydrologiques du bassin de l'Austre Lovénbreen.

Figure 152 – Les mesures effectuées sur plusieurs transects dans la moraine ont mis en évidence une très forte hétérogénéité du manteau neigeux. L'interpolation dans le but de spatialiser l'information est donc extrêmement délicate (Photo : A. Jurine, 9 mai 2009).

1.1.2. Les mesures effectuées

Pendant la mission de printemps 2009, nous avons essayé de connaître l'épaisseur du manteau neigeux de la moraine en effectuant près de 300 mesures à l'aide d'une sonde à avalanche (Fig. 152). Comme attendu, la répartition nivale est extrêmement hétérogène. Aux crêtes de la moraine souvent pelées par le vent, déneigées ou simplement englacées, s'opposent les vallons morainiques où l'accumulation atteint parfois plus de 5 m d'épaisseur.

Dans ces conditions, il est difficile de donner du sens à une interpolation, même en tenant compte avec la plus grande précision du relief et en y intégrant ses caractéristiques à macro-échelle. Nous avons cependant effectué quelques transects de mesures sur certaines zones choisies de la moraine. Le protocole de sondage était fondé sur la topographie des zones échantillonnées : à plusieurs endroits, nous sommes partis du sommet d'une bosse avec en général 0 cm de neige pour traverser jusqu'à un autre sommet, dans le sens longitudinal.

Les données recueillies, si elles sont informatives, permettent simplement de connaître les hauteurs maximales de neige accumulées. Ces zones de forte accumulation due au relief, donneront lieu à d'important névés dont certains persisteront jusqu'en fin d'été. Les tests d'interpolation menés n'ont pas été concluants et nécessiterait une campagne d'ampleur de plusieurs milliers de points d'échantillonnages pour obtenir des valeurs pertinentes. Les mesures effectuées au GPR ont permis de montrer, dans certaines vallées, des accumulations de plus de 8 m de neige. Quelle que soit la méthode, l'estimation des hauteurs n'augure en rien de la densité de la neige et de l'équivalent en eau du manteau.

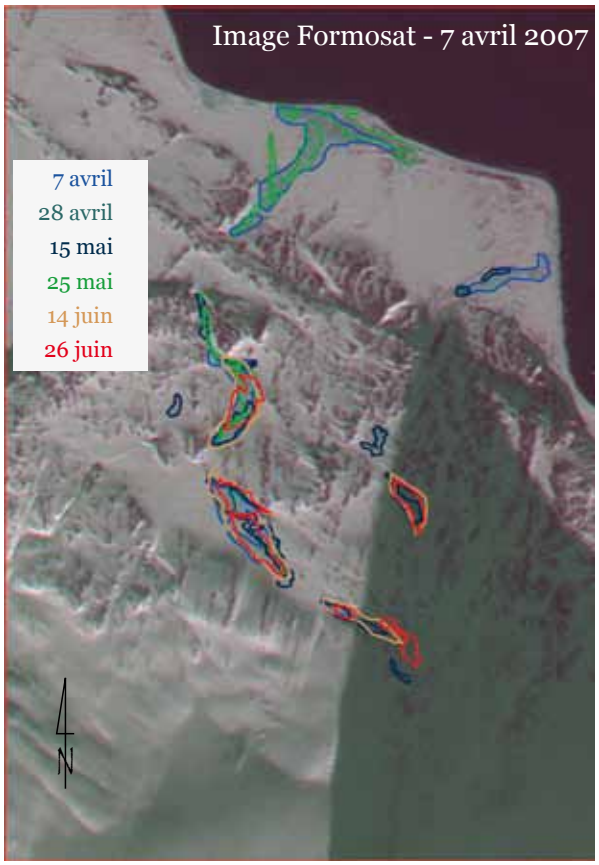


Figure 153 – Détourage des marges glacées. Les images satellite permettent de suivre l'enneigement, mais ne sont pas représentatives de ces dynamiques. En revanche, le suivi des marges glacées est efficace et permet d'observer l'avancée de l'eau au printemps (d'après HSF).

1.2. Une zone caractérisée par les marges glacées

Comme cela a été présenté au chapitre III, la moraine est le lieu où se développent les marges glacées, témoins d'une activité hydrologique forte, même en période de grand froid. Les stations photo automatiques mises en place permettent d'appréhender ce phénomène au moins temporellement et spatialement.

1.2.1. L'information satellite : les dynamiques des marges glacées

Les images satellites ont permis de mettre en évidence les dynamiques des marges glacées tandis que les photos *in situ* établissent la disparition du manteau neigeux pendant la période de fonte.

Concernant la neige dans la moraine, l'utilisation des images pour quantifier des surfaces est possible. Toutefois, les photos *in situ* sont trop tangentielles pour être corrigée et utilisables de façon projetée.

La figure 153 montre les différents stades d'enneigement et de localisation des marges glacées pendant le début de la saison de fonte. Concernant l'enneigement, les dynamiques proposées par les images satellites ne sont pas représentatives, tant les changements se font rapidement et brutalement. En revanche, le pas de temps est idéal pour observer la dynamique des marges glacées à travers la progression de l'eau au printemps.

1.2.2. L'apport de la photographie au sol : des marges glacées au manteau neigeux

La valorisation des photos *in situ* entre deux images Formosat permet de comprendre à quel point tout se passe très vite dans la moraine.

Nous avons compilé sur la figure 154 une série de photos d'avril 2007 qui couvre une grosse quinzaine de jours. La succession d'images à un pas de temps relativement court illustre parfaitement la vitesse à laquelle la couverture neigeuse de la moraine évolue au gré du vent et des précipitations. De quelques jours à quelques heures, l'aspect de la moraine peut donc changer radicalement, laissant peu de place pour des mesures utilisables

Figure 154 – Suivi de la moraine grâce aux stations photos. D'un point de vue qualitatif et « naturaliste », cette approche permet d'observer la présence d'eau dans le manteau neigeux de la moraine, résultant de la confrontation de la poussée des eaux souterraines aux conditions météorologiques. Au gré des chutes de neige, des coups de gel et de redoux, les zones bleues humides, attestant de la présence d'eau, apparaissent et disparaissent.

et fiables. Elles ne pourront être qu'une indication, et sont seulement représentatives d'un bref instant.

Sur cette sélection de photos, on peut observer par exemple l'extrême variabilité de la localisation de l'eau. Elle diffère en quelques heures entre la première et la deuxième photo. De même, une grosse chute de neige (14/04) va complètement gommer les microreliefs, alors qu'un épisode de vent va les mettre en exergue (19/04).

Ces constations nous confortent dans l'idée que le suivi nivologique de la moraine est un challenge qu'il est nécessaire d'entreprendre avec des outils spécifiques. Une présence permanente sur le terrain pendant la saison de fonte est peut être même requise pour obtenir des résultats pertinents. L'approche spatio-temporelle telle que nous l'avons envisagée dans ce travail nécessiterait d'être encore affinée.

2. LES DYNAMIQUES NIVOLOGIQUES DES VERSANTS

De la même manière que la moraine, les versants sont un espace complexe. Toutefois, il a été possible d'en tirer des informations très utiles, bien que l'instrumentation soit là aussi, tout à fait aléatoire tant pour des mesures ponctuelles (sondages) que pour une instrumentation *in situ* (perte de capteurs de températures).

2.1. Un site propice aux dynamiques avalancheuses

Appliqué au Svalbard, le sujet des avalanches pourrait paraître anecdotique, puisqu'il est généralement appréhendé sous l'angle de la gestion du risque. Néanmoins, la simple présence de protections par-avalanches installées à Longyearbyen témoigne d'une activité importante. O. Humlum (2004) a, par ailleurs, appliqué plusieurs modèles afin de prédire l'activité avalancheuse dans la zone du Nordenskiöldland, pour ensuite l'appliquer à la région de Longyearbyen. Dans notre contexte, les avalanches constituent un apport potentiel au système hydrologique.

2.1.1. Un contexte très favorable

Les versants ont toujours été considérés comme un élément capital dans les processus géomorphologiques et hydrologiques du Spitsberg (Etzelmüller & Hagen, 2005). Les dynamiques nivologiques des versants interfèrent ainsi avec celles du manteau neigeux glaciaire. L'activité avalancheuse est susceptible d'évoluer avec les changements climatiques, c'est pourquoi cette problématique est l'une des préoccupations fortes du récent projet CRYOSLOPE (*Climate change effects on high arctic mountain slope processes and their impact on traffic in Svalbard*).

En ce qui concerne plus précisément le bassin de l'Austre Lovénbreen, nous avons pu observer que l'activité avalancheuse pouvait être très importante (Fig. 155). C'est donc naturellement que la problématique de l'alimentation en neige du

glacier s'est aussi posée à travers les coulées de neige. Surfaces topographiques déclives structurant les principaux écoulements, les versants du bassin de l'Austre Lovénbreen possèdent en effet, avec une inclinaison moyenne de 35°, une topographie idéale favorisant le déclenchement d'avalanches (Chap. II ; Ancey *et al.*, 1998). Toutefois, il existe une forte hétérogénéité entre les zones dont les coulées atteignent le glacier (et peuvent potentiellement l'alimenter), et celles dont les coulées n'atteignent pas l'Austre Lovénbreen.

De plus, avec 3,6 km², les versants représentent 35 % de la surface totale du bassin : l'approvisionnement théorique en neige pourrait donc provenir au moins pour un tiers de ces zones. En effet, tel qu'on peut l'observer en fin de saison, les avalanches semblent contribuer, en certains endroits, à un apport significatif de neige au glacier. Cette neige exogène (au glacier) va ainsi soit participer aux écoulements, soit participer à l'accumulation.

Sachant cependant que, de la surveillance à la quantification, des adaptations méthodologiques spécifiques sont nécessaires (notamment pour évaluer des volumes et des équivalents en eau), ce seront principalement des pistes de recherche qui seront évoquées ici.

2.1.2. Quel type d'avalanche au Svalbard ?

La classification la plus récente (Munter, 2006) distingue les avalanches selon plusieurs traits caractéristiques qui sont :
– la cause du départ ;
– la forme de la zone de départ ;
– la qualité de la neige dans la zone de départ ;
– le niveau de glissement et la position de la zone ;
– le type d'écoulement et la forme du mouvement.

Dans le seul objectif de connaître le potentiel théorique d'apport en eau, il est possible de simplifier. On identifiera ainsi, dans notre contexte, deux types d'avalanches (Fig. 156)

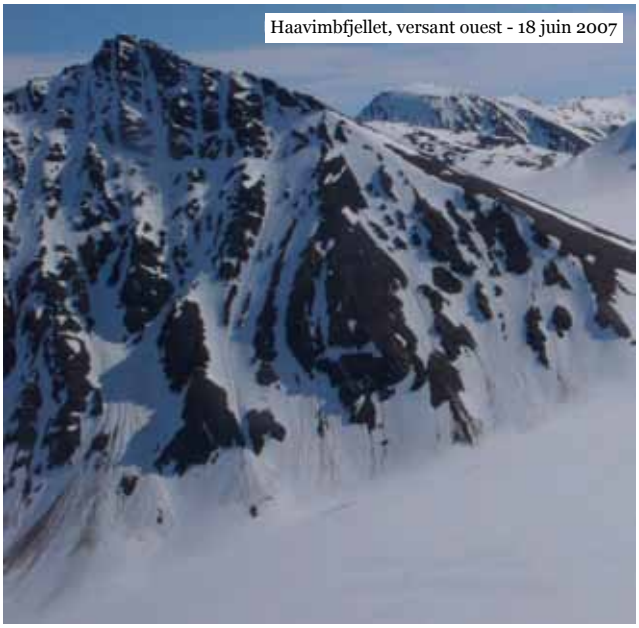


Figure 155 – La simple observation des versants montre l'importance des coulées. Sur cette photo du 18 juin 2007, les départs se font dans tous les couloirs des flancs du Haavimbfjellet.

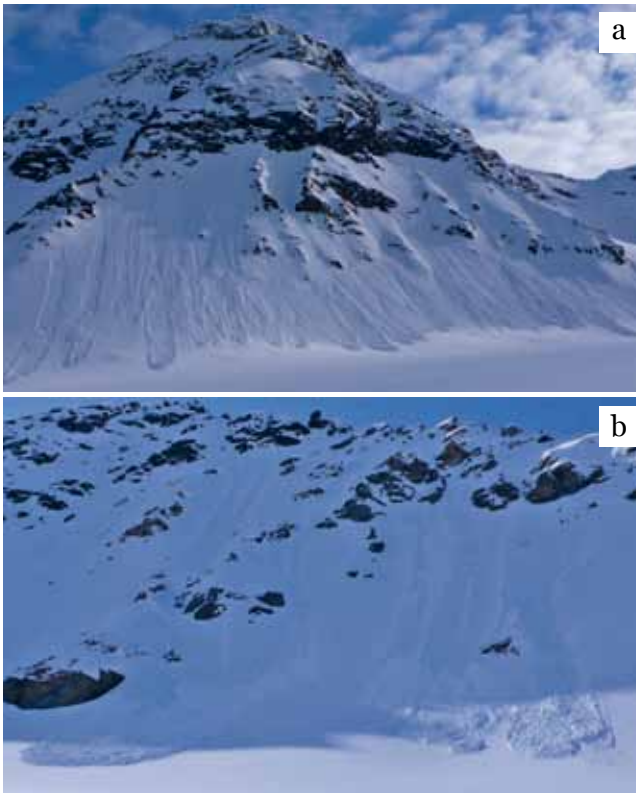


Figure 156 – Les deux types d'avalanches les plus fréquentes au Spitsberg. Elles sont principalement liées à la typologie des versants. Les avalanches de fonte sont celles susceptibles d'apporter le plus gros stock de neige au glacier. On recense les coulées de plaques (a) en fin d'hiver après la surcharge du manteau par de nouvelles chutes de neige. Les avalanches de fonte (b) sont caractéristique des mois de mai et juin.

représentatives de la majorité des coulées :
– les avalanches de plaques et de neige meuble, qui apparaissent lors d'une surcharge trop importante du manteau neigeux sur un plan de glissement ;
– les avalanches de neige humide, caractéristiques de la fonte de la neige et de la saison printanière qui favorise la rupture de cohésion capillaire.

Due à une géomorphologie propice, l'activité avalancheuse est également corrélée aux conditions climatiques. De plus, le vent est le principal facteur d'accumulation en neige et donc de la création de plaques avalancheuses. H. Christiansen remarque que, dans le contexte souvent très venté du Spitsberg, les avalanches de plaques sont prédominantes. Toutefois, si ces observations sont valables pour la région de Longyearbyen (où sont menées la majorité des mesures), on observe que les coulées sur la presqu'île de Brøgger sont en revanche principalement de fonte. Bien que la formation de corniches soit importante sur certains sommets (tels que le Dolotoppen sur le bassin de l'Austre Lovénbreen), on recense peu d'avalanches de plaque par rapport à celles de fonte.

Cette typologie particulière permet d'avoir indirectement des informations sur l'occurrence des phénomènes. En effet, à l'inverse de ce qui est observé pour la région de Longyearbyen dont la période de haute activité avalancheuse court de février à mai (Christiansen, 2005), on observe que, pour la presqu'île de Brøgger, cette période s'étend plutôt de début mai à début juillet. Elle intervient donc simultanément à la fonte du manteau neigeux.

2.2. L'activité avalancheuse sur le bassin de l'Austre Lovénbreen

2.2.1. Recensement et inventaire des événements avalancheux

Dans le contexte de ce travail, l'objectif a d'abord été de quantifier le nombre de couloirs récurrents sur le bassin de l'Austre Lovénbreen, et d'établir si des coulées en étaient issues. Cette démarche simple suppose une observation spatio-temporelle précise de l'activité avalancheuse permettant de savoir :
– si les événements avalancheux apportent ou non de la neige sur le glacier ;
– si un apport important est observé, peut-il alors participer de façon significative à l'accumulation du glacier ?

Le protocole d'étude appliqué dans ce travail a donc été le même que pour établir les CLPA (Carte de Localisation des Phénomènes d'Avalanches). La démarche se fonde sur le repérage des couloirs et un inventaire de toutes les coulées. C'est un travail qui s'effectue par photo-interprétation et observations de terrain.

Dans un premier temps, nous nous sommes limité à observer l'activité avalancheuse. Cette étape a permis un comptage minutieux des coulées sur le bassin de l'Austre Lovénbreen : toutes les zones d'avalanches (départ, corps et zone d'arrêt) sont ainsi répertoriées (Fig. 157). Les photos et les images satellites sont préférentiellement utilisées pour cette étape. Une image correspondant à la fin des phénomènes avalancheux est requise: la période de début juillet semble

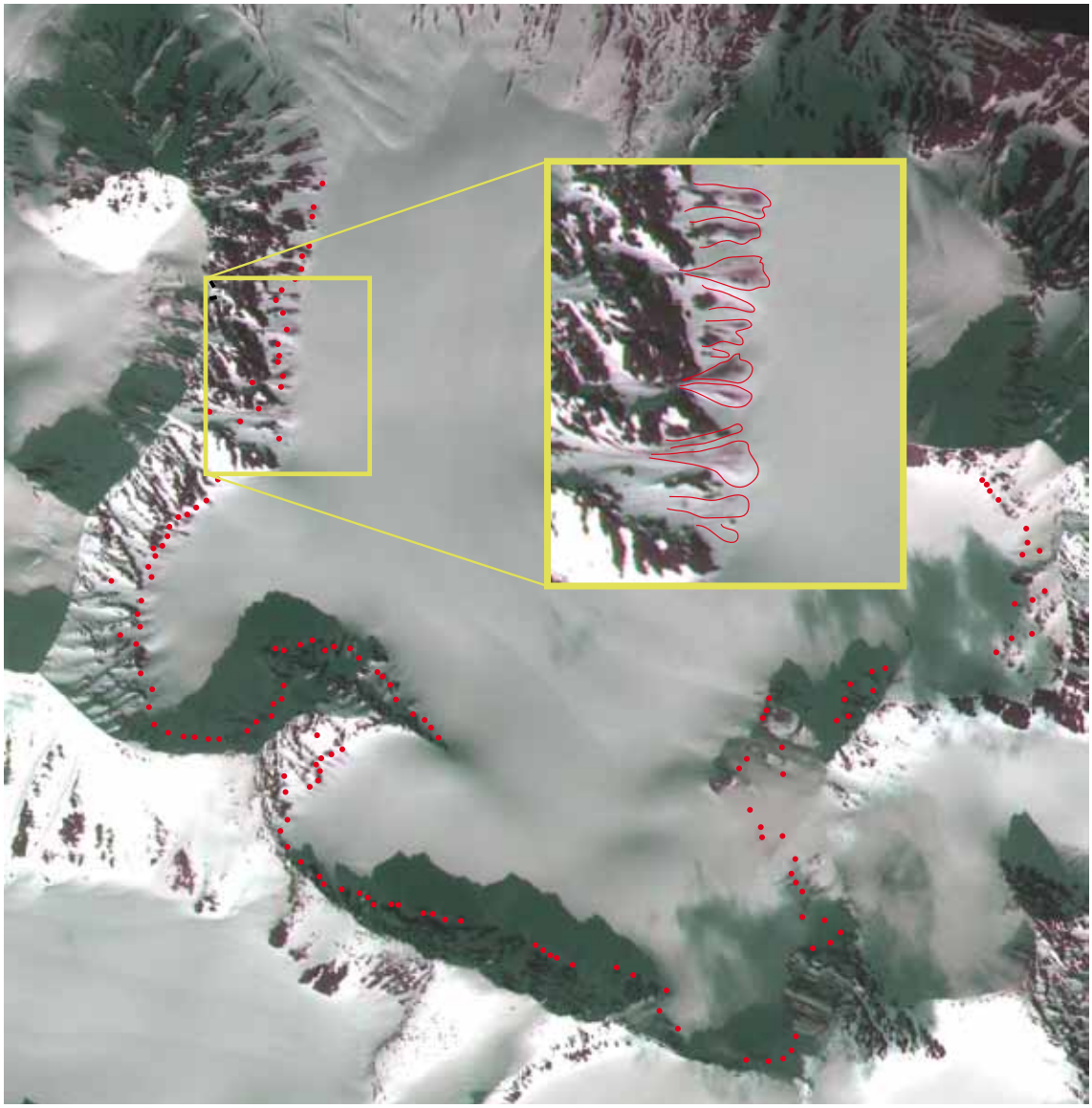


Figure 157 – Recensement des avalanches sur le bassin de l'Austre Lovénbreen. Les images satellites de fin d'activité avalancheuse (fin juin – début juillet), permettent de faire la synthèse des coulées de la saison avec une localisation précise des couloirs. Sur cet exemple les coulées sont recensées sur une image satellite du 5 juillet 2009, où l'on dénombre 132 départs. Le zoom effectué sur le versant est du Slåttofjellet permet de détourer les coulées.

ainsi la plus favorable. Toutes les coulées de la saison y apparaissent et un recensement précis peut être effectué.

Une deuxième phase consiste à utiliser les clichés journaliers des stations photos automatiques, afin de dater les événements avalancheux versant par versant. Il est ainsi possible de dresser un calendrier des grandes périodes d'activité pendant lesquelles les avalanches se déclenchent de préférence. Ce protocole permet ainsi de dater les occurrences sur la saison de fonte, et de comparer d'une saison sur l'autre la fréquence des événements avalancheux (Fig. 158).

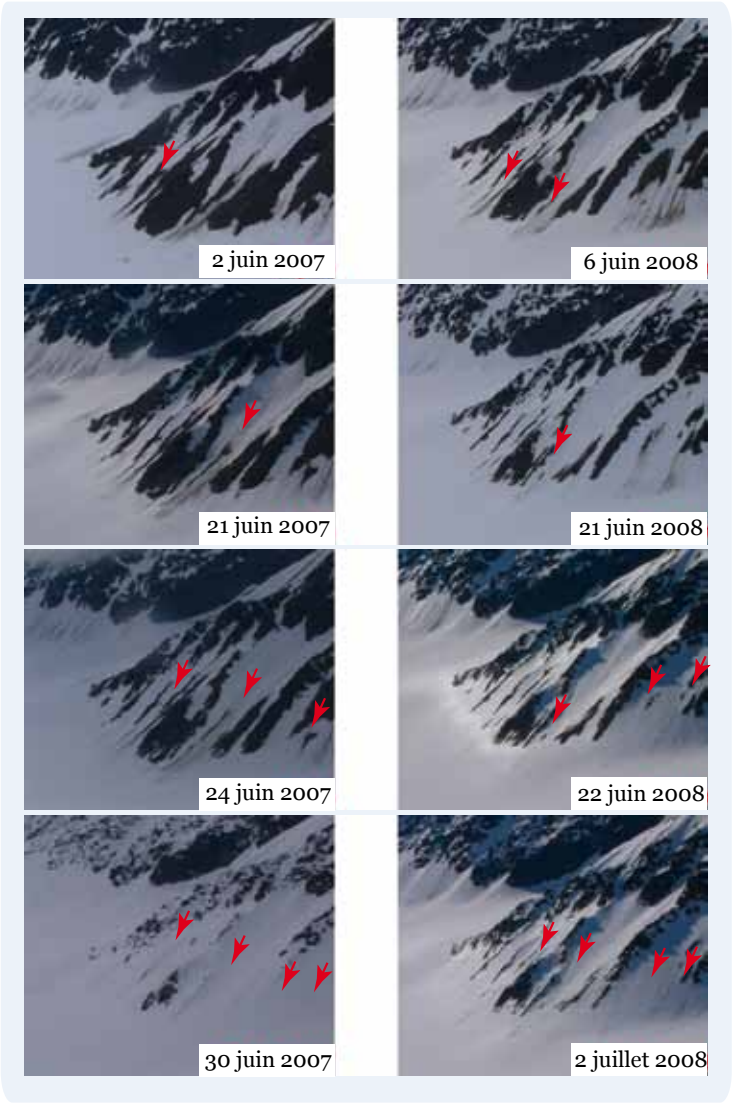


Figure 158 – Comparaison interannuelle de l'occurrence des avalanches. Sur les photos* in situ*, on peut surveiller avec précision les versants. Dans cet exemple, les flancs du Dolotoppen, pour lesquels on constate une forte activité avalancheuse, sont présentés. On observe une certaine synchronisation d'une année sur l'autre mais surtout, des couloirs sont clairement identifiés.

Une fois ce calendrier établi, les coulées sont détourées sur des images projetées (images satellites ou photos géométriquement corrigées), avec une couleur attribuée en fonction de leur période d'occurrence. La carte présentée sur la figure 159 donne un exemple de CLPA réalisée sur le versant du Haavimbfjellet (783 m).

Pour répondre plus spécifiquement à notre problématique sur l'alimentation en neige du glacier, une attention particulière est portée sur les zones d'arrivée des coulées. Au-delà de la simple comptabilisation, il s'agit de savoir, si l'avalanche atteint le glacier, à quels endroits et dans quelles proportions.

2.2.2. Interprétation du recensement : approche spatio-temporelle

Grâce à la précision des images satellites, nous avons pu estimer le nombre de coulées récurrentes à 132. Ce travail a été mené sur des images de même époque pour 2007, 2008, 2009 et 2010. À quelques rares exceptions près, le nombre et la localisation des coulées est sensiblement le même d'une année sur l'autre : la courte période d'activité avalancheuse explique que les coulées empruntent préférentiellement les mêmes couloirs (Munter, 2006). De plus aucune avalanche dite « exceptionnelle[1] » n'est apparue pendant la période d'observation.

On évoquera également le fait que l'activité avalancheuse, si elle est susceptible d'exister en hiver (lors de phénomènes de redoux), ne peut être observée à cause de la nuit polaire. Comme pour d'autres phénomènes, notre vision est donc partielle, bien que les états thermiques du glacier laissent à penser que peu de coulées se déclenchent en hiver.

1 Ces avalanches exceptionnelles n'apparaissent que lors d'une forte surcharge de la pente due à d'importantes chutes de neige.

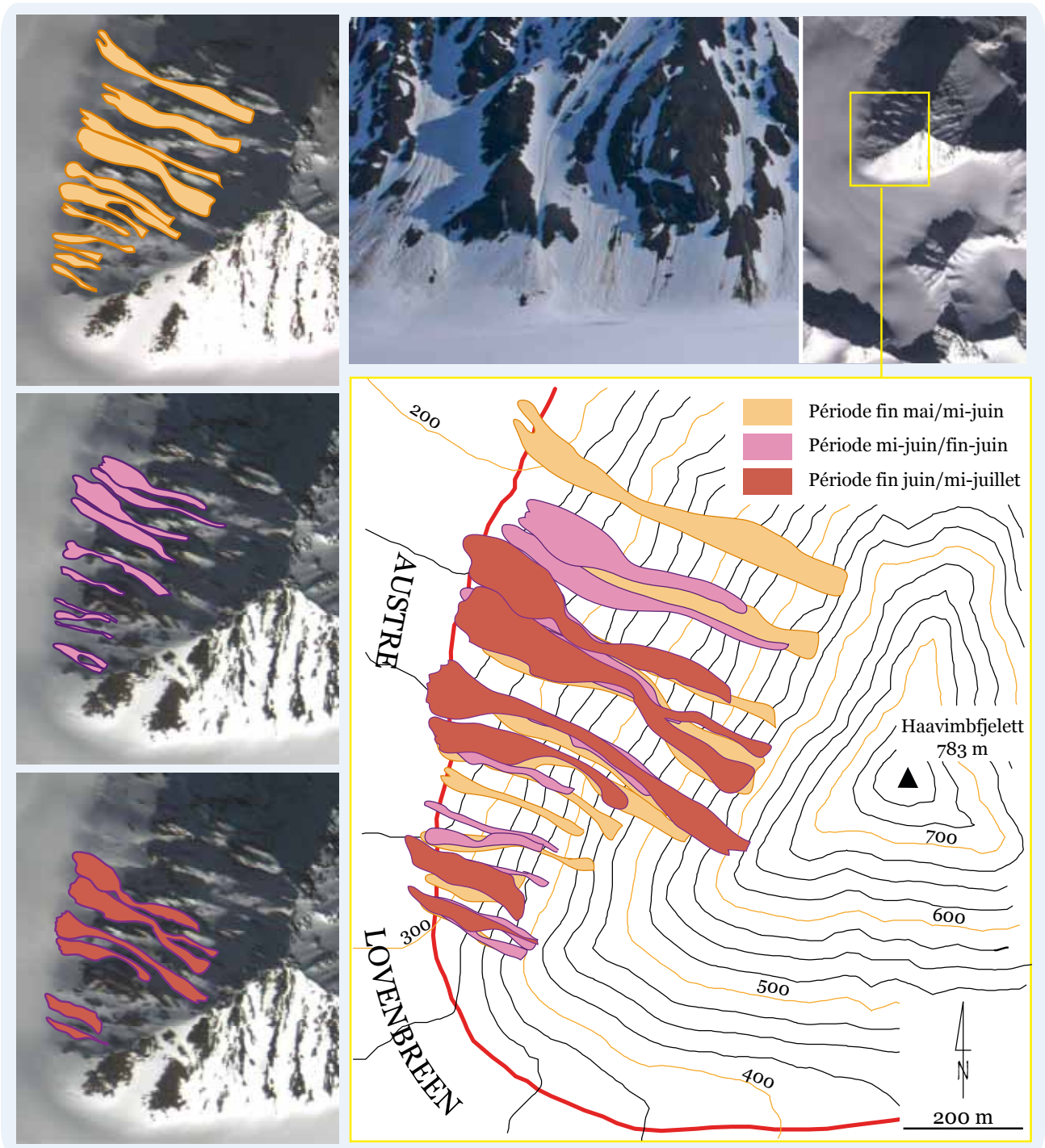


Figure 159 – Exemple de Carte de Localisation des Phénomènes d'Avalanches. Il est possible, grâce aux stations photo équipant l'Austre Lovénbreen, de dresser des CLPA extrêmement précises. L'étape suivante consisterait à estimer un volume pour les portions de coulées atteignant le glacier.

La synthèse des quatre saisons révèle plusieurs choses. D'une part, l'observation des versants montre que ce qui pourrait être assimilé à des coulées en hiver ne peut en fait être considéré comme des avalanches, étant donnée la faible pellicule de neige mobilisée. Comme cela a été évoqué, ce type de dynamique avalancheuse explique que l'occurrence des événements soit corrélée avec le début de la fonte observée au printemps. On constate donc que l'activité débute

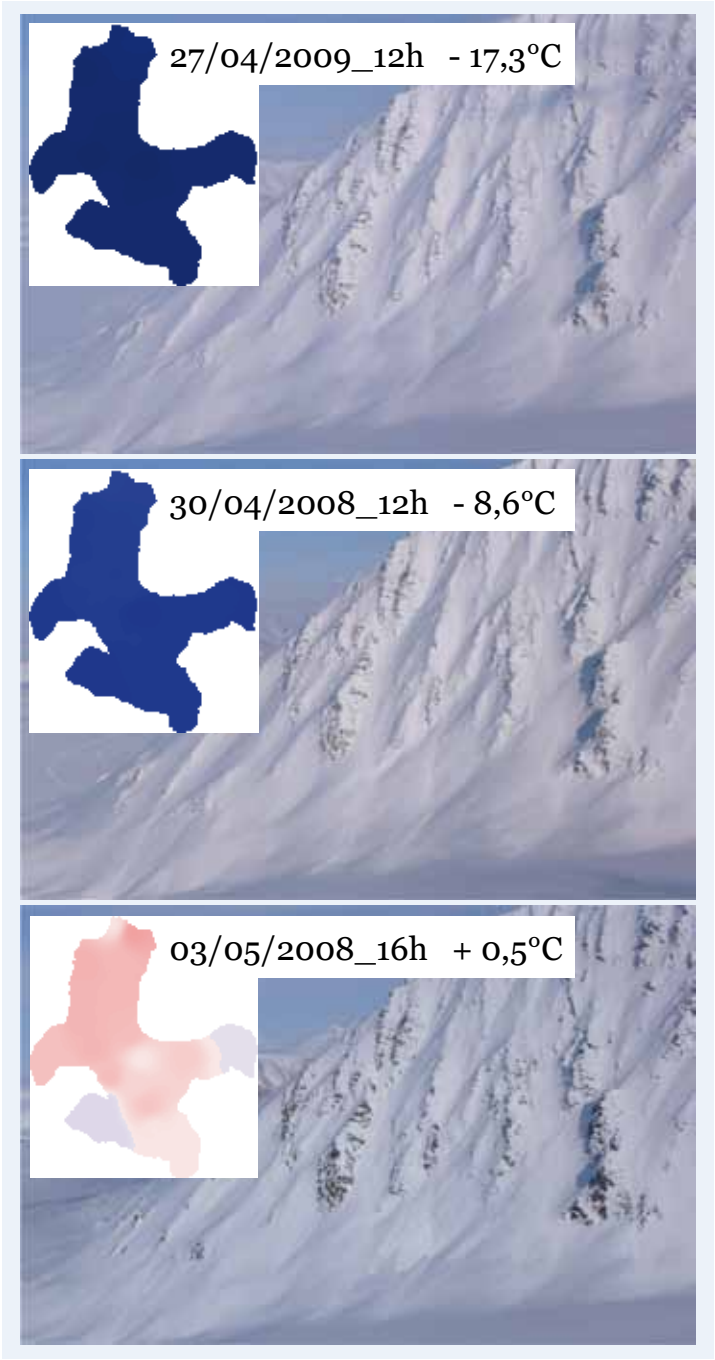


Figure 160 – Mise en place de l'activité avalancheuse, versant ouest du Haavimbfjellet. On constate une très bonne corrélation entre la température et le début de l'activité avalancheuse. Sur cet exemple, le passage à une état thermique du glacier positif entraîne les premières coulées avec un délai très court. Les pentes se purgent ensuite petit à petit avec la transformation du manteau neigeux.

avec le changement d'état thermique du glacier (Fig. 160). Contrairement à ce qu'observent H. Christiansen *et al.* (sous presse) pour la région de Longyearbyen, la pluie à une importance négligeable dans le déclenchement de l'activité avalancheuse dans la région de Brøgger. À partir de nos observations, on peut affirmer que l'augmentation de température est le facteur principal, responsable du début de l'activité. Dès que l'état thermique approche 0°C ou dépasse ce seuil, plusieurs pentes commencent à se purger. L'inertie entre le passage au-dessus de 0°C et le début des coulées est relativement faible, l'élévation de la température et les avalanches étant presque synchrones.

Si un grand nombre de coulées sont recensées, les phases d'activité sont en revanche peu nombreuses. Elles s'établissent dès les premiers jours de mai, pour le début de l'activité, jusqu'à la mi-juillet pour l'arrêt. Cette période se décompose avec :

– un premier cycle d'activité avalancheuse qui débute pendant la première semaine de mai pour finir autour du 10 juin. Les versants de toutes les altitudes sont concernés par ces dynamiques, mais ce sont ceux en ubac qui présentent les coulées les plus importantes ;
– une deuxième vague de coulées se déclenche à partir de la mi-juin pour finir à la fin du mois. Tous les versants sont concernés, sans distinction d'altitude ou d'exposition. Cette phase présente les plus grosses coulées et notamment celles qui parviennent jusqu'au glacier et y restent durablement ;
– la dernière période d'événements avalancheux débute au début du mois de juillet pour finir vers la mi-juillet. Ce sont des coulées dans l'ensemble plus petites

que lors des événements précédents, qui achèvent de purger les pentes. Paradoxalement, ces avalanches bénéficient des plans de glissement mis en place par les coulées précédentes. Elles vont donc en général plus loin que les autres coulées et atteignent plus facilement le glacier mais avec des quantités moindres de neige. Leur surface est donc trompeuse en pied de versant.

En apparence, les périodes d'événements avalancheux se suivent. Toutefois, l'activité n'est pas du tout continue, et sur le terrain, on observe bien trois périodes clairement distinctes. Les zones de départ, par exemple, évoluent et remontent de plus en plus haut sur les versants. Chaque coulée enlève en effet, et c'est un trait caractéristique, une grande partie du manteau neigeux.

2.2.3. Quelle contribution de la neige des versants au manteau neigeux du glacier ?

Concernant la contribution en neige des avalanches au manteau neigeux du glacier, deux zones sont clairement distinctes : il nous faut différencier les avalanches qui atteignent le glacier au niveau de la langue, de celles qui atteignent le glacier au niveau des cirques.

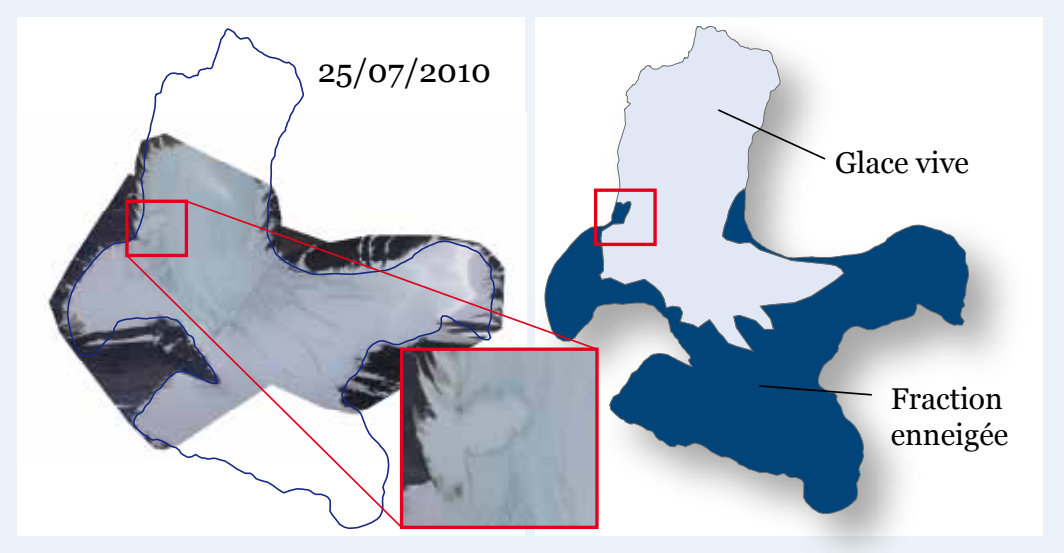


Figure 161 – Sur certaines mosaïques de photo traitées pour déterminer la discrétisation neige / glace sur le glacier en fin de saison de fonte, les accumulations dues aux avalanches sont clairement visibles.

Dans le premier cas, il est possible de dénombrer plusieurs coulées qui forment des mamelons neigeux parfois imposants et clairement identifiables. La figure 161 présente ce type d'accumulation, due à une succession d'avalanches de fonte. Toutefois, si ces amas de neige persistent longtemps dans la saison (protégeant par ailleurs le glacier de la fonte), ils finissent par fondre intégralement. Ces coulées, qui atteignent la zone d'ablation, disparaissent ainsi au plus tard, pendant la deuxième quinzaine d'août et il ne subsiste que quelques résidus en bordure du glacier. La contribution de ces avalanches à l'accumulation est donc

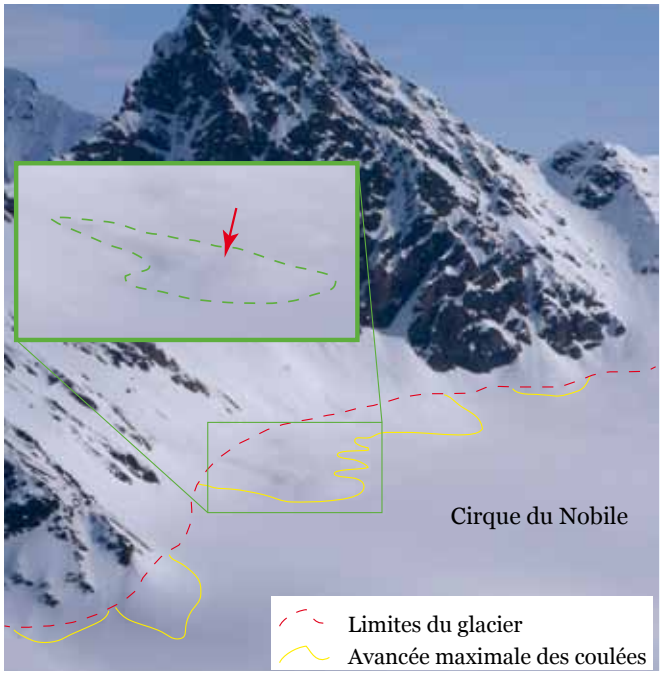


Figure 162 – Les zones de dépôts des coulées situées au niveau des cirques sont bien visibles à condition de prendre de la hauteur. Il est déjà plus difficile de les détourer en les parcourant sur le terrain. Ils attestent pourtant de dépôts de neige participant à l'accumulation du glacier. La flèche rouge localise la coulée (photo de mai 2009, prise depuis le sommet du Haavimbfjellet, 783 m).

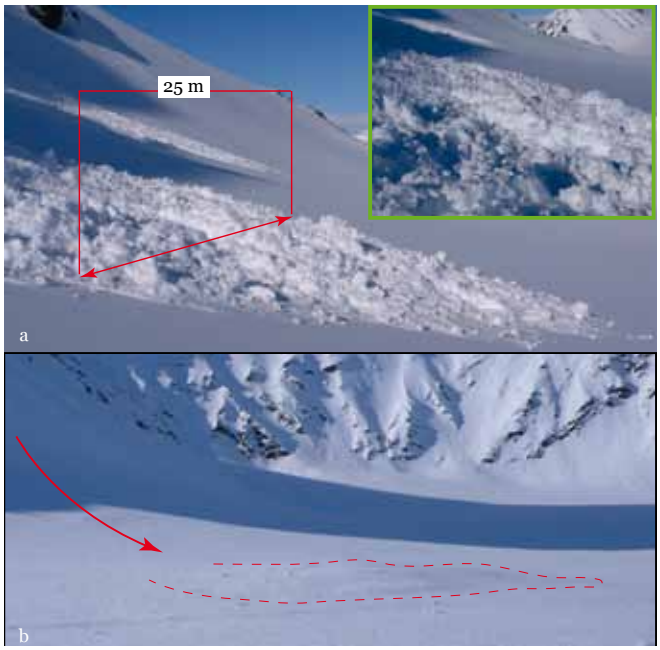


Figure 163 – Les dépôts avalancheux. Les avalanches récentes sont facilement mesurables en se limitant à l'estimation des surfaces. En revanche, il est difficile d'y effectuer des sondages pertinents à cause de l'hétérogénéité des blocs (a). Sur les vieilles avalanches, difficilement perceptibles « de près », les sondages sont rendus impossibles du fait de la densité du névé délimité en b. La flèche indique la trajectoire de la coulée.

quasi nulle. En revanche, elles constituent de petits châteaux d'eau qui alimentent les écoulements glaciaires de façon régulière. Le problème de la quantification reste toutefois posé : il est en effet difficile d'estimer l'équivalent en eau. Le passage de la neige très dure et compacte à un marécage de *slush* rend toute mesure impossible ou incertaine, quel que soit le mode opératoire (carottier ou sonde à avalanche).

Dans le deuxième cas, les versants des cirques présentent des dynamiques avalancheuses similaires, quoique plus tardives en raison de l'effet de l'altitude. Ils sont aussi susceptibles de fournir une quantité significative de neige, avec plusieurs grosses coulées qui atteignent le glacier. En s'appuyant sur les photos corrigées et des observations de terrain, on s'aperçoit que la plupart des mamelons d'avalanches sont pérennes, puisqu'ils se produisent en zone d'accumulation. Les plus hauts (en altitude) d'entre eux contribuent donc à une partie de l'accumulation, formant des dômes de neige compacte clairement identifiables (Fig. 162).

Si l'apport en neige des avalanches d'altitude à l'accumulation glaciaire est incontestable, il est en revanche (et encore une fois) très compliqué de le quantifier. Les observations de terrain ont permis de mesurer la taille des coulées, de même que la photo-interprétation. Or s'il est possible d'obtenir des surfaces fiables, le calcul de l'équivalent en eau reste problématique. Plusieurs tentatives de mesures ont été effectuées, mais plusieurs difficultés sont apparues. Un sondage sur une avalanche récente ne donne pas une bonne mesure du fait de l'hétérogénéité des blocs (Fig. 163). De même, les sondages sur une avalanche « ancienne » n'ont pas été plus fructueux à cause :

– de l'impossibilité d'enfoncer une sonde à avalanche à plus de 20 cm de profondeur ;
– de l'impossibilité à effectuer un carottage dans une neige extrêmement dense.

En ce qui concerne les surfaces, en compilant les mosaïques des 3 années, on a pu calculer des aires de dépôt pour les zones d'accumulation et d'ablation dont les superficies et la localisation sont reportées sur la figure 164. Pour la zone théorique d'accumulation, dont la surface est de 2,4 km², les dépôts des coulées représentaient 0,25 km², soit 10 %. Pour la zone d'ablation, estimée à 2,2 km², les avalanches approvisionnent le glacier sur une surface de 0,18 km², soit 8 %. Bien que ces surfaces soient relativement modestes, elles constituent des zones de stockage significatives en fonction du volume de neige qui y parvient. En effet, dans les deux cas, il faut aussi tenir compte du fait que plusieurs coulées successives peuvent se produire au même endroit, ce qui augmente le volume de neige mobilisé.

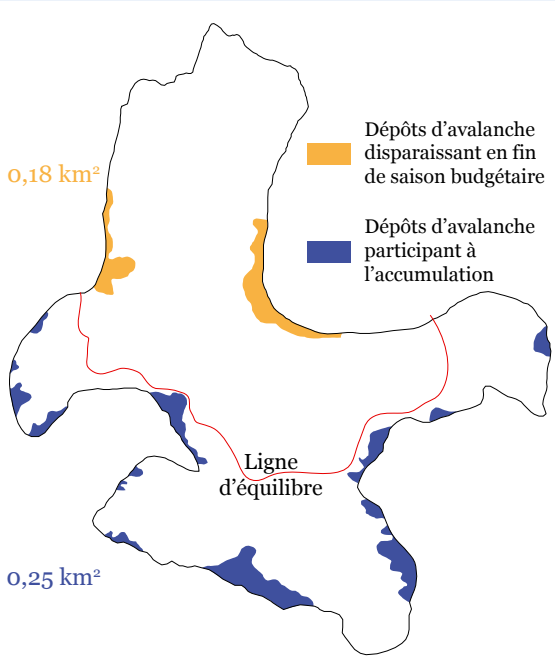


Figure 164 – La carte présente la synthèse des coulées qui atteignent le glacier (compilation 2008-2010). On distinguera celles qui participent à l'accumulation de celles qui disparaissent en fin de saison budgétaire.

Dans le cas des avalanches qui alimentent les zones d'accumulation, si leur participation à l'accumulation est très difficile à quantifier, on peut supposer qu'elle peut être significative. Les années fortement enneigées, comme en 2008 où l'activité avalancheuse a été importante, montrent qu'une grande quantité de neige parvient au glacier en plusieurs épisodes[2].

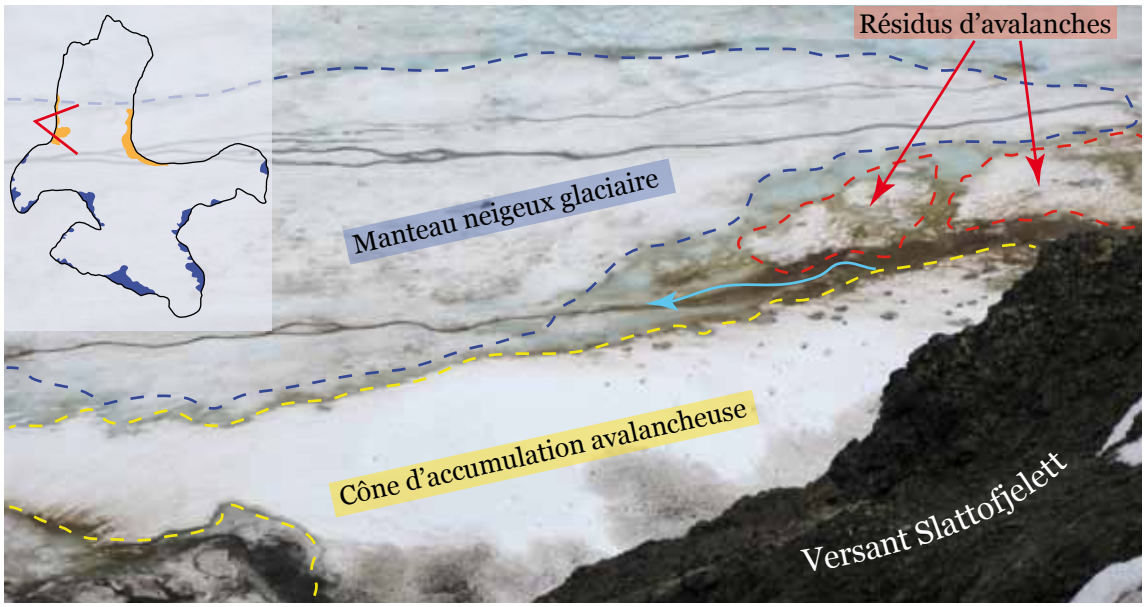


Figure 165 – Les cônes d'avalanches en zone d'ablation. On constate que l'accumulation neigeuse due aux avalanches alimente les écoulements en zone d'ablation avant de totalement fondre en fin de saison. Sur cette photo de juillet 2010, prise du col du Slåtto, la flèche bleue indique un écoulement clairement alimenté par le cône d'avalanche.

2 Cette remarque peut sembler contradictoire avec ce qui a été dit plus haut concernant la constance dans les coulées d'une année sur l'autre. Une année plus avalancheuse est une année où plusieurs coulées ont lieu dans les mêmes couloirs.

Au niveau des versants surplombant la zone d'ablation, peu de coulées atteignent le glacier et leur présence est très variable d'une saison à l'autre. Leur rôle de château d'eau évoqué plus haut est particulièrement visible en parcourant les cônes d'avalanches, qui participent aux écoulements (Fig. 165).

On pourra également mentionner, dans la dynamique avalancheuse, l'importance des débris déjà mis en évidence par M. F. André (1993) et D. Mercier (2001). En septembre, dans une phase de regel, les versants peuvent fournir une quantité importante de matériaux, qui constituent autant de « corps noirs » aux effets négatifs sur l'accumulation due aux avalanches. Ce point est toutefois à développer dans une approche plus spécifique des versants.

2.2.4. Une piste à creuser

Ce travail sur les versants a permis de répondre en partie à certaines questions apparues en amont. Ces réponses restent toutefois partielles et nécessitent d'être approfondies.

L'activité avalancheuse sur le bassin de l'Austre Lovénbreen est très importante du fait de la configuration topographique et géomorphologique du bassin. Si nous avons pu établir qu'un grand nombre de coulées atteignent le glacier, toutes n'influencent pas les dynamiques nivologiques de la même façon. Ce qui est avéré, c'est que les avalanches en amont du bassin versant contribuent à une partie de l'accumulation, alors que les avalanches en aval du bassin participent activement (et directement) aux écoulements. Pour P. March (1999), les avalanches d'amont sont susceptibles, grâce à leur densité élevée, de favoriser plus rapidement la formation de glace. Si l'alimentation en neige du glacier par les avalanches est une certitude, la surface occupée par les dépôts avalancheux demeure assez peu importante au regard de la surface du glacier (0,43 km², soit 9 % de la surface de l'Austre Lovénbreen). Enfin, mentionnons que, parmi les conséquences visibles des avalanches, les coulées situées en bas de zone d'accumulation forcent la ligne d'équilibre vers le bas.

Ces résultats intéressants présentent néanmoins des limites liées à la problématique de la quantification. Il est en effet extrêmement difficile d'estimer l'équivalent en eau que représentent ces coulées. S'il est relativement facile d'obtenir des surfaces, il est en revanche compliqué de mesurer des hauteurs afin d'en déduire des volumes. Aussi, dans ce travail, nous ne pourrons qu'attester la participation des avalanches aux dynamiques du manteau neigeux du glacier sans pouvoir quantifier cette importance.

L'études des dynamiques des versants, afin de quantifier les apports à travers les avalanches, nécessite en effet une phase spécifique tant les observations de terrain ont soulevé de questionnements. Un système à deux stations photos automatiques permettant de travailler sur des stéréophotos, ou l'utilisation d'un LIDAR terrestre, constituent d'excellents outils pour approfondir ce travail. Les données de ces systèmes permettraient, en effet, de quantifier les volumes de neige qui atteignent le glacier d'une part, ainsi que de différencier les volumes qui participent à l'accumulation de ceux qui alimentent les écoulements.

Enfin, une dernière question se pose en ce qui concerne la neige qui n'arrive pas jusqu'au glacier (soit une part importante du manteau neigeux des versants), sa contribution à l'hydrologie du bassin est impossible à quantifier du fait des écoulements diffus qui s'enfoncent dans les versants. Ceux-ci sont par ailleurs clairement audibles, et parfois visibles, en parcourant les éboulis. Pourtant rien ne permet d'être affirmatif sur le chemin qu'ils empruntent.

3. DE LA NEIGE QUALITATIVE À LA NEIGE QUANTITATIVE : LES PROFILS STRATIGRAPHIQUES

Brièvement évoqués en première partie, les aspects qualitatifs du manteau neigeux déterminent certains processus et sont aussi un révélateur climatique. Le manteau agit en effet comme une interface susceptible « d'enregistrer » des événements météorologiques particuliers. Les observations spécifiques du manteau neigeux apportent alors de l'information sur l'influence des conditions météorologiques sur la neige. Avant de pouvoir en déduire des informations quantitatives, il est donc nécessaire d'interpréter les profils nivologiques réalisés régulièrement sur l'Austre Lovénbreen.

3.1. Les informations des profils stratigraphiques

3.1.1. Portrait du manteau neigeux

Les nombreux profils stratigraphiques effectués sur l'Austre Lovénbreen ont d'abord donné des indications qualitatives et permis d'établir un portrait du manteau neigeux. En règle générale, sous des latitudes moyennes, il est assez aisé d'observer la transformation du manteau neigeux et ses différentes phases sont relativement faciles à identifier (Chap. III). Or nous avons pu constater au Spitsberg que le manteau se transformait de façon très violente, correspondant schématiquement au passage de la nuit polaire au jour continu. On passe d'une situation figée (aucune évolution hivernale pendant de longs mois) à une fonte quasi généralisée. Le changement est si brutal qu'il est très difficile d'observer les stades intermédiaires de métamorphoses, et il semble que deux états caractérisent le manteau neigeux :
– un type de profil caractéristique d'une neige froide et compacte, de fin d'hiver ;
– un profil représentatif d'un manteau à très forte TEL, le profil de saison de fonte.

Afin de démontrer cette tendance, un grand nombre de profil a été réalisé très régulièrement pendant les saisons de fonte[3]. Ces échantillonnages couvrent la période d'avril à juillet et ont permis de faire clairement ressortir cette caractéristique binaire. La figure 166 est ainsi une synthèse de tous ces profils. Nous imaginions pouvoir mettre en évidence plus de types de manteau : mais

3 En tout, c'est plus d'une centaine de profils qui ont été réalisés en trois années de campagnes de terrain, entre avril et juillet.

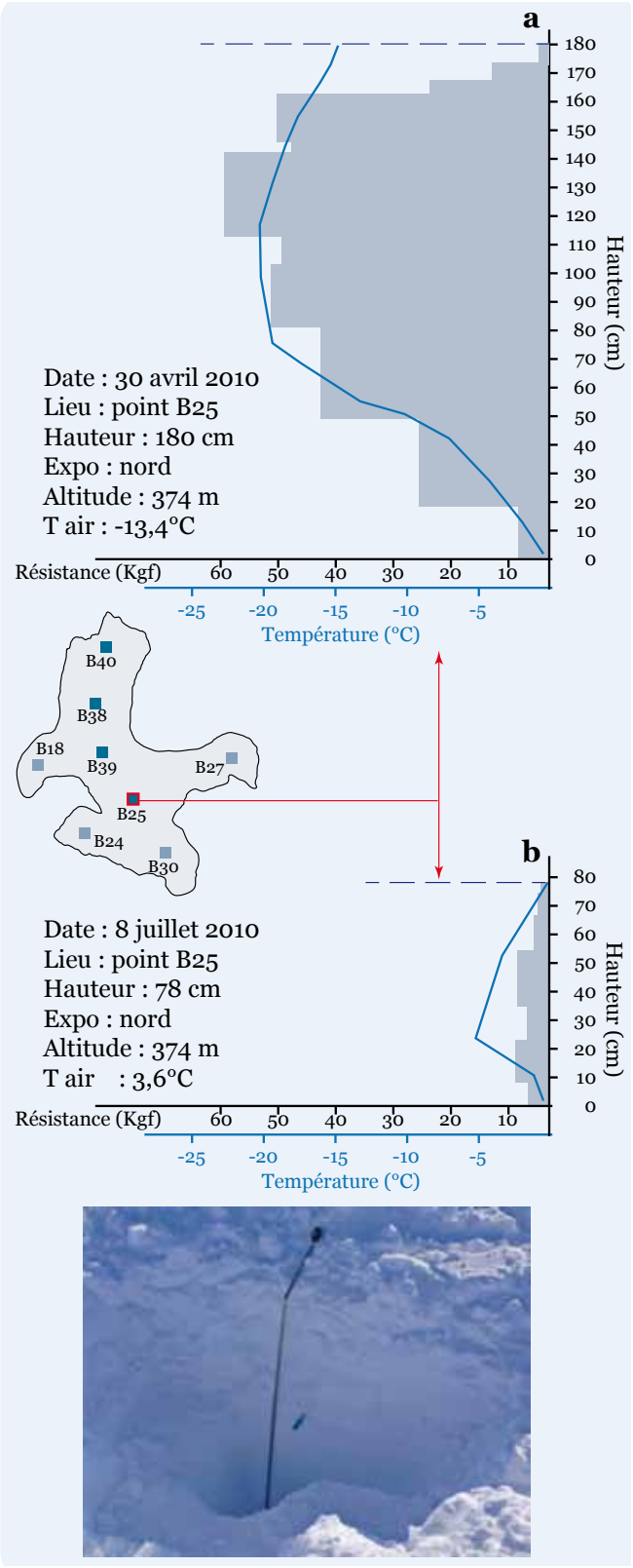


Figure 166 – Profils stratigraphiques. La synthèse des 8 profils effectués durant la saison de fonte permet de mettre en évidence deux types de manteau neigeux, représentatifs de la fin d'hiver (a) et de la saison de fonte (b).

seules deux grandes catégories de manteau ressortent effectivement de l'important travail de compilation. Le résultat peut paraître décevant au regard des coups de pelle et du nombre de profils creusés ! Toutefois, l'enseignement est capital, puisque ce travail atteste le comportement binaire de la transformation du manteau neigeux.

Nous avons pu remarquer que dès le début de la fonte, la transformation est si rapide, que les stades intermédiaires de métamorphose de la neige ne durent pas suffisamment longtemps pour être observés.

Dans le cas du profil de fin d'hiver, il s'agit d'un manteau qui se scinde nettement en plusieurs couches séparées de croûtes de regel. La base résulte des chutes de neige précoces et la neige est largement transformée (grains ronds) par les événements chauds de l'hiver. Les autres couches, difficiles à évaluer en épaisseur, correspondent à plusieurs épisodes et sont constituées de neige très dense et compacte, que même une lame de couteau a du mal à pénétrer.

Concernant le profil de forte TEL, l'ensemble du manteau est de très faible cohésion et donc largement humidifié. La TEL est supérieure à 9 % sur la quasi totalité du profil, ce qui indique ce que J. W. Pomeroy et H. G. Jones (1996) appellent le « pourrissement » de l'ensemble du manteau, qui est déjà ancien (la masse volumique approche dans la partie basse et médiane du manteau les 700 kg/m^3).

D'un point de vue spatial, le manteau s'organise logiquement de façon hypsométrique selon l'axe d'écoulement du glacier mais avec des spécificités propres à chaque cirque en fonction de son orientation et de sa morphologie. Sur les huit profils réalisés régulièrement, on a pu également observer que, quelle que soit l'altitude, la stratigraphie était toujours similaire. On

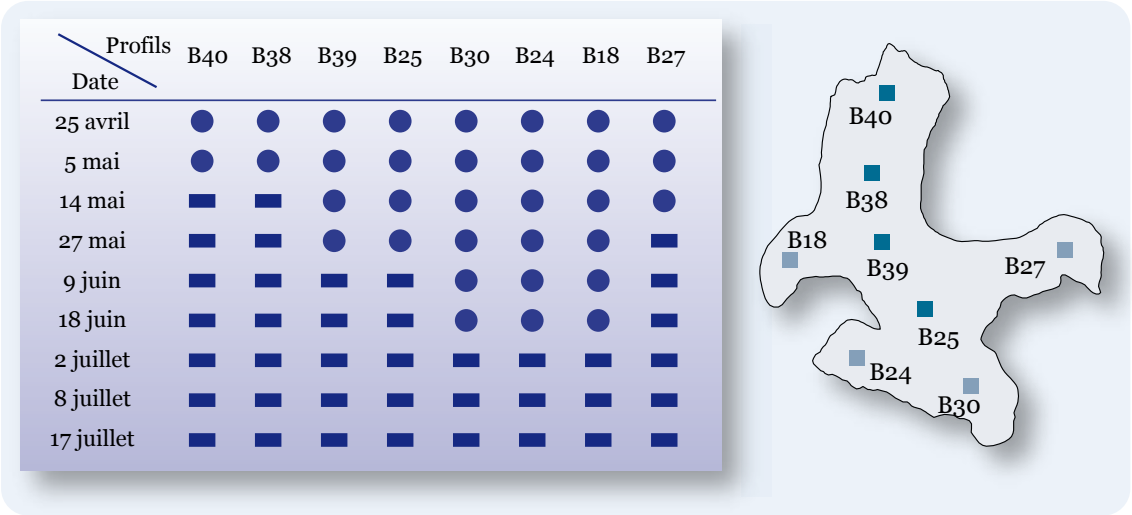


Figure 167 – Transformation du manteau neigeux en 2009. Pour chaque profil, le rond correspond à une configuration du manteau neigeux dite d'hiver, et le trait à une configuration dite d'été.

y trouve peu de couches clairement distinctes, et un manteau très homogène seulement entrecoupé de couches de regel, plus ou moins importantes en fonction de l'altitude.

3.1.2. Évolution des profils

Les nombreux profils stratigraphiques creusés sur le glacier ont également permis de mettre en évidence la dynamique temporelle de transformation du manteau neigeux. La figure 167 reprend, pour chaque profil, le moment de la saison où le changement qualitatif s'effectue entre le profil « d'hiver » et le profil « d'été ».

La corrélation avec l'altitude est bonne, bien que l'on remarque le comportement particulier du profil B27 dans le cirque du Grønlietoppen. Son orientation et l'ouverture dont bénéficie le cirque expose plus ce profil à l'ensoleillement et donc à une transformation plus rapide. À l'altitude s'ajoute l'effet de cloisonnement pour les trois autres cirques dont le basculement du manteau neigeux en phase de fonte est plus tardif. Lorsque cette phase survient, elle est en revanche aussi brutale que pour les autres profils.

3.2. L'influence des paramètres météorologiques sur le manteau neigeux

Les conditions climatiques déterminent les dynamiques du manteau neigeux en conditionnant, en amont, les processus de métamorphose de la neige. Connaître leur rôle est essentiel pour comprendre comment le manteau neigeux va réagir et évoluer. Nous évoquerons ici l'importance de la température, des précipitations et dans une moindre mesure du vent.

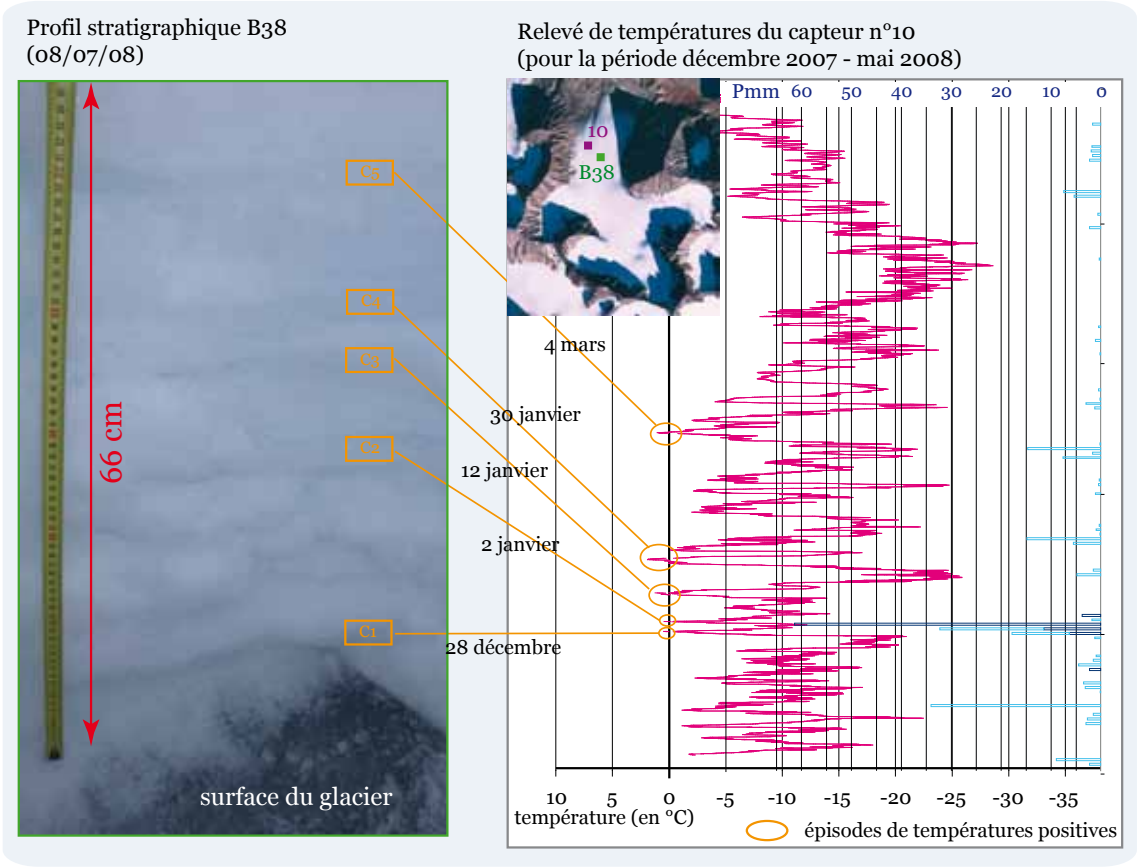


Figure 168 – Le manteau neigeux, mémoire saisonnière du climat. En comparant les profils stratigraphiques avec les chroniques de températures d'un capteur proche, il est possible d'observer les strates de glace correspondant à de la fonte induite par de courts événements chauds. Dans cet exemple, 5 couches de glace sont clairement visibles, correspondant à 5 événements chauds, dont l'un très pluvieux le 2 janvier qui a engendré une croûte de glace de 5 à 7 cm au cœur du manteau, croûte identifiable sur de nombreux profils et carottages jusque 400 m d'altitude.

3.2.1. Une mémoire saisonnière du climat

L'une des caractéristiques principales des profils réalisés concerne la présence de strates de glace dans le manteau neigeux. Ces couches de regel témoignent de changements brutaux de deux ordres :

– une hausse brutale de températures générant de la fonte : l'eau percole dans le manteau neigeux et regèle en profondeur ;
– un épisode de pluie qui apporte de l'eau dans le manteau neigeux, qui va geler, créant une croûte de glace.

En comparant le profil aux chroniques de températures d'un capteur proche du profil, il est possible d'attribuer chaque strate de glace à un événement chaud (Fig. 168).

Les quatre profils correspondant aux quatre cirques, bien qu'ils se ressemblent, montrent quelques différences. D'après nos observations, les profils les plus hauts (B30 et B24) présentent un manteau très cohérent, dense et avec très peu de strates de glace. Ces croûtes sont plutôt des bandes de neige extrêmement dense. Les profils des cirques les plus bas (B18 et B27) sont similaires avec quelques strates de glace.

3.2.2. Les paramètres météorologiques qui affectent la neige

Si plusieurs facteurs influencent l'évolution du manteau neigeux, le profil de température et celui d'humidité paraissent être les deux principaux. Nous aurons l'occasion de revenir dans le détail sur ces éléments et leur influence dans l'approche quantitative du manteau neigeux au chapitre suivant. Comme cela a déjà été évoqué, la qualité des précipitations (liquide ou solide) et la température de l'air vont être les principaux maîtres d'œuvre de la métamorphose du manteau.

Figure 169 – Le calendrier de l'éclairement à Longyearbyen permet de corréler les transformations nivologiques avec le passage de la nuit polaire au jour continu (source : Meteo Norsk).

Pour trouver une explication valable de la transformation très « binaire » du manteau, il faut chercher en amont. Le manteau neigeux est soumis aux règles cosmiques de l'éclairement polaire (Fig. 169), et nous avons pu constater, surtout pour la mise en place de la fonte, cette influence.

Les campagnes de terrain précoces ont permis d'avoir un regard sur l'évolution du manteau neigeux, entre une phase très stable en avril, et un changement brutal au mois de mai, correspondant conjointement à une augmentation des températures et un éclairement permanent. De façon générale, deux points semblent importants à souligner ici. Contrairement aux latitudes tempérées, il n'y a pas (ou très peu) d'alternance jour-nuit avec échauffement et refroidissement : le passage de la nuit polaire au jour continu intervient ensuite de façon brutale. De plus, lorsque le jour permanent est installé, le soleil est tellement bas sur l'horizon que l'énergie incidente n'est pas du tout la même que dans les Alpes par exemple.

3.2.3. L'influence du vent

Bien qu'atténué par le cloisonnement du bassin, le vent est un facteur non négligeable qui s'intègre aux dynamiques nivales en agissant sur le transport de la neige et la répartition du manteau neigeux (Fig. 170). Si son influence est moindre en comparaison des températures et des précipitations, il convient d'évoquer ici des dynamiques dont l'impact peut être significatif. Le chapitre précédent a permis d'évoquer les résultats descriptifs de l'aérologie, obtenus par les anémomètres installés sur l'Austre Lovénbreen. Nous soulignerons ici plus particulièrement l'influence potentielle du vent sur le manteau neigeux par les déplacements de neige qu'il peut générer.

Les vents catabatiques orientés sud-nord transportent finalement peu de neige. Le point caractéristique vient du plateau glaciaire pour lequel l'aérologie complexe a été mise en évidence. Les vents catabatiques orientés sud-nord et

provenant du cirque du Nobile, rencontrent les vents catabatiques provenant du cirque du Grønlietoppen orientés est-ouest. La résultante de ces deux courants pousse l'ensemble en rive gauche au niveau des points B19 et B15, donnant une asymétrie dans les hauteurs de neige entre la rive gauche et la rive droite de l'Austre Lovénbreen.

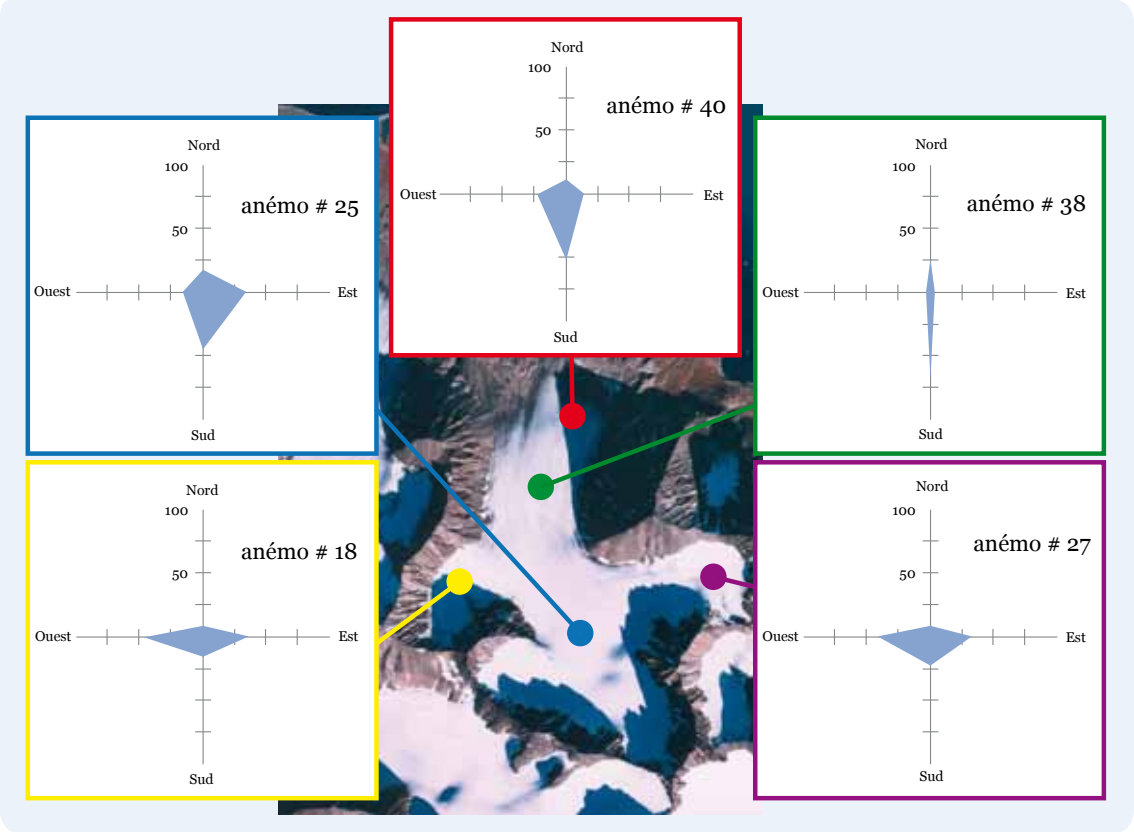


Figure 170 – Le vent sur le bassin de l'Austre Lovénbreen en 2007-2008. Grâce aux anémomètres disposés sur le bassin, il a été possible d'enregistrer une tendance malgré des dysfonctionnements des appareils. Certains des vents dominants peuvent en partie expliquer la répartition du manteau neigeux sur le glacier.

À noter également que l'ouverture dont bénéficie le cirque du Grønlietoppen par rapport aux autres cirques, est susceptible de favoriser les entrées de vents, qui s'ajoutent aux catabatiques. La morphologie du cirque favorise un effet venturi prononcé au niveau du lac supra-glaciaire, que l'effet de col renforce. Le corridor formé au niveau du point B26 entretient cette tendance, et donc le transport de neige en direction de la rive gauche par saltation. Cette combinaison de vents que nous avons pu observer sur le terrain accentue l'influence de l'aérologie locale sur la répartition dissymétrique du manteau neigeux.

Globalement, à l'inverse des zones exposées aux vents météo comme les plaines de sandurs ou la moraine, l'influence du vent sur la transformation du manteau neigeux est sensiblement moindre à l'intérieur du bassin glaciaire. Le fait que le glacier soit coupé des vents dominants explique cette tendance.

Conclusion

Les versants et la moraine sont des espaces complexes qui nécessiteraient une instrumentation spécifique pour parvenir à une quantification de la neige. S'il est difficile de mesurer leur apport dans les dynamiques hydrologiques, il est néanmoins prudent d'en tenir compte dans l'analyse. Les versants, plus spécifiquement, nous semblent une zone capitale dans la dynamique glaciaire, en prenant le relais des cirques pour fournir un minimum d'accumulation au glacier. En référence à G. Moholdt *et al.* (2010a), l'augmentation des précipitations neigeuses observée en altitude laisse supposer que les versants seront de plus en plus fournis en neige. Leur apport est donc susceptible d'augmenter de façon significative, sans toutefois compenser la hausse de l'altitude moyenne de la ligne d'équilibre (dans l'immédiat). Cela reste donc un paramètre à prendre en compte et une surveillance semble s'imposer pour comprendre ces dynamiques nouvelles.

L'étude plus spécifique du manteau neigeux a permis de mettre en avant des caractéristiques qualitatives ayant une influence sur l'hydrologie. En effet, la rapide métamorphose du manteau, associée à une forte TEL va nécessairement avoir des conséquences sur la façon dont le manteau neigeux va alimenter le réseau hydrologique. D'un point de vue purement nivologique, des paramètres chimiques particuliers rentrent en compte. La neige du Spitsberg et de l'Arctique en général est en effet aussi caractérisée par des dépôts de sel de mer dans le manteau dus aux vents (Amoroso *et al.,* 2010). Si ces spécificités jouent très probablement un rôle dans l'évolution du manteau, nous laissons ces résultats aux spécialistes de la discipline pour nous intéresser plus spécifiquement aux caractéristiques mécaniques.

Les processus de *snow damming*, impliquent théoriquement des dynamiques tout à fait imprévisibles et brutales. Les ruptures de cohésion dans le manteau génèrent de surcroît des dynamiques puissantes et courtes dans le temps. Le travail qualitatif réalisé sur le manteau neigeux donne les clefs pour comprendre les dynamiques spatiales abordées plus spécifiquement dans le chapitre suivant.

CHAPITRE X

Approche quantitative de la contribution du manteau neigeux et de la glace aux écoulements

« Ce qui est dit partout, par tous et toujours, a toutes les chances d'être faux ! »
Paul VALERY

Les premières chutes de neige permettent d'établir la limite pluie-neige à chaque épisode de précipitations (le Kongsfjorden et le Konwaybreen vus depuis le promontoire de la Goule, automne 2009).

Introduction

La neige est un élément clé déterminant le comportement du glacier : elle est source de nouvelle glace, et a un rôle de protection capital (Corripio, 2004 ; Escher-Vetter & Sieber, 2007). Le manteau neigeux a par ailleurs une implication essentielle d'un point de vue hydrologique, stockant l'eau et régulant les écoulements. C'est dans cette dimension qu'il sera abordé dans ce chapitre, en valorisant les aspects quantitatifs des différentes campagnes de terrain et de l'interprétation des photos géométriquement corrigées.

La neige n'est pourtant pas simple à surveiller. Idéalement, le manteau neigeux nécessiterait une veille en continu : l'exemple de la moraine a montré la rapidité des dynamiques. Les interactions avec les conditions météorologiques sont permanentes, notamment la température et les précipitations sur le glacier.

Les résultats présentés ici s'appuient donc sur le croisement de plusieurs données qui intègrent les quatre dimensions évoquées par ailleurs. Nous aborderons ainsi la saison de fonte qui concerne presque quatre mois de l'année, pendant lesquels l'eau est partout, les écoulements sont (quasi) permanents, et le manteau neigeux conditionne en amont les mécanismes de l'aval.

Après avoir étudié les processus en rapport au plan (photos tangentielles et projections verticales) nous évoquerons le manteau neigeux dans sa troisième dimension en intégrant les campagnes de carottage. Nous achèverons ce tour d'horizon en ajoutant une prospection interne à la colonne de neige à travers les densités. L'ensemble sera mis en relation avec le temps, dénominateur commun qui constitue la quatrième dimension.

1. CONTRÔLES CLIMATIQUES DES PROCESSUS SPATIO-TEMPORELS DU MANTEAU NEIGEUX

Cette phase initiale du travail s'articule dans un premier temps autour de l'analyse minutieuse des photos tangentielles, desquelles on retire une information qualitative et temporelle des dynamiques. Dans un second temps, l'observation se poursuivra à partir de clichés corrigés et projetés. L'approche purement quantitative pourra ainsi être ajoutée, avec le traitement binaire des mosaïques, à partir duquel sera déterminée la portion de glacier couverte de neige et son évolution spatio-temporelle. L'objectif est de comprendre comment la neige sur le glacier va progressivement passer de 100 % de couverture à moins de 50 %, au moment de la stabilisation de la ligne transitoire de névé.

1.1. Les premières observations

1.1.1. Des dynamiques nivologiques particulières

Le manteau neigeux est immédiatement réactif à l'état thermique du glacier : fonte dès que les températures sont positives, arrêt instantané des processus de

fonte dès qu'elles passent sous zéro. En revanche les transformations du manteau dues à la fonte ne sont visibles sur les clichés des stations automatiques que s'il y a disparition complète de la neige : les photos permettent de tirer une information binaire, présence-absence de neige. Les processus de fonte sont engagés longtemps avant que la disparition totale en un point ne survienne et rende possible la discrimination visuelle neige-glace.

Logiquement, la hauteur de neige (plus importante sur le glacier) et la température de la glace retardent sa disparition. La fonte du manteau neigeux se traduit donc par une inertie beaucoup plus grande sur le glacier que sur les zones déglacées, entre le début effectif de la fonte et la disparition du manteau.

Nous avons vu (Chap. VIII) que la fonte s'installe de façon durable au début du mois de mai, avec une succession presque continue d'états thermiques journaliers positifs sur l'Austre Lovénbreen. La glace ne commence à être visible au front du glacier qu'à partir de la première semaine de juillet, soit un mois et demi après le début de la fonte. Les mois de mai et juin présentent ainsi des dynamiques hydrologiques « cachées », puisque, sur le glacier, l'eau circule à l'interface neige/glace, et, en aval, les écoulements s'effectuent en force à travers le manteau même discontinu de la zone morainique (barrage derrière les congères, bouchon de glace dans les canyons).

L'observation des photos permet de suivre les dynamiques spatiales du manteau neigeux (Fig. 171) qui ne sont perceptibles que sur une courte période. Sur les trois années de suivi, la fonte débute sur la langue début juillet et la stabilisation de la ligne transitoire de névé intervient après le 20 août : il y a donc deux mois pendant lesquels il est possible d'observer en 2D une évolution spatio-temporelle du manteau neigeux.

Pour comprendre cette dynamique à travers les collections de clichés, on observe les séries de chaque station photo à partir du mois de mai, date à laquelle la fonte commence. Il s'agit, en visionnant les vues obliques, de déterminer quelles photos corriger et assembler par la suite. À chaque fois qu'un recul de la ligne transitoire de névé est observé sur un des clichés, la date est prise en compte comme un « événement » de fonte et les photos des différentes stations sont assemblées en mosaïques pour cet instant *t*. Il est alors possible de tracer la ligne de névé transitoire correspondant à cet événement

Alors qu'on pourrait s'attendre, comme le suggèrent O. Bruland *et al.* (2001), à ce que la fonte régulière implique un retrait linéaire et continu du manteau, on remarque, à l'inverse, que ce processus fonctionne par phases. Le recul visible en surface du manteau neigeux est en fait très irrégulier et saccadé, s'effectuant par paliers successifs et d'amplitudes variables. Ce trait caractéristique est valable pour les trois années considérées.

Pour 2008 et 2010, on peut observer que des chutes de neige estivales permettent un retour à 100 % d'enneigement sur le glacier. En 2008, le glacier est ainsi intégralement recouvert du 1er au 9 septembre. En 2010, c'est en plein cœur de l'été,

Figure 171 – L'information des photos tangentielles. Il est nécessaire de s'imprégner des collections d'images pour tirer à la fois de l'information qualitative et quantitative sur le retrait du manteau neigeux.

du 12 au 20 août, que le glacier se trouve recouvert dans son intégralité. Ces informations sont capitales, puisque comme cela a été mis en évidence par Y. Durand *et al.* (2010), ces chutes de neiges en plein cœur de l'été, ont un rôle protecteur majeur en ralentissant l'ablation de façon significative pendant quelques jours.

Ce travail d'observation des collections de photos est extrêmement long. Il est cependant necessaire pour avoir une vision globale de chaque saison de fonte,

mais également des différents phénomènes touchant aux écoulements, aux dynamiques des versants, etc. C'est aussi un travail enrichissant qui, par l'analyse une à une des images obliques, permet de s'imprégner des différents processus impliqués dans la dynamique globale du bassin de l'Austre Lovénbreen.

1.1.2. Des dynamiques binaires

Pour dresser le calendrier de la disparition du manteau neigeux, nous avons donc, pour chaque saison de fonte, comptabilisé sur les photos obliques non rectifiées les événements identifiables, associés à un déplacement de la ligne transitoire de névé. Comme nous l'avons déjà évoqué, il y a finalement peu d'étapes de recul perceptible sur une saison. On comptabilise en effet 14 stades d'enneigement différents pour 2008, 12 pour 2009 et 10 pour 2010. On remarque que le nombre de phases est globalement constant d'une année à l'autre. Si on observe plus en détail, les reculs des 13, 14 et 15 septembre 2008 correspondent à un même événement climatologique, de même que les 18 et 19 septembre 2008. On retrouve cette configuration en 2009 avec les événements groupés des 28 et 29 juillet et des 3 et 4 août. Aussi, en synthétisant, le nombre de « grandes » phases serait respectivement de 11, 10 et 10, pour 2008, 2009 et 2010. Ces étapes de recul de la ligne de névé sont reportées sur la figure 172.

Pendant l'été 2008, la glace commence à apparaître sur l'Austre Lovenbreen à partir du 17 juillet. Le glacier retrouve une couverture intégrale durable le 23 septembre. En 2009, le recul du manteau débute le 11 juillet, et le glacier est de nouveau complètement recouvert de neige le 29 septembre. Enfin en 2010, la glace au front apparaît plus tôt (2 juillet), mais c'est plus tard qu'en 2009 (5 octobre) que le glacier retrouve une couverture neigeuse intégrale. Au total, même en considérant la variabilité interannuelle, la période pendant laquelle le glacier n'est pas complètement couvert de neige est relativement courte comparée à l'année budgétaire : 65 jours en 2008 (mais incluant une couverture totale intermédiaire début septembre), 37 jours en 2009 et 50 jours en 2010. Si on remarque une constance de date dans la fonte apparente en début de saison, la fin est en revanche plus sujette à la variabilité des conditions météorologiques au moment de l'installation du manteau hivernal.

Nous émettrons enfin une réserve concernant le comptage des jours et plus particulièrement en fin de saison budgétaire. Il est effectivement possible que la mise en place du manteau neigeux oscille entre une succession d'épisodes de fonte et de chutes de neige. Nous avons effectivement pu le vérifier par les cartes d'états thermiques. Toutefois, la nuit polaire arrive extrêmement vite à cette saison, et les clichés des stations photos automatiques deviennent rapidement inutilisables faute de lumière. À partir de la deuxième quinzaine d'octobre, il est très difficile de les interpréter.

On pourra également évoquer dans ces dynamiques le cas des chutes de neiges estivales qui ralentissent la disparition du manteau neigeux. Cette nouvelle neige n'apporte en revanche que peu d'eau, la couche n'ayant jamais excédé

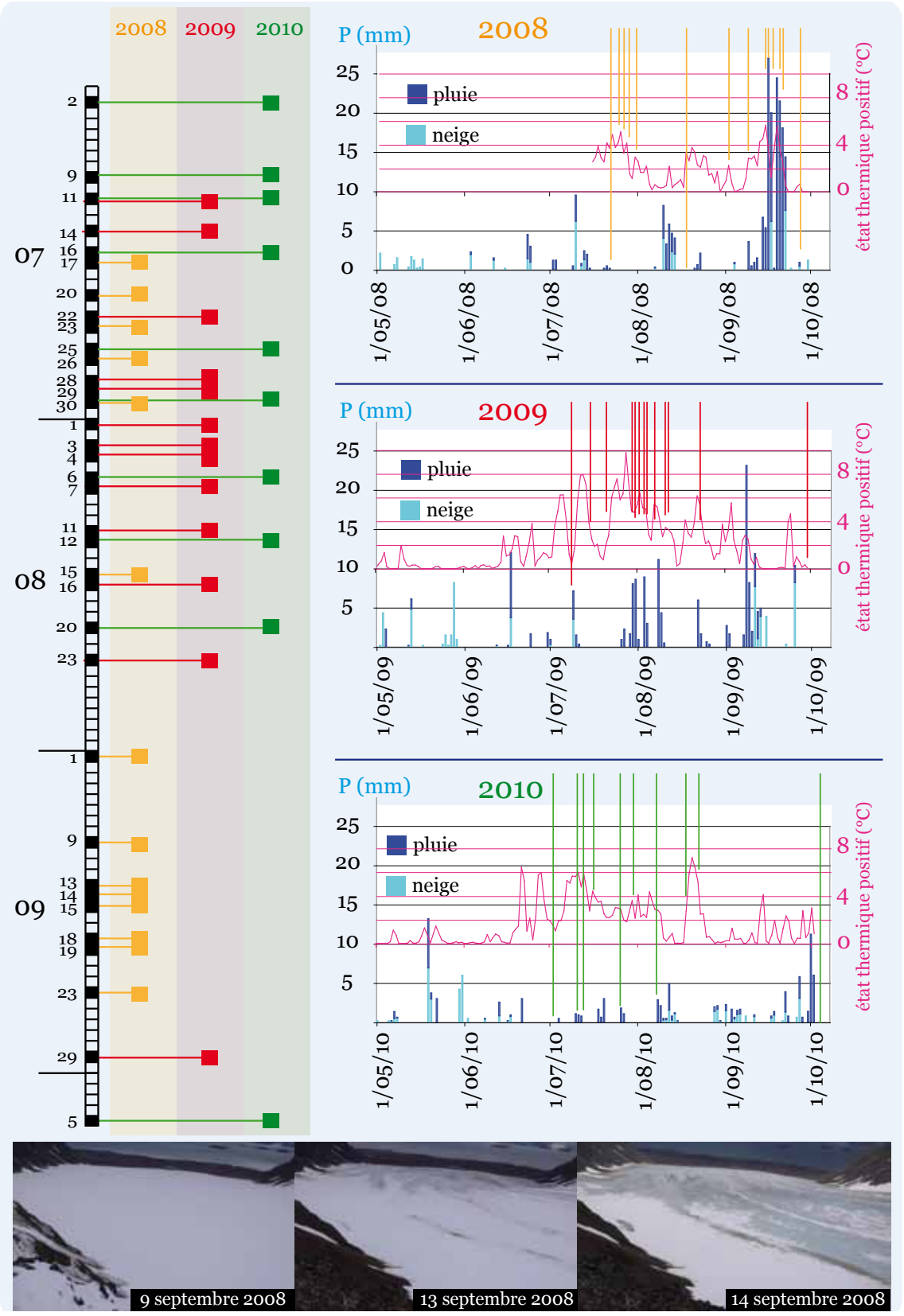


Figure 172 – La disparition du manteau neigeux. Ce calendrier établi pour les 3 années d'observations permet de situer temporellement chaque retrait de la ligne transitoire de névé. Si l'année 2008 a connu un mois de septembre particulier, l'essentiel des phases de retrait s'effectue de début juillet à la fin août.

les 5 cm pour les zones du glacier les plus élevées, et moins de 3 cm pour les parties déjà en glace. En revanche rappelons que cette couverture estivale, même mince, a un rôle protecteur et donc retardateur de la fonte de la glace.

Si une re-couverture nivale survient au cours de l'été, la faible épaisseur de ce manteau le rend fragile. S'il vient à disparaître suite à un réchauffement ou une pluie, la remontée de la limite neige-glace est brutale et reprend la place qu'elle avait juste avant la chute de neige (Fig. 173)

L'examen attentif des clichés tangentiels avant les corrections géométriques montre toute la richesse de l'information qualitative qui ressort des collections de photos et qui permet de quantifier la remontée de la ligne neige/glace et d'établir le calendrier des événements de fonte.

1.2. Traitement des mosaïques : les dynamiques nivologiques en « 2D »

En fonction de la nature de la surface du glacier, le potentiel de fonte diffère, l'albédo de la neige étant beaucoup plus fort que celui de la glace qui agit en « corps noir ». Pour pouvoir quantifier le potentiel de fonte, il est nécessaire de déterminer des surfaces, ce qui ne peut être fait que sur des images projetées. Les images tangentielles peuvent apporter cette information quantifiable à condition d'être géométriquement corrigées.

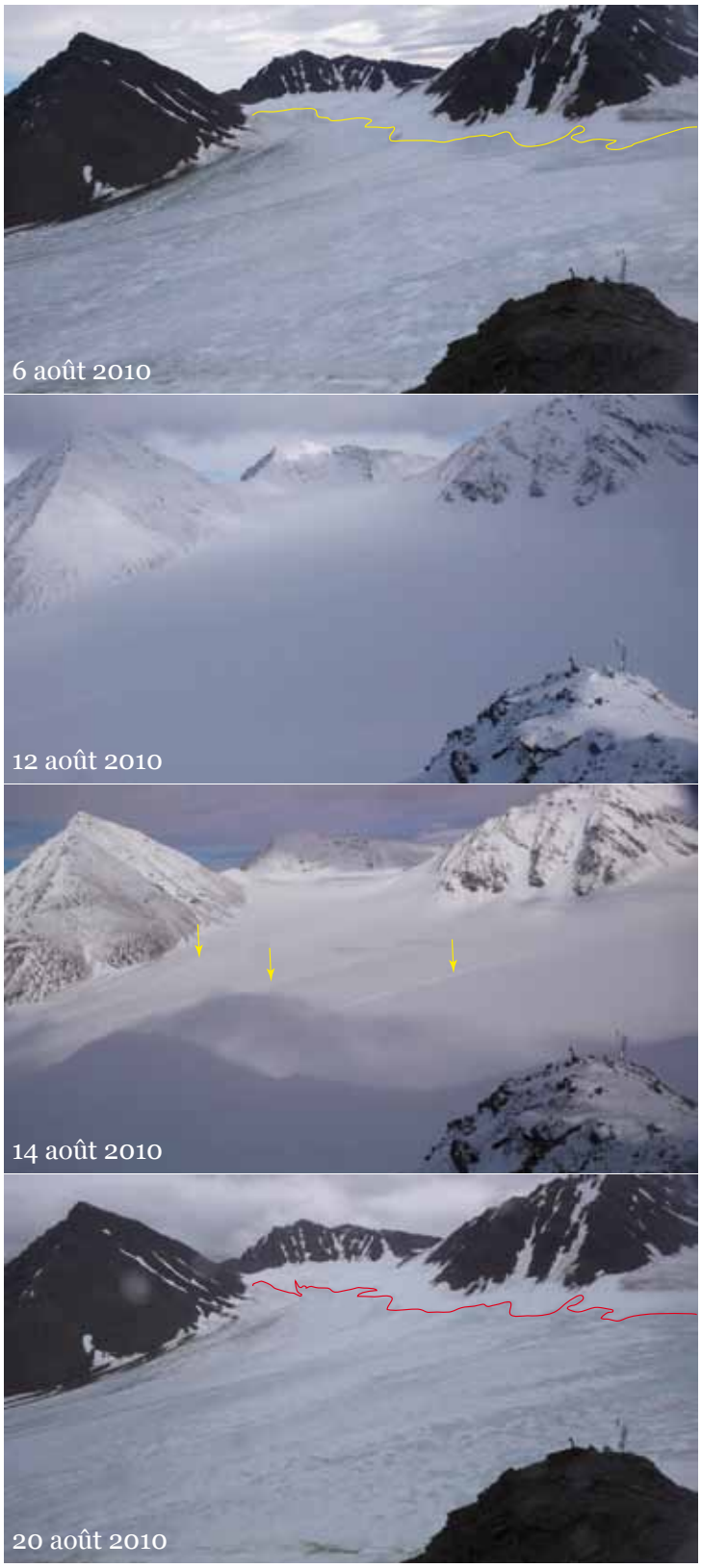


Figure 173 – Le coup de neige estival. Une couche de neige significative peut s'établir en plein été comme sur et exemple de 2010. Toutefois, la fonte du manteau, pas suffisamment épais et vite évacué par les écoulements (flèches jaunes), provoque un retour à la situation initiale de la position de ligne de névé.

1.2.1. La discrétisation binaire du glacier : dynamiques de disparition du manteau neigeux

La délimitation de la limite neige-glace est rendue possible grâce aux mosaïques des photos géométriquement corrigées (Chap. VII). Les dynamiques spatiales du manteau neigeux du glacier sont ainsi synthétisées sur la figure 174 qui reprend les trois années de suivi. Or s'il existe des spécificités propres à chaque saison, les trois années d'observation suffisent pour mettre en évidence des tendances interannuelles communes.

On évoquera tout d'abord, la première phase de retrait : elle n'entame jamais le manteau neigeux de plus de 10 % et se limite au front. Cette zone est donc rapidement dégarnie de neige avant que la limite transitoire de névé ne stagne à la rupture de pente. On pourra attribuer ce phénomène à un effet de pente plus marqué à ce niveau (> 15°) qui favorise ainsi l'évacuation par les écoulements. Il paraît donc normal de retrouver d'une saison sur l'autre la même dynamique, attestant par ailleurs que, bien que le glacier recule et s'amincisse, la pente du front varie très peu.

Le recul de la ligne transitoire de névé sur la langue du glacier (entre 150 à 300 m), est caractéristique. Sur les trois années d'observations, on peut noter en effet des décalages de 15 jours environ dans le dégagement de la langue.

C'est dans cette zone que le recul est le plus rapide : la pente, plus forte que sur le plateau glaciaire, favorise cette dynamique. On passe ainsi très rapidement (une dizaine de jours) d'un enneigement de 80 % à 55 %, dès que la ligne transitoire de névé atteint cette zone. C'est principalement au mois de juillet qu'on observe ces dynamiques, qui font remonter la ligne de névé de 150 m à 300 m d'altitude.

Sur la zone du plateau (300 à 400 m d'altitude), située juste sous les cirques, on constate ensuite une dynamique de nouveau assez lente. On pourra l'attribuer à la très faible pente (< 5°) qui favorise la stagnation du manteau neigeux et la formation de marécages de neige complètement saturée d'eau.

Pour les trois années, la ligne transitoire de névé se stabilise en fin de saison au niveau des cirques d'accumulation qui ne montrent qu'exceptionnellement et partiellement la glace vive (principalement dans les zones de rupture de pente). L'observation générale de ces trois années permet ainsi d'identifier quatre étapes spatiales dans le retrait du manteau neigeux. Celles-ci s'organisent :
– d'abord sur la partie la plus pentue du front glaciaire ;
– puis sur la langue ;
– avec une stagnation sur le plateau glaciaire ;
– pour finir au dernier stade qui longe les cirques d'accumulation.

Pour expliquer les dynamiques de disparition du manteau neigeux, on pourra aussi mentionner le fait que le réseau hydrologique en surface du glacier ne s'organise qu'une fois la majeure partie de la neige disparu (Griselin, 1982). Avant que ces processus ne s'établissent, la circulation de l'eau est extrêmement diffuse à l'interface neige/glace, et favorise l'évacuation de la neige (Elder & Dozier, 1990).

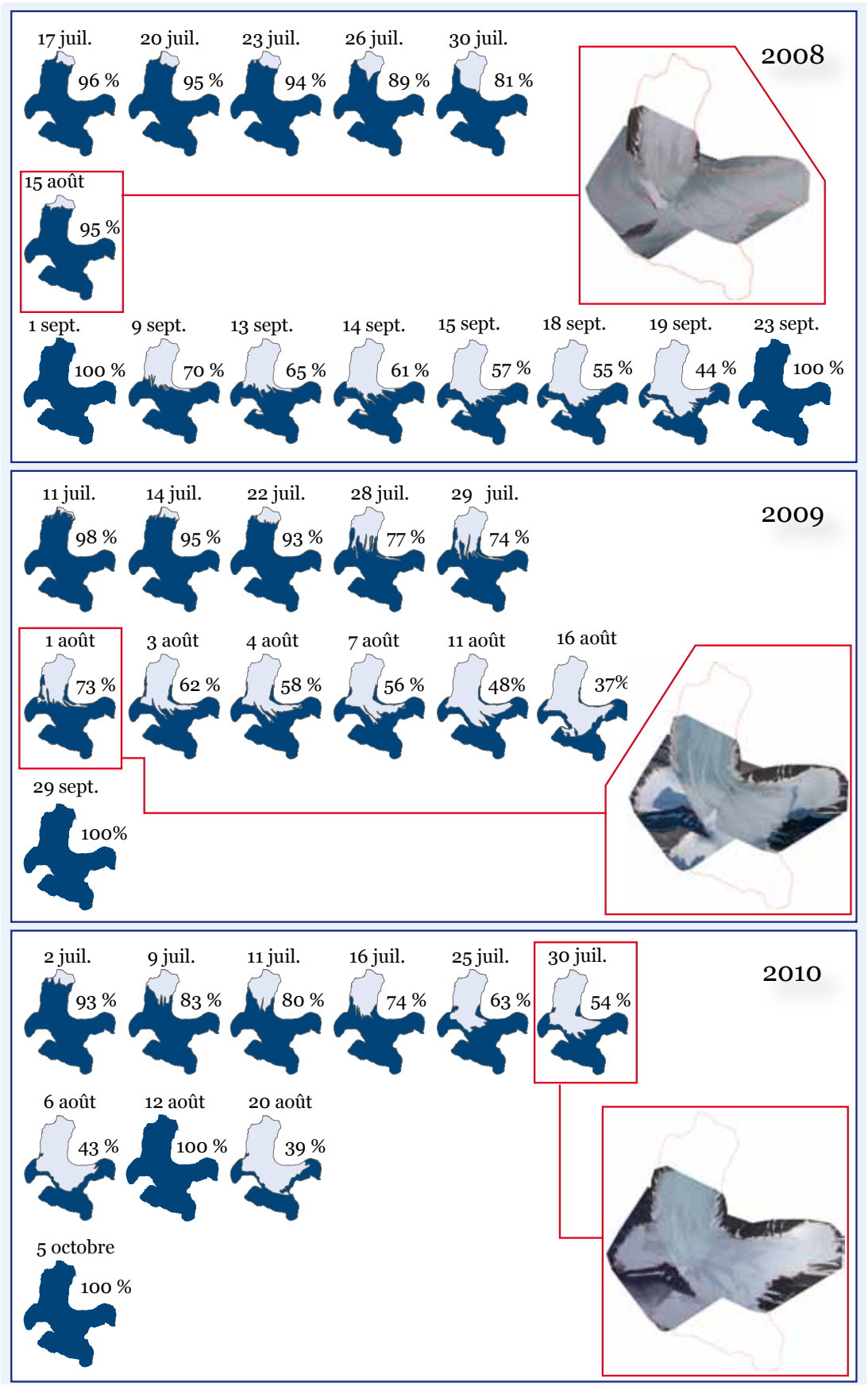


Figure 174 – Le traitement des mosaïques des photos sélectionnées permet d'avoir la dimension spatiale du retrait du manteau neigeux. Il est ainsi possible de connaître avec précision la fraction du glacier couverte de neige. Les résultats montrent 3 années bien spécifiques, mais qui possèdent des traits communs.

Enfin, on notera que les différences de vitesse de recul du manteau que l'on observe entre certaines zones s'expliquent par les caractéristiques physiques du manteau à la fin de l'hiver (épaisseur, stratigraphie, température, TEL) et les paramètres météorologiques propres à la saison de fonte (températures de l'air et précipitations) et ce, en chaque point du glacier. L'épaisseur du manteau neigeux croît globalement avec l'altitude alors que les températures de l'air décroissent ; les précipitations augmentent également avec l'orographie mais leur nature change en fonction de la position de l'isotherme 0°C. Le croisement de ces facteurs explique en partie que la neige résiste plus ou moins à la fonte. Cependant, selon N. M. Mognard (2004), les paramètres physiques du manteau et les données météorologiques ne constituent pas le seul critère de variabilité que cet auteur attribue préférentiellement à la circulation de l'eau.

1.2.2. Évolution détaillée de la couverture neigeuse glaciaire

Si chaque modification spatio-temporelle du manteau neigeux est associée à une réponse des dynamiques nivales à la fonte, les mécanismes restent complexes. On a évoqué à travers l'évolution de la couverture neigeuse du glacier, que la disparation du manteau s'effectue par paliers successifs. Bien que certains auteurs (Prévost *et al.*, 1990 ; Mernild & Liston, 2010) attribuent cette dynamique à une réponse aux conditions de températures avec un retard plus ou moins important, d'autres explications peuvent être avancées. On fera référence ici aux effets de foirage, typiques des régions arctiques. Ces phénomènes, présentés au chapitre III, sont susceptibles d'expliquer cette dynamique par à-coups et corroborent les observations de N. M. Mognard (2004) sur le rôle prépondérant des écoulements. En effet, la rupture des barrages provoque une évacuation rapide de tout un pan de manteau neigeux. Nous avons pu observer et filmer ce phénomène sur le terrain, qui nous semble en partie à l'origine de la disparition par saccades du manteau neigeux. Il suffit en effet d'une seule surcharge (le fait de traverser ces zones à pied par exemple) pour que le manteau s'évacue selon les mêmes mécanismes qu'une avalanche. On a pu observer également en juillet que, sous le manteau, l'eau reprend les traces de motoneige faites en avril.

Concernant le stade final d'enneigement du glacier, on constate qu'il est spatialement semblable d'une année sur l'autre. En fin de saison budgétaire, le glacier est en effet enneigé aux environs de 40 % (44 %, 37 % et 39 %, respectivement en 2008, 2009 et 2010). La ligne transitoire de névé se stabilise, à la fin du mois de septembre, à l'aval des cirques d'accumulation. Peu touchés par l'ablation, les cirques restent donc, en théorie, les seules zones susceptibles de contribuer à l'accumulation glaciaire, même si ce point, nous le verrons, est à relativiser.

Les processus de circulation de l'eau dans le manteau neigeux font que les dynamiques sont plus complexes que ce constat ne le laisse paraître, engendrant des processus particuliers qu'il convient d'évoquer.

1.2.3. Mise en évidence de processus particuliers

La surveillance du manteau neigeux d'abord avec les photos tangentielles puis les mosaïques corrigées a permis d'enregistrer un phénomène connu mais difficile à saisir : la reptation du manteau neigeux. Ce type d'événement nous intéresse plus particulièrement, puisqu'il consiste en une avancée de la limite transitoire de névé en période de fonte. L'occurrence de ce phénomène a pour conséquence d'augmenter la fraction de glacier couverte de neige, et donc de ralentir la fonte en exposant moins de glace.

La reptation peut intervenir lorsque la neige est complètement saturée mais que la cohésion capillaire est encore opérante. Il se produit des avancées brutales du manteau neigeux, qui précèdent les phénomènes de foirage (snow damming) où l'évacuation est totale. À la suite de ces processus, et à condition qu'il y ait regel, la rupture est retardée : une partie du glacier est alors protégée par cette neige migrée.

Mécaniquement, le manteau neigeux avance sur la glace qui constitue un excellent plan de glissement, compte tenu de la faible rugosité du glacier. Toutefois les effets sont à relativiser, puisque les surfaces concernées restent finalement assez faibles. Nous avons mesuré, pour l'événement de reptation le plus important, observé en juillet 2010, une « re-couverture » sur 0,09 km², ce qui représente à peine 2 % du glacier. Avec cet ordre de grandeur, les phénomènes de reptation ne sont donc pas significatifs dans le bilan de fonte globale. Le phénomène mérite cependant d'être souligné car il freine la disparition du manteau neigeux. La figure 175 qui présente l'exemple du 29 juillet 2009, nous a permis de constater un retard d'un jour : la fonte observée le matin a été spatialement annulée par la reptation du manteau qui ne retrouve son état du 29 juillet que le lendemain sur la photo de 16 h.

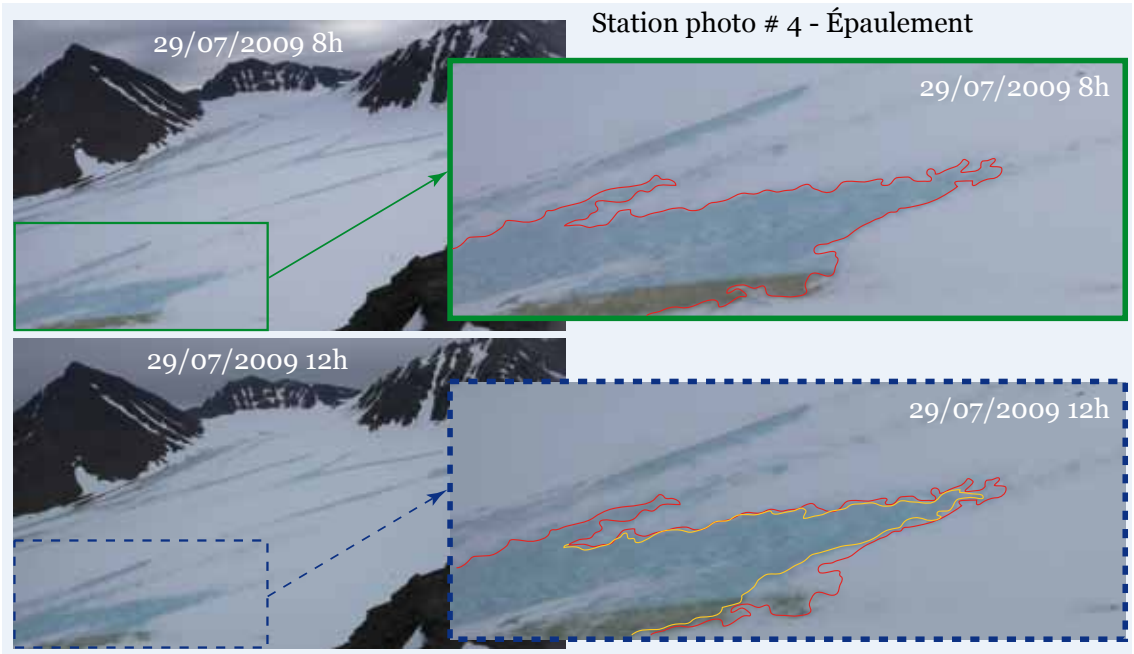


Figure 175 – Grâce aux stations photos automatiques, les phénomènes de reptation du manteau neigeux peuvent être enregistrés. Dans cet exemple de la journée du 29 juillet 2009, on constate qu'entre 8 et 12 h, alors que nous sommes en pleine période de fonte, le manteau neigeux a gagné du terrain.

Soulignons enfin que la reptation, qui marque une étape entre la cohésion capillaire du manteau et sa rupture, est finalement assez rare. Sur toutes les photos où la fonte est visible, la reptation (partielle) du manteau a pu être observée à seulement trois reprises en 2008, et quatre en 2009 et 2010.

2. ESTIMATION DE LA CONTRIBUTION THÉORIQUE DU GLACIER ET DU MANTEAU NEIGEUX AUX ÉCOULEMENTS : APPLICATION ET RÉSULTATS

2.1. Utilisation d'un modèle de fusion

Il est possible d'utiliser des méthodes de calculs extrêmement simples telles que celles proposées par A. Poggi (1959) plutôt que des modèles beaucoup plus sophistiqués comme ceux répertoriés par R. I. Ferguson (1999) ou R. Hock (2003). La méthode la plus généralement appliquée pour évaluer la fonte dans des modèles hydrologiques est celle dite des degrés-jour.

2.1.1. Estimer la fusion théorique de la neige et de la glace

Selon L. Lliboutry (1964), « faute de pouvoir étudier et mesurer les différents facteurs qui cause la fonte, les hydrologues ont cherché à établir des corrélations entre le débit d'un émissaire et la variable météorologique la plus accessible, la température de l'air ». La méthode la plus simple de calcul de lame de fonte à partir des températures de l'air est connue sous le nom de degrés-jours. L. Lliboutry préconise d'utiliser la demi-somme des températures maximales et minimales enregistrées et de les rapporter à la surface dont elles sont représentatives. On ne retient alors que les températures positives pondérées par les surfaces, ce qui détermine le degré-jour positif.

La méthode des degrés-jour repose sur deux principes fondamentaux. Premièrement, la température de l'air à proximité de la neige est, dans l'ensemble, une intégration physique des mêmes modes d'échange de chaleur que ceux qui provoquent la fonte de la neige (Laumann & Reeh, 1993). Deuxièmement, chacun des modes d'échange de chaleur peut être mis en relation avec la température de l'air, à l'exception des périodes de vents anormaux (Braithwaite, 2011).

Depuis son introduction, la méthode des degrés-jour a largement fait la preuve de sa robustesse et de la largeur de sa palette d'utilisation, à condition qu'une réflexion préalable sur les valeurs à attribuer au facteur de fonte (k) soit menée (Martinec , 1994). Elle est d'ailleurs employée avec succès pour la modélisation des couverts neigeux temporaires dans un petit bassin arctique par L. D. Hinzman et D. L. Kane (1991), repris par H.H. Christiansen dans son approche du manteau neigeux arctique (2005).

Le choix de cette méthode dans le cadre du programme HSF s'explique par une plus grande disponibilité des données de température de l'air, et par la possibi-

lité, dans notre cas, d'obtenir une interpolation spatiale pertinente avec 20 points d'enregistrement sur 4,5 km² de glacier.

2.1.2. Présentation d'un modèle simple de fusion degré-jour

De nombreux chercheurs ont essayé de mettre en relation la lame de fonte (de la neige et de la glace) avec les températures positives. Pour ce faire, Zing (1951) préconise d'utiliser « la somme journalière des températures positives obtenues en planimétrant les surfaces décrites au-dessus de 0°C par le thermographe ».

Les températures positives agissent sur la fonte à l'endroit et au moment où elle peut avoir lieu. Les températures moyennes positives, obtenues pour chaque capteur, sont multipliées par la surface *S* de la zone dont l'enregistreur est représentatif. La somme journalière de ces produits de °C.km² est alors rapportée à la surface totale du bassin ou du glacier, et l'on obtient ainsi des degrés-jour positifs (Lliboutry, 1964) qui caractérisent l'état thermique du bassin ou du glacier. Ils s'expriment par :

$$T°C_{jour} = \frac{\sum (Tm \times S)}{S_{Totale}}$$

Chaque jour est donc représenté par une température unique qui est le degré-jour positif. Ce paramètre constitue en fait ce que l'on pourrait appeler le potentiel thermique de fonte. Aussi, lorsque la moyenne journalière est négative, il n'y a pas de fonte, le degré-jour est donc égal à 0°C.

À cet apport thermique moyen journalier correspond une lame de fonte qui est donnée par :

$$F = k \times T$$

La valeur *F* de fonte est donnée en mm, *T* en °C et *k* en mm/°C. Le coefficient *k* diffère selon que la surface considérée est en neige ou en glace, puisque leurs albédos différents n'engendrent pas les mêmes potentiels de fonte. Pour ce travail, nous avons utilisé $k = 5$ pour la neige, et $k = 7$ pour la glace. Ces valeurs sont discutables, puisqu'il est possible de trouver dans la littérature, comme le rappellent D. R. De Walle et A. Rango (2008), un large panel de coefficient *k* allant de 1 à 9. Toutefois, la synthèse de F. Gaudet (1975) montre (pour les Alpes) que les valeurs de *k* habituellement utilisées pour la neige, s'établissent autour de 5. Pour T. Lauman et N. Reeh (1993) dont les travaux portent sur l'Arctique, il est plutôt souhaitable d'utiliser une fourchette, qu'ils situent :
– entre 3,5 et 5,6 mm/°C pour *k*neige ;
– entre 5,5 et 7,5 mm/°C pour *k*glace.

Dans le cadre arctique de l'Austre Lovénbreen, il semble de toute façon pertinent de garder les valeurs de 5 pour la neige et de 7 pour la glace. En effet, cela permet de rester cohérent avec ce qu'ont utilisé Jean Corbel, Huguette Vivian et Henri Geoffray, repris par Madeleine Griselin, dans les études hydrologiques menées sur la presqu'île de Brøgger.

2.1.3. Application du modèle de fusion degrés-jour à l'Austre Lovénbreen

Dans le cas de l'Austre Lovénbreen, on établit par interpolation (Chap. VI) l'état thermique du glacier à partir duquel on peut connaître la valeur de T pour chaque pixel. En ne retenant que les températures positives, il est donc possible de déterminer pour le glacier, et dans un premier temps, des degrés-heure positifs[1]. Pour chaque heure, il est alors calculé, pour l'ensemble du glacier, la somme des températures positives. On en déduit ainsi le nombre de pixels (100 m²) dont l'état thermique est positif. La somme des températures positives est ensuite rapportées à la surface du glacier et donne pour l'heure *h* l'état thermique sous forme de degrés-heure positifs :

$$ET = \frac{S_{pixel} \times (T1 + T2 + Tn...)}{S_{Glacier}}$$

Pour calculer la lame d'eau journalière équivalente par la formule $F = kT$, il faudra sommer pour une journée, les degrés-heure positifs (état thermique horaire positif) et diviser par 24 pour obtenir des degrés-jour positifs.

Le choix (glace ou neige) du coefficient *k* est directement obtenu par la discrétisation spatiale issue des mosaïques des photos géométriquement corrigées. On attribue donc la valeur de $k = 5$ au polygone de neige et de $k = 7$ au polygone de glace. La carte neige/glace établie pour un état A d'enneigement du glacier est réutilisée pour les jours suivants jusqu'à ce que la couverture neigeuse évolue pour donner un état B d'enneigement.

2.2. Application du modèle aux mosaïques d'enneigement

Compte tenu du nombre de données (8 760 cartes horaires d'état thermique par an) le croisement des températures avec la couverture neigeuse du glacier a été fait par programmation. Vu la masse d'information à traiter, l'automatisation a en effet été nécessaire pour établir d'abord les cartes d'état thermique, puis les croiser avec l'état de la surface du glacier afin d'obtenir pour chaque heure la carte du potentiel de fonte.

Étant donné qu'on disposait des évolutions thermiques à un pas horaire, il était possible pour chaque heure de déterminer les pixels (et donc les surfaces) positives, susceptibles de faire l'objet de fonte ne serait-ce qu'une heure.

Afin de ne pas noyer l'information par des moyennes, les traitements concernant la fonte ont été réalisés sur les données horaires, puis totalisées par l'algèbre cartographique pour donner des cartes journalières de potentiel de fonte. Si un point s'est trouvé en zone positive ne serait-ce qu'une heure, il est alors comptabilisé comme surface positive ayant contribué, sur la surface qu'il représente, à l'état thermique positif pour 1/24 de la température relevée.

1 Il est possible de faire la même opération pour les états thermiques négatifs à partir des températures en dessous de 0°C.

2.2.1. La carte de fonte potentielle

Le croisement de la représentation spatiale des températures (états thermiques) avec la qualité (neige ou glace) de la surface du glacier permet d'obtenir des cartes de fonte dont on tire les lames d'eau potentiellement générées (Fig. 176). Pour chaque pixel du glacier, on obtient la contribution théorique en eau dans les écoulements. En résultent des surfaces de fonte auxquelles on associe des lames d'eau.

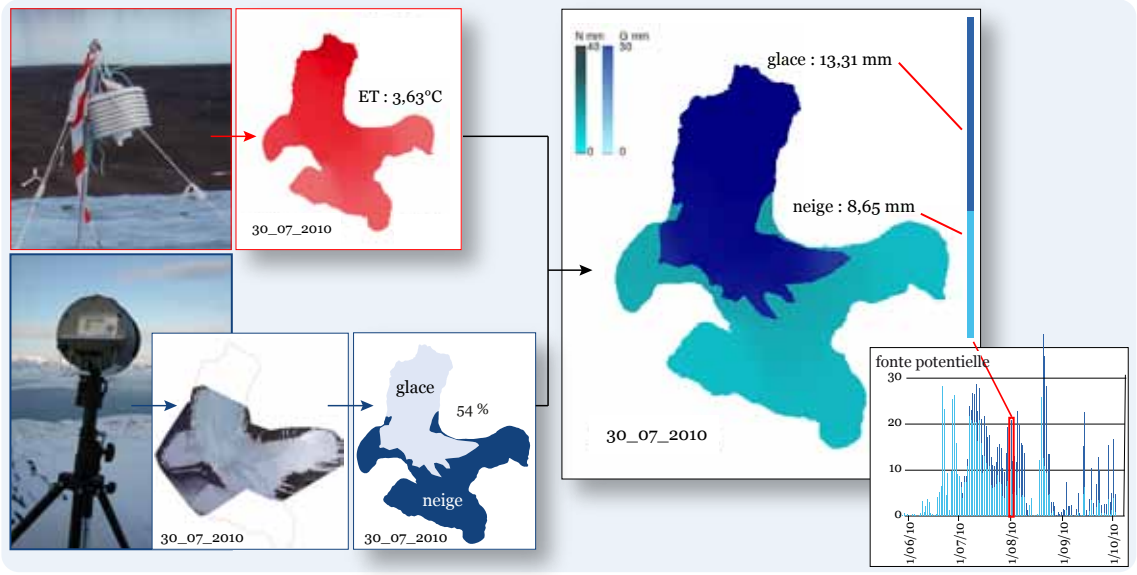


Figure 176 – Spatialisation de la fonte potentielle : les données interpolées des capteurs de température sont croisées avec la carte binaire (neige / glace) de l'état de surface du glacier, pour obtenir une carte de la fonte potentielle en chaque point. La résultante de cette carte donne la lame de fonte potentielle due à la neige et due à la glace, rapportée ici à la surface du glacier. Ces lames traitées au pas horaire peuvent être ramenées à l'échelle de la journée.

La figure 177a synthétise un exemple de résultat obtenu pour une situation de degrés-jour positifs sur l'Austre Lovénbreen, dont la surface est pour partie couverte de neige. La configuration représentée ici est volontairement la plus complexe, afin d'avoir une vision de l'ensemble des informations qu'il est possible d'obtenir. La portion d'espace en gris correspond aux zones qui ne sont pas soumises à la fonte (pas de degrés-jour positifs). L'échelle des bleus turquoise, correspond au potentiel de fonte du manteau neigeux. L'échelle des bleus foncés correspond à la fonte potentielle issue de la glace. Afin d'obtenir la meilleure définition des variations spatiales de la fonte, il a été opté pour deux échelles différentes (0 à 40 mm pour la neige, 0 à 30 mm pour la glace) en fonction des maximums caractérisant chaque catégorie.

Les figures 177b, c et d présentent les trois configurations les plus courantes. On distinguera pour ces phases, qui s'effectuent généralement de façon chronologique :
- l'absence totale de fonte (b) ;
- une situation dans laquelle la lame d'eau potentielle est uniquement due à la fonte du manteau neigeux (c) ;
- une situation mixte dans laquelle la lame d'eau potentielle est due à la fois à la fonte de la neige et à la celle de la glace (d).

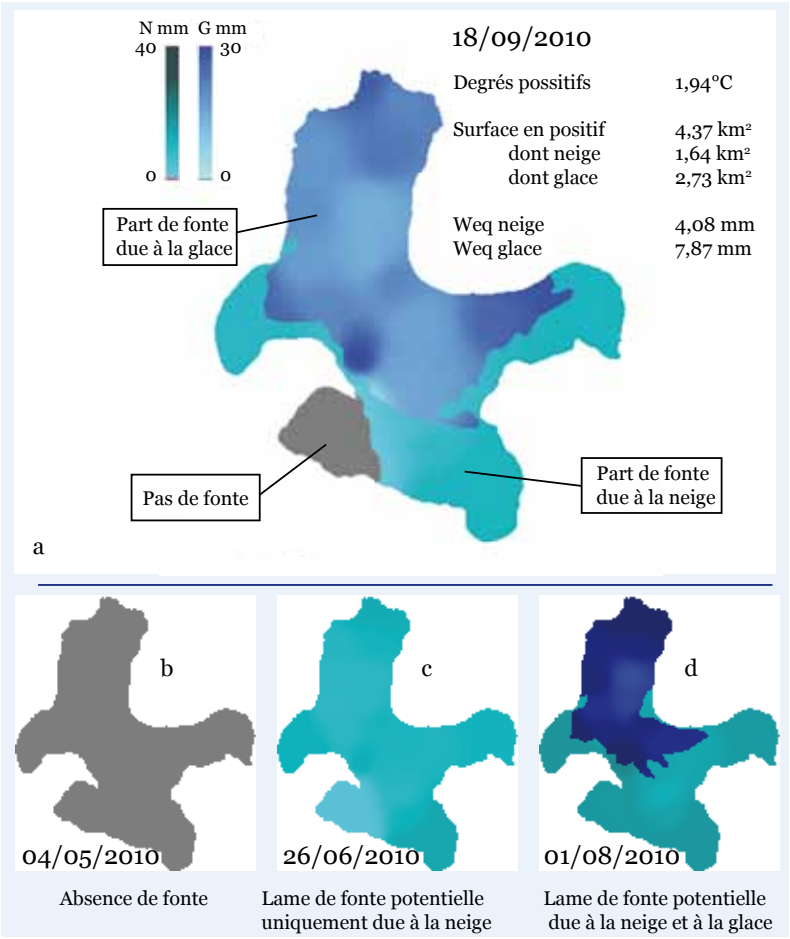


Figure 177 – Représentation spatiale de la fonte et quantification des lames d'eau potentielles (par rapport à la surface du glacier). Le croisement des informations binaires (neige-glace) issues du traitement des mosaïques photo avec les états thermiques du glacier (déduit des valeurs des capteurs de température) donne la représentation spatiale de la fonte et sa quantification.

À noter que le glacier gardant chaque année des zones en accumulation, on ne constate jamais de lame de fonte potentielle intégralement due à la glace.

Trois des cirques (Nobilefjellet, Grønlietoppen et Épaulement) se retrouvent, de façon régulière, en degrés-jour négatifs pendant la saison de fonte. Cela vient confirmer leur rôle dans le bilan de masse et l'accumulation sur l'Austre Lovénbreen.

La fonte potentielle de la glace et de la neige subit des influences contradictoires : l'état thermique évolue de façon lissée dans l'espace et dans le temps tandis que la ligne de névé transitoire remonte par saccade. Au total cependant et sauf perturbation par d'importantes précipitations, la fonte potentielle est calquée, en temps réel, sur les états thermiques du glacier.

Les lames déterminées restent théoriques et reposent sur l'utilisation de coefficients discutables et discutés (*k* de 1 à 9 selon la littérature). Afin de vérifier la pertinence du calcul et l'éventuelle marge d'erreur, il sera nécessaire, dans un deuxième temps, de confronter la fonte potentielle aux lames réelles de disparition de la neige (évaluée par les carottages) et aux lames écoulées (mesurées aux exutoires du bassin).

Outre la spatialisation de la fonte, chaque carte permet de tirer, pour l'ensemble du glacier, une valeur globale de potentiel de fonte de la glace et de la neige, et ce pour chaque jour de l'année hydrologique.

2.2.2. Contribution de la neige et de la glace aux écoulements : les lames de fonte potentielles

Pour pouvoir comparer et mettre en regard les différents termes de l'équation hydrologique, il est nécessaire d'avoir des valeurs globales, représentatives de l'ensemble de la fonte provenant du glacier (glace et neige). L'application d'une grille de point, sur les cartes présentées au point précédent, permet de déterminer la lame d'eau pixel par pixel. Leur somme donne la lame totale de

fonte potentielle. Les graphes obtenus à partir de ces cartes permettent donc d'estimer:
– une lame d'eau potentielle totale ;
– la part de la neige ;
– la part de la glace.

La figure 178 présente le résultat des lames d'eau potentielles au pas de temps journalier sur l'Austre Lovénbreen, lames à partir desquelles on définit également une période de fonte potentielle. Sur les trois années, cette phase s'étale de début mai à fin septembre, avec un optimum entre le 15 juin et la fin août.

Les graphes de fonte potentielle indiquent des grandes tendances temporelles similaires d'une année sur l'autre. Toutefois, les quantités, de même que l'occurrence de la fonte à l'intérieur de ces grandes périodes, diffèrent.

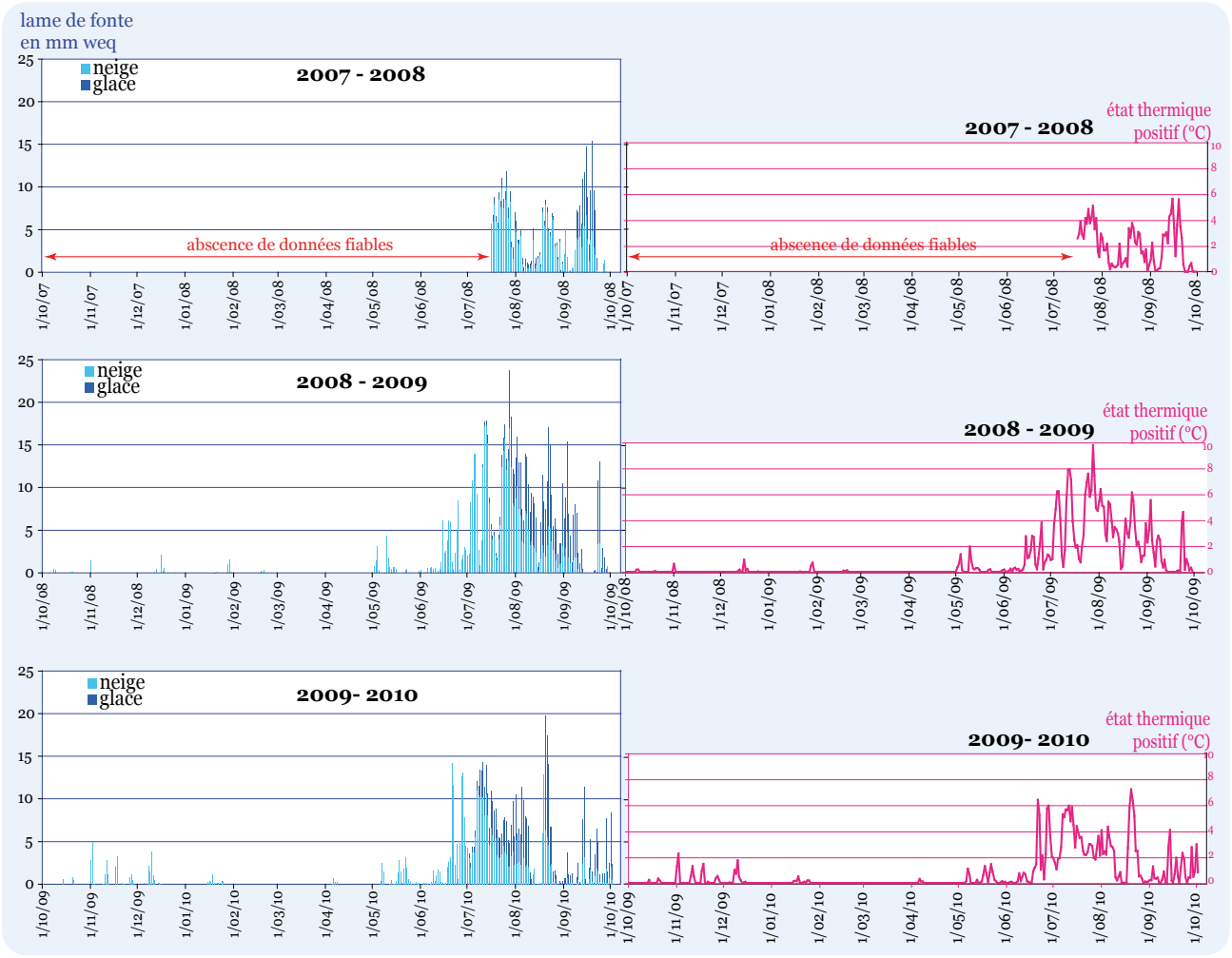


Figure 178 – Les lames cumulées de fonte potentielle (rapportées à la surface du BV) des trois années hydrologiques. Elles correspondent à la contribution théorique de la neige et de la glace aux écoulements et sont calquées sur les états thermiques positifs affectant le glacier.

À l'exception de l'été 2008, qui présente des pics de fonte potentielle très décalés vers la fin de saison, c'est en juillet qu'on obtient les valeurs maximales pour les étés 2009 et 2010. Par ailleurs, si les courbes des étés 2009 et 2010 sont

géométriquement semblables, les lames d'eau potentielles sont très différentes, avec des valeurs significativement plus élevées en 2009.

Bien que l'on observe à plusieurs reprises des événements de fonte, ceux-ci sont très ponctuels avant mai, qui marque une rupture nette avec la fonte qui s'installe de façon beaucoup plus continue.

Pour l'année 2007-2008, les données d'états thermique du glacier ne sont utilisables qu'à partir du 16 juillet : l'été 2008 sera traité au point suivant en comparaison des étés des autres années.

La saison de fonte débute au 2 mai pour l'année 2008-2009. De façon générale, les dynamiques sont très discontinues et hétérogènes dans le temps. On observe deux grandes périodes de six jours (du 24 au 29 mai, et du 14 au 19 septembre) pendant lesquelles il y a absence de fonte. Le mois de mai est par ailleurs assez spécifique, puisque la fonte s'interrompt à trois reprises.

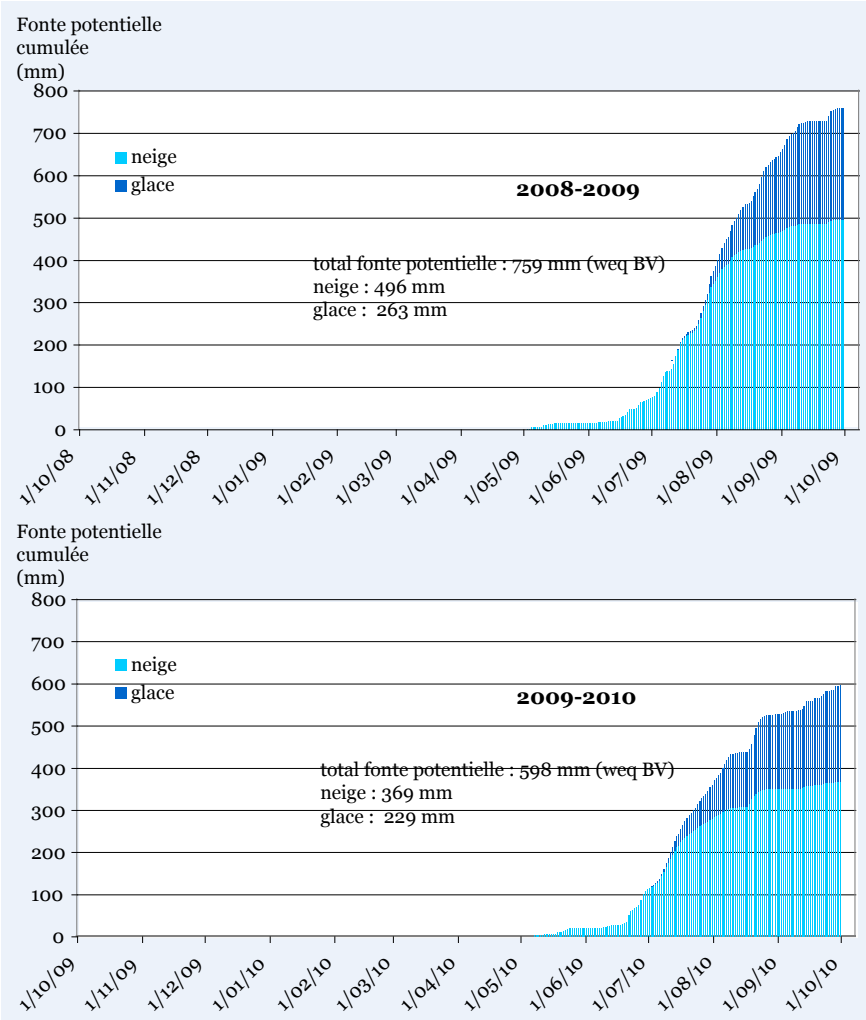


Figure 179 – Lames de fonte potentielle de la neige et de la glace sur l'Austre Lovénbreen en 2008-2009 et 2009-2010. La représentation en lames cumulées montrent les dates stratégiques d'accélération des processus (15 juin, 15 juillet). Les lames (mm d'équivalent-eau) sont calculées par rapport à la surface du bassin versant.

En 2009-2010, le début de la fonte intervient le 6 mai, avec un rythme significativement plus continu que la saison précédente. À l'inverse de 2008-2009, on observe qu'une seule journée d'interruption de fonte. Elle fait suite à une chute de neige conséquente qui modifie les jours suivant le ratio de fonte neige/glace. Pendant quelques jours la fonte n'affecte plus du tout la glace qui se trouve partout protégée par la neige fraîche.

Sans considérer les aléas saisonniers, il est possible de mettre en avant le fait que, malgré des amplitudes différentes :

– les dynamiques de fonte en début de saison sont semblables d'une année sur l'autre : la fonte potentielle augmente très fortement pendant le mois de juin et de façon très régulière ;

– la fin de saison est marquée par des fluctuations et les dynamiques sont beaucoup moins nettes jusqu'au mois d'octobre.

Le graphe cumulé des lames de fonte (Fig 179) montre bien, pour les deux années complètes, le démarrage de la fonte début mai et des moments clés où la rupture de pente atteste l'accélération des processus (15 juin, 15 juillet). Les tassements dans les courbes en été indiquent les journées sans fonte, ou sans fonte de glace quand une chute de neige a recouvert intégralement le glacier.

2.2.3. Analyse comparative des lames du 16 juillet au 30 septembre

Si les courbes de fonte affichent une allure générale semblable d'une année sur l'autre, elles présentent en revanche des différences importantes d'amplitude. Pour pouvoir comparer les saisons de fonte, nous avons raisonné sur la période allant du 16 juillet eu 30 septembre, pour laquelle les données sont disponibles pour les trois années consécutives (fig 180).

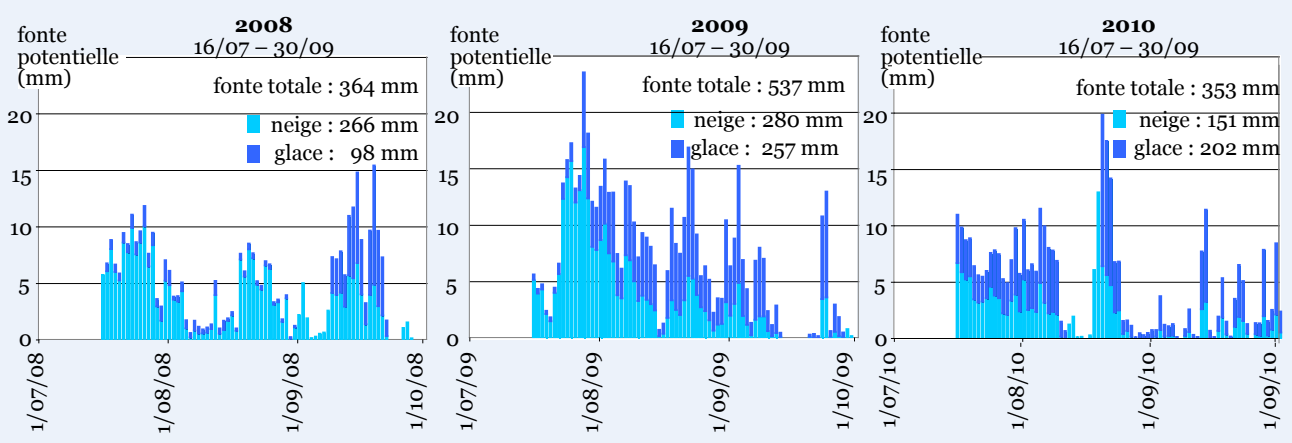


Figure 180 – Comparaison des lames de fontes potentielles du 16 juillet au 30 septembre pour 2008, 2009 et 2010. Les lames ont été déterminées en utilisant un coefficient de fonte (k) de 5 pour la neige et 7 pour la glace et sont rapportées à la surface totale du bassin versant.

Pour la fonte globale en valeurs rapportées à la surface du bassin versant, on obtient respectivement pour les périodes 16 juillet-30 septembre, 364 mm en 2008, 537 en 2009 et 353 en 2010. Même si trois années ne permettent pas de généraliser, elles suffisent pour montrer que la fonte potentielle globale peut varier énormément d'un été à l'autre, puisqu'on a, pour 2009, 1,5 fois les lames de 2008 et 2010. Sans surprise, vu que ces lames sont issues du traitement des états thermiques positifs, la période la plus chaude donne les lames les plus fortes : entre le 16 juillet et le 30 septembre, c'est 2009 qui domine avec une moyenne d'états thermiques positifs de 2,72°C, pour 1,98 en 2008 et 1,74 en 2010. Sans surprise non plus, on retrouve sur les lames de fonte les variations thermiques journalières évoquées plus haut avec en plein été des journées négatives où la fonte cesse immédiatement.

Qu'en est-il au niveau de la part respective de la neige et de la glace dans les lames potentielle ? 2009 affiche une quasi parité avec 280 mm pour la neige et 257 pour

la glace. Les deux années à lames globales équivalentes (2008 et 2010) montrent une attribution de la fonte très différente : en 2008, la neige apporte 266 mm, contre 98 pour la glace, tandis qu'en 2010, l'apport par la neige (151 mm) est inférieur à celui de la glace (202 mm).

Dans le détail de l'analyse, le ratio neige/glace qui évolue à mesure que le manteau neigeux est attaqué peut être totalement remis en question par des chutes de neige estivales recouvrant le glacier dans son intégralité et protégeant la glace de la fonte : c'est le cas en 2010 autour du 12 août et de façon plus attendue (car plus tard dans la saison) au tout début septembre en 2008. Il conviendra de comparer ultérieurement ces lames potentielles à l'épaisseur du manteau neigeux. Il paraît évident que plus le manteau est épais en fin d'hiver plus il y a de neige à fondre et plus la glace est protégée dans le temps. Les lames de fonte de neige de 2008 et 2009 sont ici tout à fait comparables (266 et 280 mm) malgré des états thermiques très différents.

Concernant la fonte potentielle, on constate donc que, bien que plus lissée, sa variation suit les tendances qui avait été observées pour le recul de la ligne transitoire de névé. Par définition, la fonte potentielle est fonction des états thermiques : il apparaît que l'état du manteau neigeux à la fin de l'hiver est un élément capital dans la répartition neige-glace de l'origine des eaux de fonte. Le suivi de la densité du manteau à travers les campagnes de carottages devrait confirmer cette hypothèse.

3. L'ACCÈS À LA « TROISIÈME DIMENSION » : L'INFORMATION DES CAROTTAGES ET DES PROFILS

Les deux premiers points ont évoqué la prise en compte du manteau neigeux en 2D par l'observation en projection de la dynamique du manteau. Les mesures in situ par les carottages de neige permettent d'aborder la troisième dimension, qui est l'épaisseur du manteau, et sa variation spatio-temporelle. Les carottages n'autorisent qu'un suivi global des colonnes de neige : l'approche par strate de ces dernières a été réalisé à travers les campagnes de mesure de densité (sur les profils) qui révèlent les évolutions internes du manteau neigeux dans le temps.

Les carottages permettent d'obtenir des lames « réelles » à mettre en regard avec les estimations de fonte potentielle. Toutefois, étant donné la répartition temporelle de ces campagnes (avril à juillet), nous aurons principalement les informations provenant du début de la saison de fonte qui se poursuit jusque fin septembre.

3.1. Trois années bien différentes

Afin de présenter les résultats obtenus par les échantillonnages de neige, il est nécessaire de souligner que la saison 2008, année de « mise en place » et de tests, est moins complète que 2009 et 2010 où de longues missions de terrain ont permis d'affiner le calendrier d'échantillonnages.

3.1.1. Un protocole de mesures à installer

La saison 2009 a donc été celle de la campagne la plus complète menée sur quatre mois entre avril et début juillet. En fonction des résultats obtenus, la saison 2010 nous a servi à effectuer des « réajustements » dans les mesures et à poursuivre plus avant dans la saison de fonte.

Il faut également souligner que des campagnes incomplètes ont aussi été réalisées. Par manque de temps, ou à cause d'un brusque changement de météo, ces campagnes n'ont pas pu être terminées. Bien que l'interpolation et la reconstitution de la série en entier soit délicate (notamment lorsque l'on ne dispose que d'un échantillonnage axial hypsométrique), elles restent des sources d'informations intermédiaires intéressantes. Cela concerne une campagne de drill en juillet 2008, une au milieu du mois de mai et au 14 juillet en 2009.

3.1.2. Déterminer le maximum d'accumulation neigeuse

Les missions de terrain de printemps ont été organisées dans l'idée de mesurer l'état du manteau neigeux à son maximum d'accumulation estimé à fin avril pour l'Austre Lovénbreen. Cette période correspond également au début de la fonte potentielle comme l'ont montré les lames déduites des états thermiques. Cependant, la neige à cette époque résultant des conditions météorologiques de l'hiver précédent, c'est par la confrontation des chroniques de précipitations que l'on peut évaluer, après coup, si les mesures reflètent le maximum de l'hiver. Il en va de même pour les précipitations survenant après la première campagne de chaque année.

Il faut donc considérer que les mesures faites fin avril-début mai autorisent des comparaisons interannuelles de l'état du manteau à un instant *t* (fin de l'hiver) mais ne donnent en rien la certitude d'avoir mesuré le maximum annuel d'accumulation neigeuse du bassin.

Les sessions de carottages des trois années de suivi ont été portées sur la figure 181. Les premières sessions ont bien eu lieu, chaque fois, avant le démarrage de la fonte. En revanche, elles ne représentent pas forcément le maximum hivernal du manteau, étant donné qu'il a neigé jusque mi juin chaque année observée. On peut admettre que les événements chauds et pluvieux, relevés chaque hiver avant les premières campagnes de carottages, ont été intégrés au manteau.

La seule année où le maximum a été mesuré avec certitude est 2009 : la première session de carottage (25 avril) a été suivie de précipitations neigeuses sur le glacier que montre l'augmentation des hauteurs et des équivalents-eau mesurés à la session suivante (5 mai). La troisième session (14 mai) et les suivantes ne sont plus que décroissantes en hauteur comme en équivalent-eau (Fig 182a).

L'épaisseur de neige mesurée au 5 mai 2009 constitue par ailleurs la plus importante observée sur les trois années de ce travail, de même que l'équivalent en eau calculé. À partir de cette date, la hauteur moyenne de neige et les équivalents en eau diminuent constamment jusqu'à juillet, de façon assez linéaire pour les équivalents en eau.

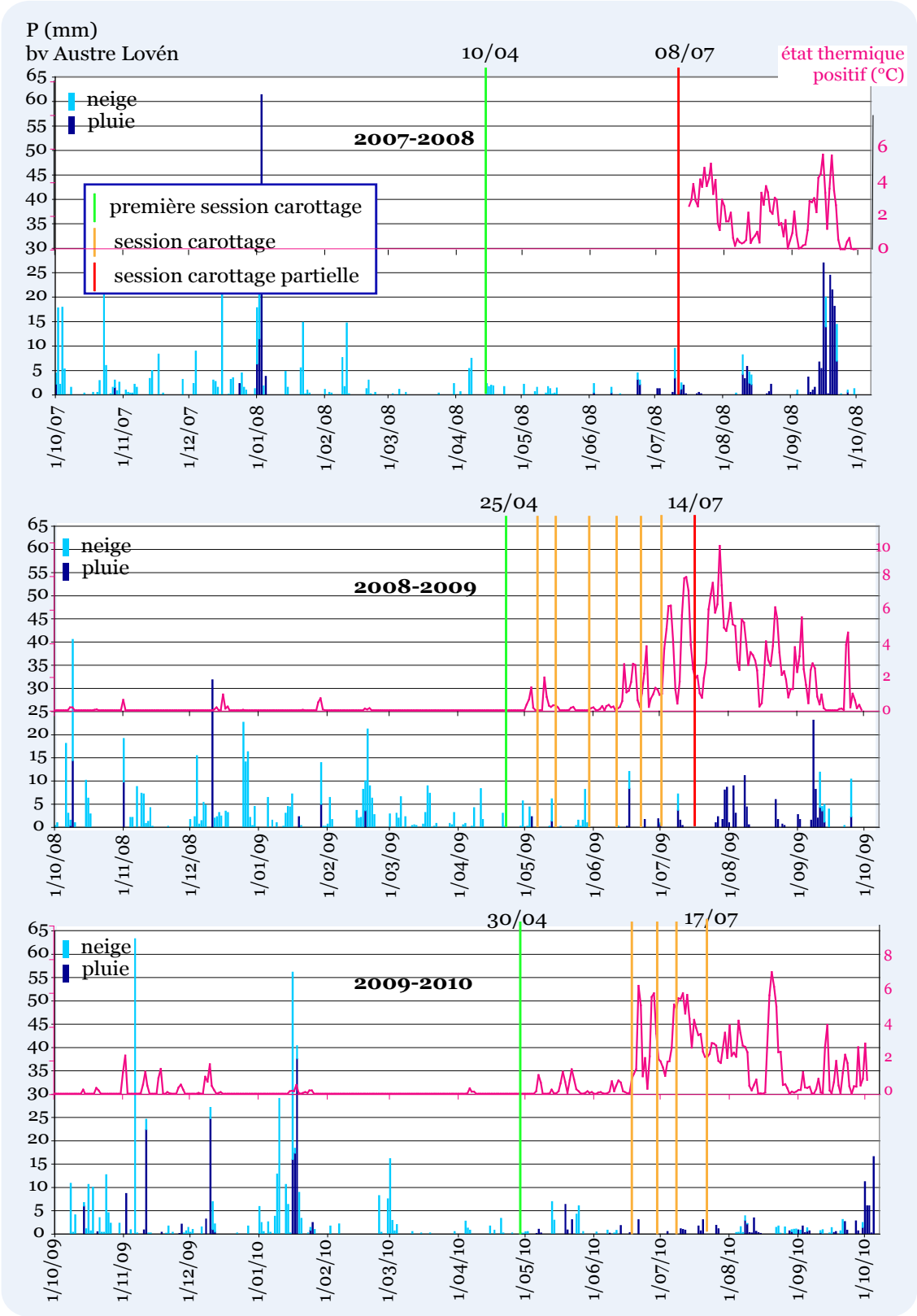


Figure 181 – Les sessions de carottage des années observées. Chaque année la première session de carottage a lieu avant le début de la fonte. Le manteau hivernal est stabilisé mais pas forcément à son maximum, puisqu'il neige chaque année jusqu'à la mi-juin.

En 2010, des précipitations neigeuses ayant eu lieu après la mission de printemps, les mesures effectuées alors ne reflètent sans doute pas le maximum de l'hiver (Fig. 182b). Avec une hauteur moyenne de neige de 166 cm pour un équivalent en eau de 691 mm, l'hiver 2010 apparaît moins fourni en neige que le précédent. On observe également, comme pour l'hiver 2009, une diminution très régulière, et presque linéaire, de la hauteur moyenne de neige et des équivalents en eau. Chaque année, les dernières sessions de carottages (complètes ou non) se déroulent avant la fin de la fonte réelle du manteau qui se stabilise bien plus tard : les mosaïques de photos indiquent une stabilisation de la ligne transitoire fin août et les lames de fonte théoriques montrent une participation potentielle de la neige aux écoulements jusque fin septembre.

Mêmes partielles, les sessions du 8 juillet 2008 et du 14 juillet 2009, qui n'ont été réalisées que sur l'axe du glacier sont tout de même riches d'information et confirment l'accélération des processus de fonte début juillet sur le glacier.

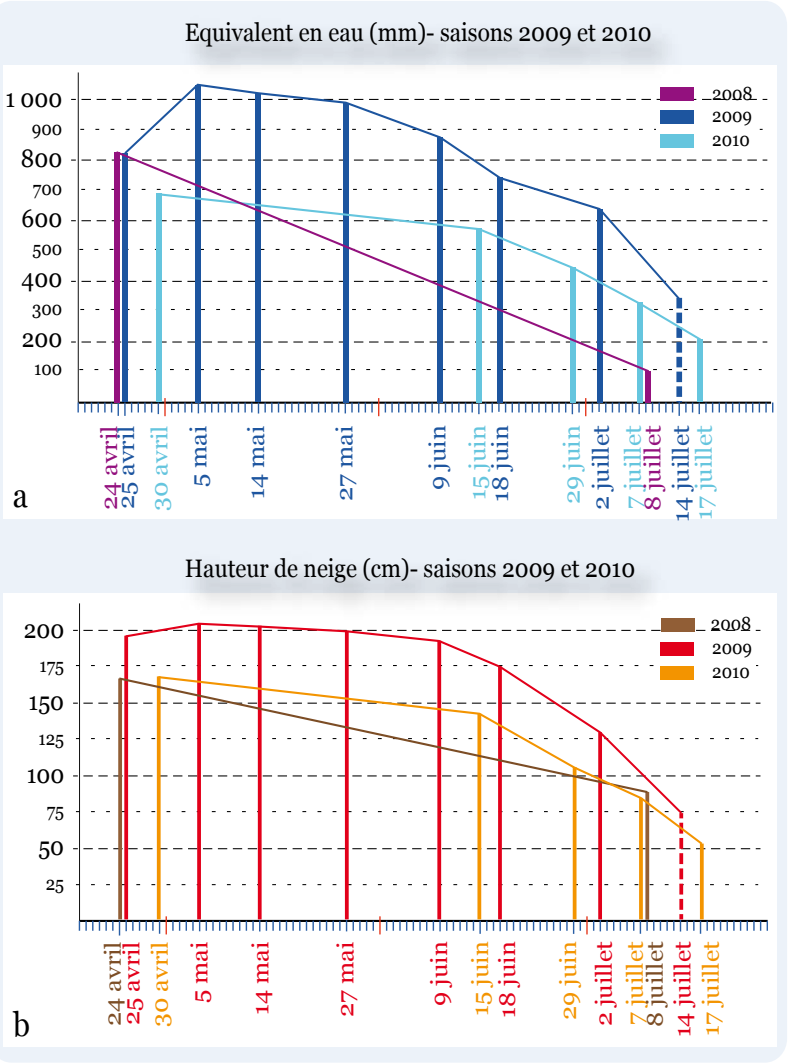


Figure 182 – Évolution du manteau neigeux : comparaison interannuelle. Les trois saisons mises côte à côte montrent des différences de relations entre l'évolution des équivalents en eau et les hauteurs moyennes de neige. L'année 2009 apporte des informations sur le début de la période de fonte que complète l'année 2010 plus précise dans la fin de saison. Les pointillés indiquent des sessions incomplètes, limitées à l'axe du glacier.

3.1.3. Dynamiques générales de fonte : comparaison spatio-temporelle inter-annuelle

Le manteau neigeux est caractérisé par sa hauteur et sa densité. La hauteur diminue par tassement (sous son propre poids) et/ou par fonte. Sous l'effet de la fonte le manteau perd en hauteur mais augmente en TEL. Une colonne de neige va donc perdre du volume en saison de fonte mais cette perte est contrariée par la migration interne de l'eau dans la colonne ainsi que par l'apport d'eau de fonte exogène qui circule d'amont en aval à la base du manteau.

Ainsi, peut-on enregistrer une baisse notable de la hauteur de neige tout en mesurant une augmentation de l'équivalent-eau. C'est notamment le cas sur

la langue et au front, zones qui collectent toutes les eaux issues de la fonte des parties les plus hautes.

Les informations données par les carottages sont capitales à plusieurs titres. Elles traduisent la fonte régulière du manteau dans son épaisseur. Il s'écoule deux mois ou plus entre le début de la fonte réellement mesurée (et annoncée par les lames potentielles) et la première phase perceptible en 2D de disparition de la neige sur le glacier. Ce sont les deux mois nécessaires, en théorie, pour que le manteau fonde dans son intégralité au front du glacier (soit en moyenne 1 m de neige).

Les carottages de neige confirment les données théoriques de fonte potentielle en ce qui concerne le calendrier. En tout début de saison hydrologique, les écoulements reflètent immédiatement cette fonte effective mais sont difficilement mesurables car ils s'effectuent de façon diffuse sous la neige dans la moraine. De plus, les instruments de mesures aux exutoires sont encore pris dans la glace. La chronique hydrologique la plus précoce dont nous disposons pour les écoulements est celle de 2010 qui démarre le 26 mai.

Si on compare les résultats des sessions de carottages en prenant comme bornes la première session (fin avril) et la dernière mesurée (juillet) on note la perte « globale » de neige par fonte. Si les sessions ayant lieu avant l'amorce de la fonte sont facilement comparables, à quelques jours près, il en va tout autrement pour les sessions de juillet où, en 10 jours, le manteau peut perdre un tiers de sa masse, donc de son équivalent-eau.

Les tournées de carottages se déroulant à pied en été, elles demandent au moins deux journées pour effectuer l'ensemble des mesures. Cela explique que certaines des dernières sessions sont incomplètes. Il est néanmoins possible d'évaluer les tendances qui se reproduisent d'année en année. Les sessions uniquement axiales surestiment les pertes mais conservent les tendances. Pour les trois années de suivi, les pertes globales mesurées en juillet représentent 22 à 50 % du manteau de fin d'hiver. Le suivi de la ligne de névé transitoire a montré par ailleurs que la fonte affectait la neige jusque tard dans l'été. Les carottages effectués ne rendent pas compte du tout de la fin de la saison de fonte.

L'année 2010, plus précise dans le début de saison, montre que le calcul global de perte sur les sessions extrêmes dans le temps masque les variations intrasaisonnières. Des apports de précipitations neigeuses peuvent augmenter considérablement le volume du manteau et fausser l'estimation de la fonte.

3.2. Neige, températures et précipitations : croisements de données et intercomparaison

3.2.1. Le manteau neigeux en fin d'hiver

Les trois années prises en compte montrent en fin d'hiver une grande variabilité tant en épaisseur qu'en équivalent-eau. Le printemps 2011 est apparu tellement déficitaire sur le plan nivologique que nous l'avons intégré à la comparaison globale.

Contrairement à la structure stratigraphique semblable d'une année à l'autre (Chap. IX), les données quantitatives du manteau neigeux sont extrêmement variables (Fig. 183).

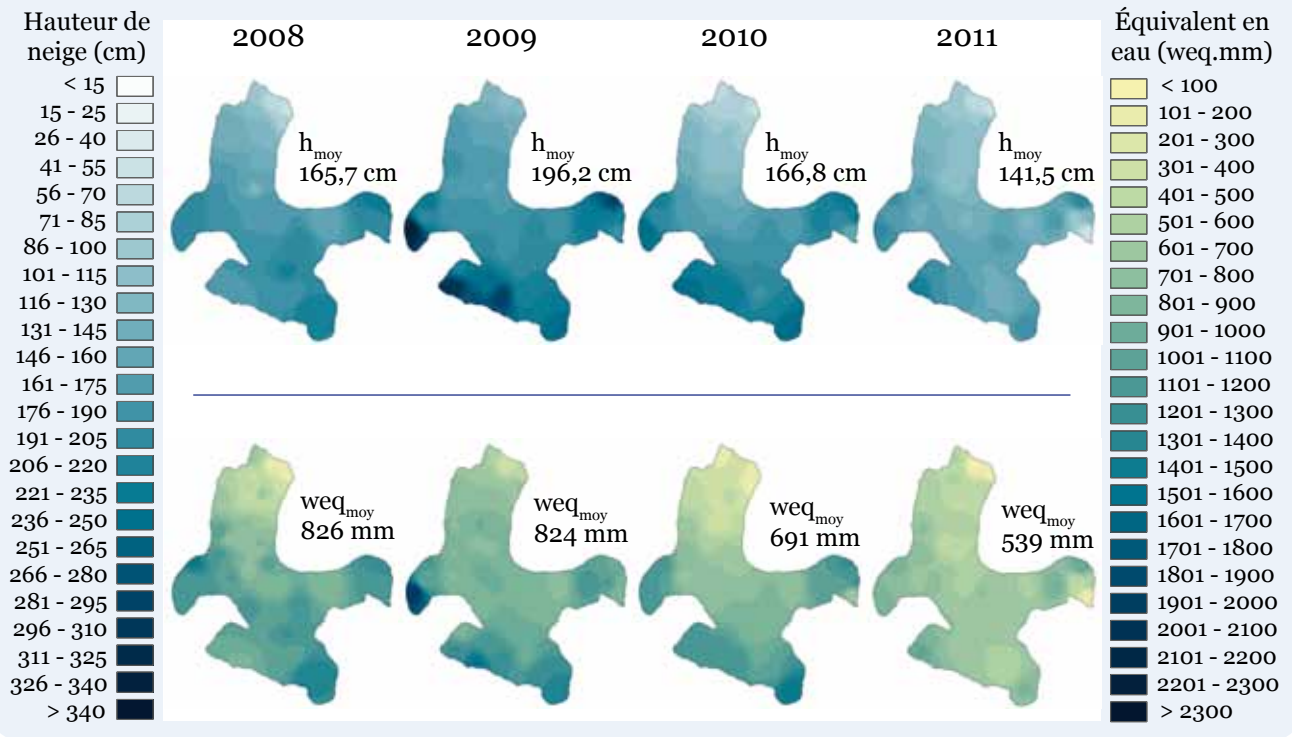


Figure 183 – Hauteurs de neige et équivalents en eau du manteau neigeux à la fin de l'hiver. En comparant les quatre printemps pour lesquels nous avons effectué des mesures, on constate qu'il y a d'importantes différences tant dans les hauteurs de neige, que dans les équivalents en eau. Des hauteurs de neige similaires peuvent donner des équivalents en eau très différents et inversement. Les hauteurs de neige et équivalents en eau sont représentés par rapport à la surface du glacier.

Alors que 2009 a été exceptionnellement enneigé avec une hauteur moyenne proche de 200 cm, 2011 présente à l'inverse un manteau bien moins épais avec seulement 140 cm. Mais, comme nous l'avons déjà évoqué à plusieurs reprises, les hauteurs de neige ne sont pas un indicateur représentatif.

Des hauteurs de neige similaires peuvent donner des équivalents en eau très différents (2008 et 2010) ; inversement, des hauteurs de neige très différentes peuvent donner des lames équivalentes très proches (2008 et 2009). Combinant les hauteurs et les équivalents en eau les plus faibles, 2011 apparaît sans conteste comme une année très déficitaire.

On remarque que les différences interannuelles de hauteurs moyennes de neige peuvent être attribuées aux variations observées aux extrémités du glacier : l'enneigement du front et des cirques change d'une année sur l'autre, alors que celui du plateau central semble beaucoup plus constant. L'exemple de 2009 est flagrant : le front et les cirques bénéficient d'un fort enneigement (avec des hauteurs de neige franchissant les 300 cm dans les cirques), alors que le plateau présente des hauteurs proches de celles de 2008 et de 2010. À l'exception de l'année 2011 particulièrement déficitaire, on constate en effet que les variations sont relativement faibles à cet endroit.

Concernant les équivalents en eau, on observe à travers leur représentation spatiale, la prédominance des cirques, quelle que soit l'année. Les discordances entre les hauteurs et les valeurs en équivalents-eau peuvent s'expliquer, en partie, par la structure du manteau : présence de croûtes de glace dans le manteau de 2008 alors qu'il n'y en avait quasiment pas en 2009. Ces témoins de précipitions liquides, ou de fonte importante en plein hiver sont donc susceptibles d'augmenter de manière significative les équivalents en eau, du fait de la densité beaucoup plus élevée de la glace.

3.2.2. Dynamiques saisonnières du manteau neigeux

Si les années 2009 et 2010 ne bénéficient pas du même enneigement (2009 étant nettement plus excédentaire), les dynamiques de fonte semblent en revanche spatialement similaires. Elles sont calquées sur la répartition asymétrique du manteau neigeux évoquée par ailleurs.

Les valeurs globales sont tributaires des quantités et du type de précipitations reçues au cours de l'hiver et pendant la saison de fonte. L'importance du manteau en toute fin avril (dépendant des conditions météorologiques de l'hiver) représente un « niveau de base » qui va évoluer en fonction du type de précipitations reçues au cours de la saison de fonte (Fig. 184). Le manteau peut continuer à s'épaissir sous l'influence de chutes de neige printanières, il peut aussi être détruit partiellement par des précipitations pluvieuses précoces, le tout s'ajoutant à la variabilité déjà montrée de la fonte potentielle. Partant de l'état de base du manteau fin avril, il est plus aisé de parler en pourcentage du manteau référence de chaque année.

En 2009, entre la session de carottage où l'on a relevé le maximum (5 mai) et la dernière campagne (2 juillet), le manteau a perdu 49 % de son équivalent en eau (soit 409 mm), et 46 % de sa hauteur moyenne (- 73 cm). La campagne axiale menée le 14 juillet 2009 n'a pas donné lieu à une interpolation car elle équivaudrait à une représentation selon l'hypsométrie. Elle nous enseigne, toutefois, qu'en 12 jours le manteau a perdu la moitié de son volume du 2 juillet et ne représente plus que 36 % du manteau référence de fin avril.

En 2010, entre le maximum d'accumulation (30 avril) et la dernière campagne de carottages (17 juillet), le manteau neigeux a perdu 70 % de son équivalent en eau (soit 483 mm), et 69 % de sa hauteur moyenne (- 115 cm).

D'un point de vue hydrologique, le manteau neigeux a fourni aux écoulements une lame de 409 mm en 2009 entre le 5 mai (maximum enregistré) et le 2 juillet (dernière campagne complète). En 2010, pour la période du 30 avril au 17 juillet, la fonte du manteau neigeux a alimenté les écoulements par une lame de 483 mm. La comparaison entre des dates équivalentes (25 avril 2009 et 30 avril 2010 ; 2 juillet 2009 et 29 juin 2010) donne une perte de 183 mm en 2009 et 242 mm en 2010. Ces chiffres masquent les accroissements possibles (et avérés en 2009) entre deux tournées ; ils montrent les limites de l'intercomparaison.

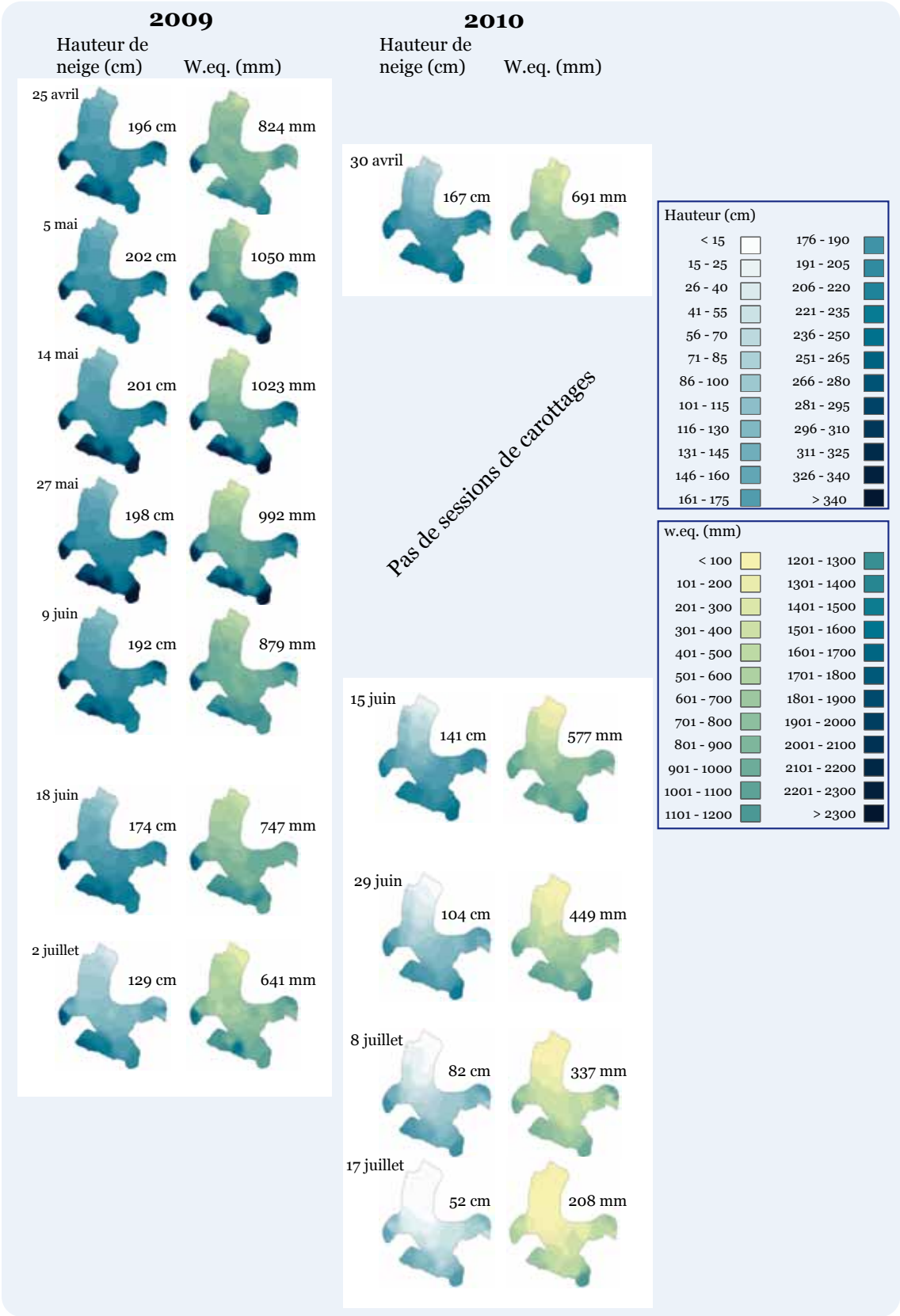


Figure 184 – Évolutions saisonnières du manteau neigeux en 2009 et 2010. Les différentes sessions de carottages (menées de fin avril à mi-juillet) permettent de suivre les variations du manteau neigeux dans la première partie de la saison de fonte qui dure jusque fin septembre.

Les difficultés techniques et les calendriers de missions font que, malgré un nombre élevé de sessions de carottages, il n'a pas été possible de suivre la fin de la saison de fonte. Sur le plan hydrologique, les conditions de début de printemps ne permettent pas d'avoir le début des écoulements. Ce double constat limite les possibilités de croisement des données hydrologiques et nivologiques. Il faut souvent compenser l'absence de mesures par la recherche d'information dans d'autres types de données (précipitations, fonte potentielle, photos tangentielles, etc.).

Spatialement, si on pouvait s'attendre à ce que les pertes les plus fortes (que ce soit en hauteur de neige comme en équivalent en eau) concernent principalement le front du glacier et une large portion de la langue, d'autres tendances ressortent.

On observe, par exemple, que le secteur du lac supra-glaciaire (théoriquement en d'accumulation) subit des pertes importantes. Ce phénomène, pourtant, n'est pas si surprenant, quand on sait que le lac joue le rôle de siphon, évacuant une grande quantité d'eau (et donc de neige) par des chenaux intra-glaciaires. Ce trait est caractéristique pour la saison 2010, mais déjà bien perceptible pour les saisons précédentes. Pour corroborer cette observation, on constate que la zone autour du point B26, là où sont localisés les exutoires du lac, subit dans une moindre mesure des pertes plus importantes en comparaison d'autres zones morphologiquement semblables. Cette zone d'accumulation théorique a paradoxalement un comportement de front de glacier. Le parcours (en septembre 2009 et 2010) de cette portion de l'Austre Lovénbreen en surface et dans le chenal intra-glaciaire nous a permis d'observer qu'un pan du glacier semble ici s'affaisser. Cette dynamique particulière est d'ailleurs bien visible sur les mesures nivologiques d'avril 2011 (Fig. 185).

Pour 2009, on peut s'étonner de l'accélération, entre le 27 mai et le 9 juin, de la fonte dans le cirque du Nobilefjellet. À cet endroit du glacier, la neige toujours très compacte rend les mesures difficiles et les valeurs obtenues sont donc à interpréter avec prudence. Après confrontation des données de terrain, il apparaîtrait que des différences de protocoles de mesure soient à l'origine des variations brutales observées.

À l'inverse, certains cirques conservent longtemps des équivalents en eau importants : c'est le cas de celui du Dolotoppen, de celui de l'Épaulement se poursuivant sous la crête du Welderyggen, et enfin le nord du cirque du Grønlietoppen. Si leur situation d'abri est pour beaucoup dans ce comportement, on constate également que les avalanches de la fin de saison ont participé à l'accumulation de neige et à sa forte densification qui ralentit sensiblement sa disparition.

3.2.3. La valeur de la mesure

Si les résultats des carottages montrent de grandes tendances, il convient néanmoins de nuancer les valeurs présentées. Ces réserves ne remettent pas en cause les observations, mais attestent la difficulté de mesurer, en règle générale. Dans la partie méthodologique de cette thèse, nos tests avaient conclu à une marge d'erreur de 5 % concernant les carottages. À l'usage, il semble qu'il faille plutôt augmenter cette valeur pour plusieurs raisons.

L'exemple des opérateurs illustre parfaitement cette idée. On observe des différences pendant la saison de carottages en 2009 qui coïncident avec les changements d'équipe. Si le carottage en lui-même demande une certaine « technique » (qui varie d'une personne à l'autre), les protocoles de mesures fondés en partie sur des aspects qualitatifs du manteau demande de l'attention. Cela nous amène directement au problème du type de neige. En effet, plus la cohésion du manteau s'altère, plus la mesure est rendue difficile par l'impossibilité à vider complètement le trou de carottage.

Enfin, si la mesure est simple en zone d'accumulation (le carottage s'effectue jusqu'à l'interface neige/glace), elle est autrement plus délicate en zone d'accumulation. Il faut effectivement tenir compte, d'une année sur l'autre, du névé d'accumulation, dont l'identification est souvent difficile.

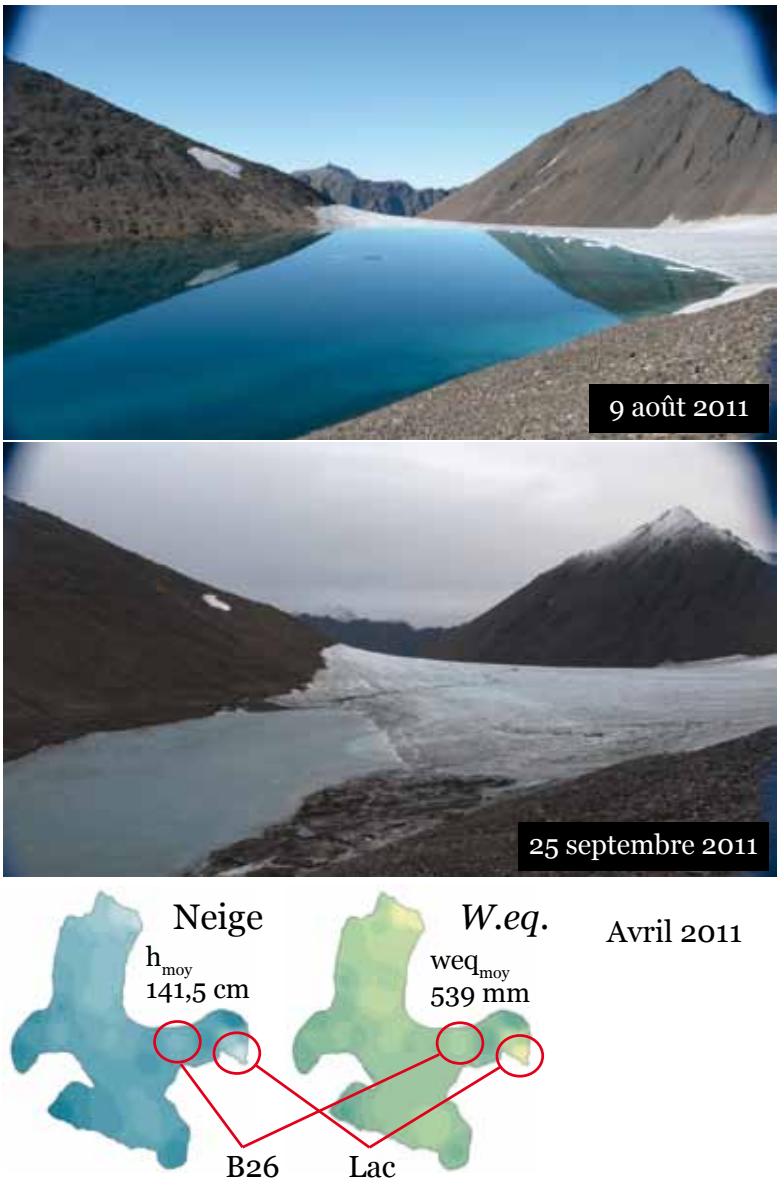


Figure 185 – Le lac supra-glaciaire et ses répercussions sur la fonte nivale. La vidange du lac s'effectue par un chenal dont l'exutoire est situé plus bas dans la pente au niveau du point B26. Les hauteurs de neige comme les équivalents-eau sont, à ces endroits, nettement moindres.

Suite aux interprétations différentes que les opérateurs ont eues en 2009, il a été convenu de nouvelles règles pour 2010. Pour systématiser le protocole de mesure en zone d'accumulation, il a été demandé aux divers opérateurs de ne pas creuser au-delà de l'épaisseur de neige attendue, laquelle était déduite des mesures aux balises effectuées en septembre 2009 (niveau de base) et en avril 2010 (hauteur de neige).

En fait, le risque d'erreur augmente plus on avance en saison, et plus on monte en altitude. Il convient d'en tenir compte dans l'analyse des résultats. L'utilisation du carottier est perfectible, surtout si, concernant le carottage, on établit des règles précises applicables et reproductibles par divers opérateurs.

3.3. La géomatique pour comprendre les dynamiques nivales

Toutes les informations issues des carottages ont été intégrées dans un SIG. Il nous a semblé important de chercher, par des méthodes géomatiques, s'il était possible de mettre en évidence des facteurs explicatifs des dynamiques nivales.

3.3.1. Évolution du manteau neigeux : l'influence des facteurs climatiques

• Calcul des pertes et représentation spatiale

Pour cette démonstration, nous avons raisonné sur le printemps 2010 pour laquelle on dispose des carottages les plus tardifs en saison. Entre le 30 avril et le 15 juin, la valeur d'équivalent en eau est passée de 691 mm à 577 mm, ce qui représente une perte de 17 % (114 mm en moyenne) ... si on ne tient pas compte de ce qui est tombé en neige entre les deux dates. La représentation spatiale de ces pertes n'affiche pas de tendances claires (Fig. 186).

Pour les mêmes dates, la hauteur moyenne de neige est passée de 167 cm à 141 cm, soit une perte de 15 % (26 cm en moyenne). En prenant en compte l'évolution spatiale de la diminution de la hauteur de neige, on constate, à l'inverse des équivalents en eau, une tendance spatiale selon laquelle la neige fond préférentiellement au niveau du front et de la langue du glacier. Cette observation semble logique si l'on considère le facteur altitudinal.

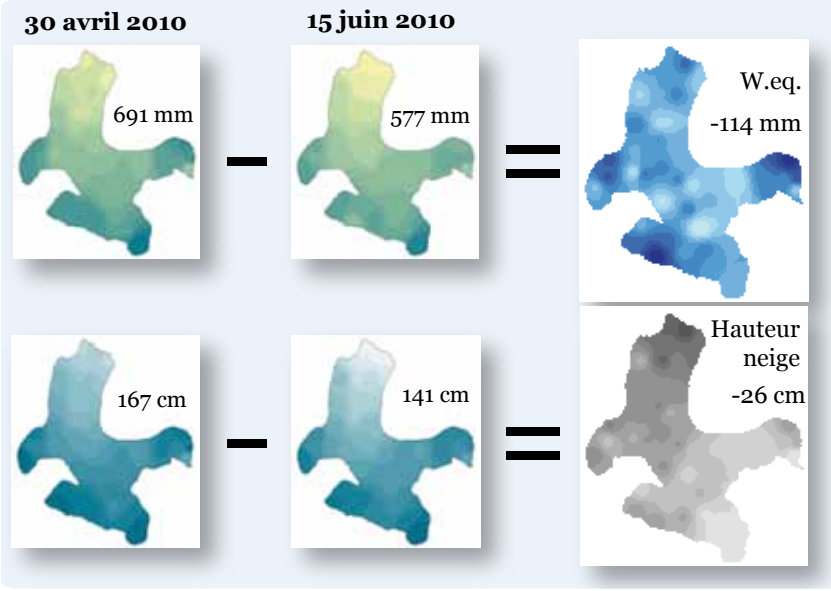


Figure 186 – Variation spatiale des équivalents en eau et des hauteurs de neige. Si on retrouve une tendance spatiale logique dans la variation des hauteurs de neige, les équivalents en eau ne donnent pas en revanche de tendances spatiales claires.

Les résultats de la disparition en hauteur de la neige nous ayant servi de base de comparaison, on conclut, pour les différences d'équivalents-eau, que le facteur altitudinal n'a pas une importance significative. Si le manteau neigeux est encore bien présent, les écoulements s'effectuent sans aucune organisation à l'interface glace/neige. La quantité d'eau que l'on retrouve à un point d'échantillonnage à un instant *t* peut donc être extrêmement variable. Ces écoulements anarchiques expliquent alors l'absence de tendances spatiales claires.

• Les températures de l'air ont-elles une influence ?

Pour la période allant du 30 avril au 15 juin 2010, l'état thermique moyen du glacier est de - 1,6°C. Sur cette période, on observe deux phases froides (du 30 avril

au 5 mai, et du 9 au 12 mai) et six journées chaudes (où le glacier est intégralement en positif). Les autres journées présentent des états thermiques dits mixtes, avec des zones du glacier en négatif et d'autres en positif.

En croisant l'état thermique du glacier (calculé pour chacune des périodes) avec les cartes de hauteur de neige et d'équivalent en eau, on constate deux tendances différentes (Fig. 187).

Entre l'état thermique et l'évolution des équivalents en eau, aucune corrélation ne ressort (R^2=0,05). L'augmentation des températures provoque de la fonte qui se traduit par la libération d'eau. Cette eau s'enfonce dans la colonne de neige par percolation et s'écoule vers l'aval, cela en tous les points affectés par la fonte. L'ensemble forme des écoulements diffus à travers et sous le manteau neigeux : l'eau, à cette période, est « partout ».

Entre la hauteur de neige et l'état thermique du glacier, on observe en revanche une très bonne corrélation (R^2=0,78). Logiquement, si la température augmente, ou du moins, se stabilise dans des valeurs positives, alors il y a fonte et donc diminution de l'épaisseur de neige.

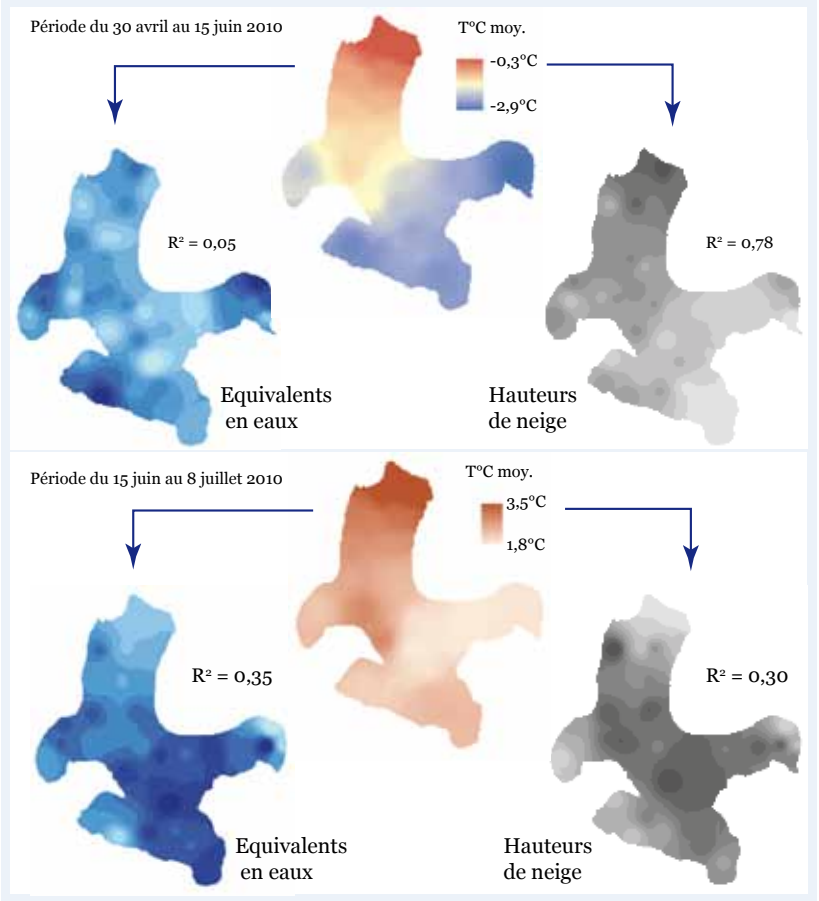


Figure 187 – La corrélation entre les températures de l'air et la fonte du manteau neigeux. Si le lien n'est pas évident à établir avec les hauteurs de neige, il l'est encore moins avec les équivalents en eau qui témoignent de l'omniprésence de l'eau en période de fonte.

À la lumière de ces résultats, qui concernent le début de la période de fonte, il nous a semblé pertinent de poursuivre l'analyse plus tard en saison. Si on considère cette fois la période du 15 juin au 8 juillet, il est possible de mettre en évidence d'autres tendances. L'état thermique moyen est cette fois intégralement positif sur le glacier (2,54°C). À cette période, les pertes sont au moins deux fois supérieures à celles observées précédemment. En passant de 577 mm à 337 mm, on constate en effet une perte en équivalent eau de 42 %. On retrouve également cette valeur dans les hauteurs de neige, en passant de 141 cm en moyenne le 15 juin, à 82 cm le 8 juillet. Pour les équivalents en eau (R^2=0,35) comme pour les hauteurs de neige (R^2=0,30), la corrélation avec les températures est très faible. La fonte, une fois installée par la succession d'états thermiques positifs, semble s'opérer de façon complètement hétérogène. Le regel ne s'effectue quasiment plus, et l'eau circule partout sans organisation ni hierarchisation des écoulements.

- ***Quid* des précipitations ?**

Pour juger de l'impact des précipitations, à la fois comme apport (neige) et comme destruction (pluie), nous n'avons pas pu, dans le cadre de ce travail croiser les informations spatialisées des différentes lames de précipitations. Le gradient altitudinal et la discrimination neige/pluie par le positionnement de l'isotherme 0°C permettrait de produire des cartes des précipitations reçues en chaque point du glacier (quantité et type) pour chaque épisode.

Une mise en relation des précipitations et de la fonte montrerait sans doute bien l'effet extrêmement destructeur des pluies, apportant de l'eau aux colonnes de neige et véhiculant des calories accélérant la fonte du manteau.

Malgré l'absence de croisement systématique des données de précipitation et de la fonte, nous avons pu observer et mesurer l'impact des précipitations liquides lors d'épisodes climatiques particuliers, survenus en automne, et qui seront développés dans le dernier chapitre.

3.3.2. Élaboration d'un gradient altitudinal des précipitations solides reçues

La difficulté d'établir un gradient des précipitations tombées a été montrée au chapitre VIII. À défaut, il convient de se pencher sur les précipitations reçues pour tenter d'évaluer un gradient, forcément faussé par le transport de la neige par le vent.

Pour approcher au mieux cette question, on a raisonné sur les équivalents en eau du manteau à la sortie de l'hiver, considérant qu'il reflétait, mieux que les hauteurs, les quantités précipitées, puisqu'il intègre la neige et la pluie. En effet, on peut considérer qu'en fin d'hiver, la fonte n'ayant pas commencé et les températures étant très basses, si précipitations liquides il y a eu, elles ont percolé mais n'ont pas atteint la base du manteau.

La figure 188 présente, pour les trois années considérées, les graphes obtenus à partir de l'échantillonnage d'un transect axial de l'Austre Lovénbreen issu de la carte des valeurs d'équivalents en eau, interpolées pour la première session de carottages de chaque année. De cet échantillonnage axial a été tiré une courbe de tendance polynomiale, afin de faire ressortir d'éventuelles cassures dans la répartition des équivalents-eau en fonction de l'altitude. Si les gradients globaux ne correspondent pas d'une année sur l'autre (21, 13 et 29 %), on constate en revanche que la tendance au « tassement » de ces derniers se répète, pour chaque année, entre 400 et 500 m d'altitude.

La différence observée entre les gradients (du simple au double entre 2009 et 2010) s'explique principalement par la répartition spatiale du manteau neigeux. En effet, le fait d'échantillonner sur un seul transect limite le nombre de points pour le calcul, et ne tient pas compte de la variabilité spatiale. Même en considérant l'ensemble des points du glacier (soit une grille de 45 000 points), les gradients sont globalement plus proches entre eux, d'une année à l'autre, mais la dispersion est en revanche beaucoup plus grande. On touche là aux limites de la représentation : ce qui semble évident sur le terrain (ici,

l'accroissement régulier des quantités reçues en fonction de l'altitude), l'est déjà beaucoup moins sur un graphique issu d'une interpolation.

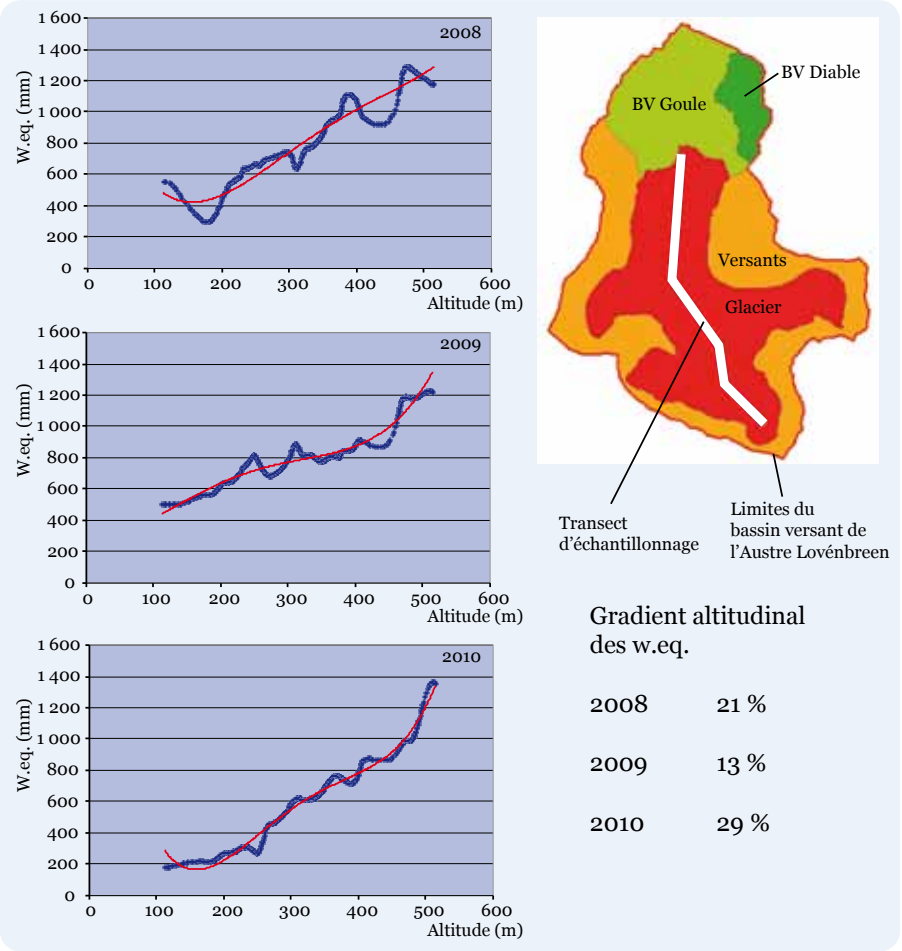


Figure 188 – Le gradient altitudinal de la neige reçue (exprimée en équivalents-eau). Les courbes annuelles polynomiales de tendance permettent de mettre en évidence le tassement entre 400 et 500 m d'altitude.

3.4. Évolution saisonnière interne du manteau neigeux : approche par les densités

Si les carottages renseignent sur la densité moyenne des colonnes de neige prélevées, ils n'apportent qu'une valeur globale de l'évolution de celle-ci (la hauteur en relation avec la masse globale donne la densité de la colonne de neige).

3.4.1. Principes méthodologiques

Lors de chaque tournée de carottage, en chaque profil nivologique réalisé sur huit points du glacier, des prélèvements de neige ont été effectués. Quelle que soit la hauteur du profil, cinq échantillons ont été pris, sous forme de petites fioles de 40 cc enfoncées à la force du pouce dans la neige de la paroi rafraîchie du profil. Le cas échéant, si de la neige mouillée était présente à l'interface neige-glace, une sixième fiole était prélevée.

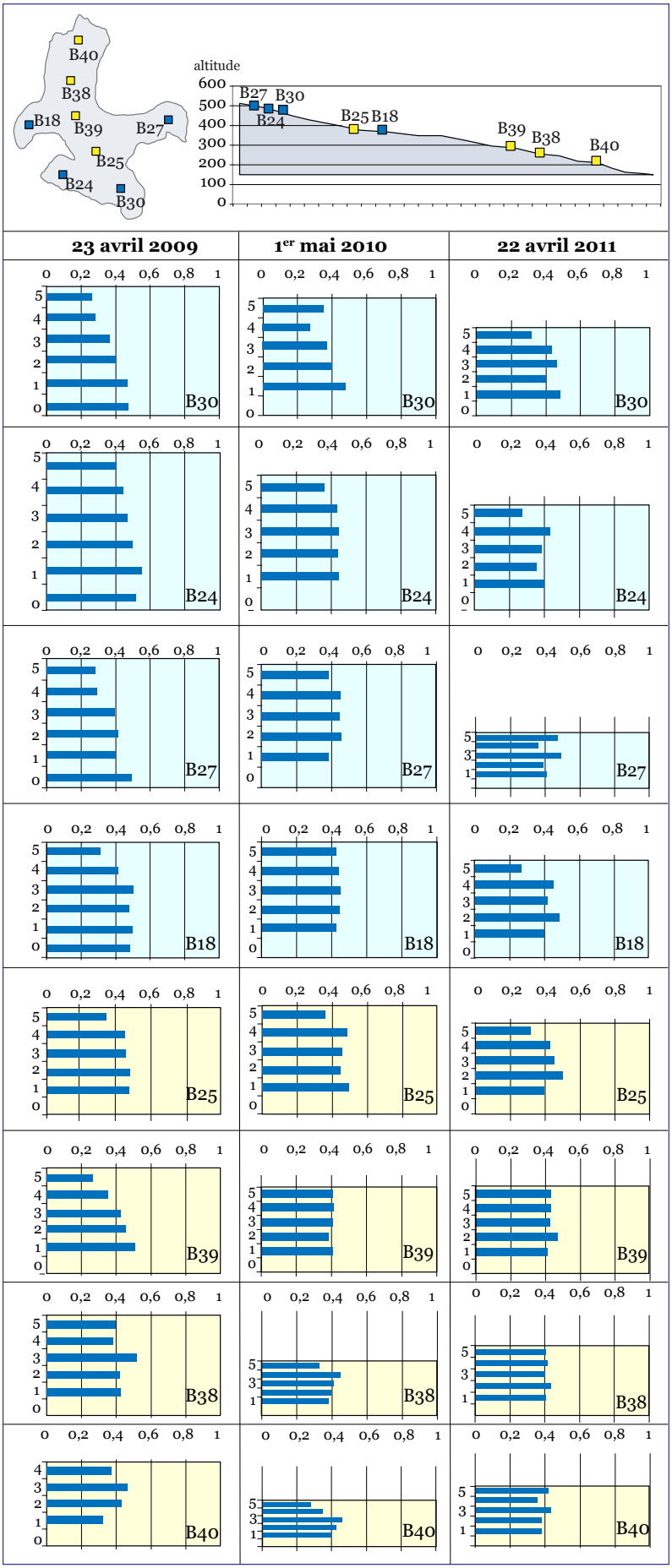


Figure 189 – Comparaison interannuelle des densités du manteau neigeux (2009, 2010 et 2011). Les cirques (fond bleu) et l'axe central (fond jaune) présentent chaque année des densités faibles (autour de 0,4) à la fin de l'hiver. Les graphes individuels sont proportionnels en hauteur à l'épaisseur de neige du profil échantillonné.

Au total, ont été menées six séries d'échantillonnages en 2009 (23 avril, 8 mai, 11 juin, 24 juin, 2 juillet et 14 juillet) et cinq en 2010 (1er mai, 16 juin, 22 juin, 29 juin, 10 juillet). À titre de comparaison, nous ajouterons la dernière campagne d'avril 2011.

3.4.2. Comparaison interannuelle des profils nivologiques : du qualitatif au quantitatif

La figure 189 montre l'état du manteau neigeux à la fin de l'hiver pour trois années (2009, 2010, 2011). Chaque petit profil est proportionnel en hauteur à l'épaisseur de neige au moment du prélèvement.

Sur les figures, nous avons distingué par le fond de couleur les cirques (bleu) du reste du glacier (jaune). Les figures montrent à la fois la hauteur du profil et les densités mesurées aux cinq (ou six) profondeurs de haut en bas (5 correspondant à la surface, 1 ou 0 à l'interface neige-glace).

En toute fin d'hiver, les profils de densité sont très ressemblants sur l'ensemble du glacier, avec des neiges légères (moyenne 0,4) à toutes profondeurs. Les cirques les plus hauts montrent les neiges les moins denses en particulier dans les couches les plus proches de la surface. La variation interannuelle est faible ce qui a déjà été noté dans l'étude qualitative des profils nivologiques.

L'année 2011, marquée par un déficit notable de neige, affiche un manteau en tout point un peu plus dense. Cependant, comme les autres années, aucune présence d'eau n'est notée à l'interface neige-glace, y compris pour les points les plus bas en altitude (B39, B38, B40).

Pour l'année 2009, nous avons essayé de figurer l'évolution des densités et de l'épaisseur du manteau. Ce qui est très perceptible sur le terrain n'est pas simple à rendre par l'image (Fig. 190). La présentation synoptique que nous avons choisie de l'ensemble des échantillonnages permet de suivre de gauche à droite l'évolution sur l'ensemble du glacier pour une même journée. Sur une même ligne, les profils ont été représentés en fonction de l'altitude. Le cirque de l'Épaulement (point B24) a été isolé car il présente de loin les hauteurs les plus importantes et un comportement atypique par rapport au reste du glacier : la neige évolue très peu en densité tout au long de la saison. La lecture de haut en bas de la figure montre l'évolution temporelle.

Si on suit l'évolution depuis les cirques les plus hauts jusqu'au front du glacier, outre l'amincissement des hauteurs de neige, on note peu d'évolution dans le manteau jusque mi-juin. Tout au plus voit-on quelques couches se densifier dans certains profils. En revanche, l'échantillonnage du 24 juin montre un total changement dans les profils. Partout on perçoit une augmentation globale des densités mais surtout l'apparition, dans le bas des profils, de neige très dense car très mouillée.

Le cirque de l'Épaulement (B24) fait exception à cette règle ; on note cependant sur ce profil un accroissement des densités des couches intermédiaires attestant la migration d'eau vers le bas, même si celle-ci est freinée par la température très basse de la neige.

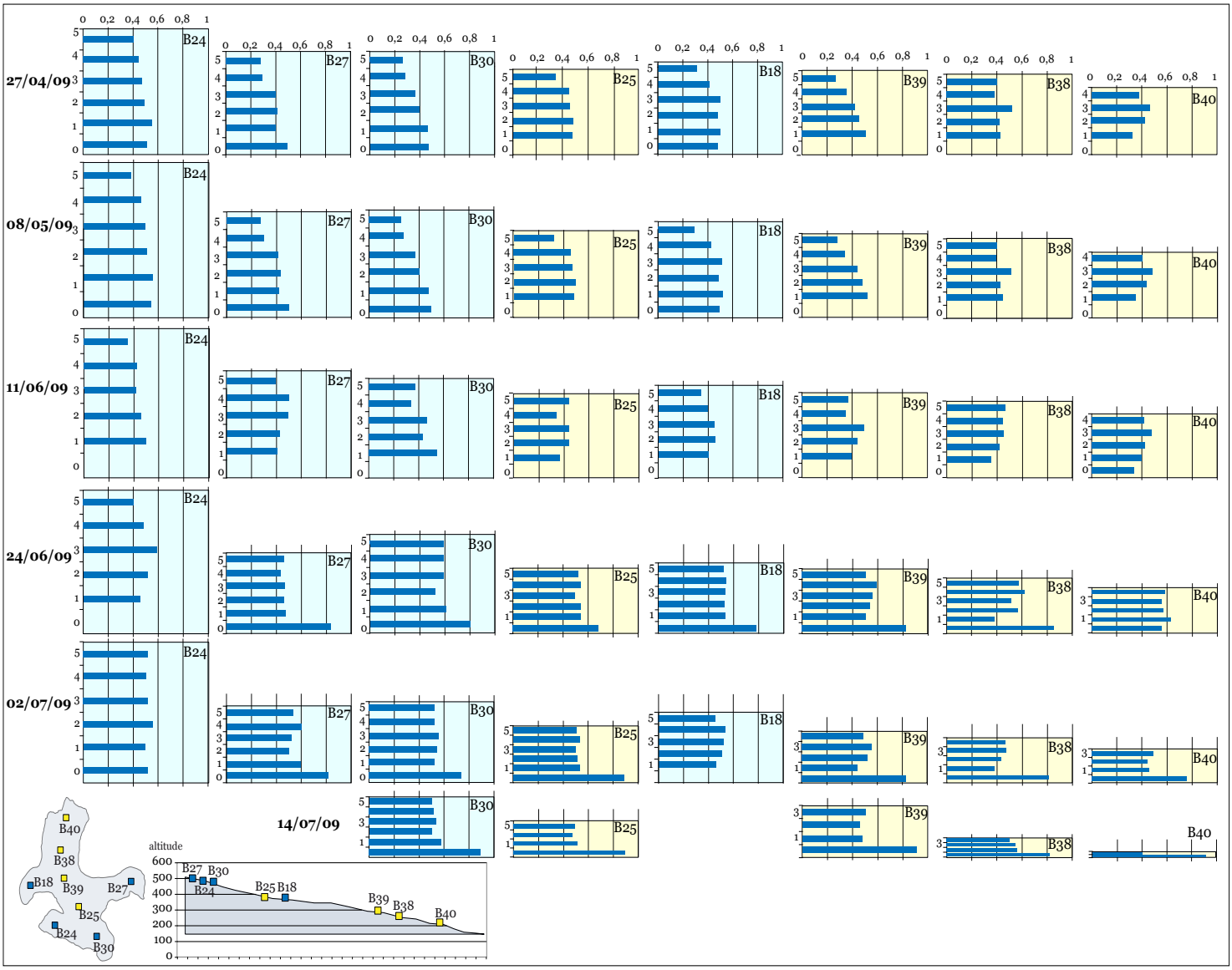


Figure 190 – Évolution saisonnière des densités de la neige en huit points du glacier en 2009. Les hauteurs des petits graphes sont proportionnelles à l'épaisseur de neige du profil au moment du prélèvement. Les cirques (fond bleu) ont un comportement un peu différent de la partie plus basse du glacier (fond jaune). L'évolution des densités et l'apparition de couches de neige très mouillée à l'interface neige-glace n'intervient que brutalement à la mi-juin.

Ce phénomène serait intéressant à suivre dans le détail, car en plus de l'eau interstitielle provenant de la fonte de la colonne de neige sur place, on trouve preuve, par l'évolution des densités, de la migration par gravité de l'eau de fonte des parties les plus hautes vers les plus basses. C'est en cela que les carottages effectués en période de fonte attestent l'amincissement du manteau au front par exemple mais peuvent donner des valeurs en équivalent-eau supérieure au carottage précédent (dans le temps), simplement parce que la disparition de la neige sur place est largement compensée par l'apport à travers le manteau de l'eau de fonte des zones supérieures.

Des mesures isotopiques ont été réalisées sur les échantillons prélevés pour l'étude des densités. Leur analyse confirmerait la migration de l'eau de fonte mais n'a pas pu être intégrée à ce travail faute de temps, de même que la comparaison

d'évolution saisonnière des densités pour l'année 2010.

Que ce soit par les profils, les carottages ou le suivi des densités, les mesures entreprises pour quantifier les évolutions du manteau neigeux montrent toutes une dynamique de fonte, et donc de changement du manteau, à partir de début mai. L'aspect de surface n'est en cela pas révélateur, il faut attendre un tassement certain du manteau sur lui-même pour percevoir des modifications à sa surface. La percolation de l'eau de fonte et sa circulation sont engagées depuis longtemps quand le manteau affiche, de façon très brutale, un changement d'aspect superficiel : le manteau semble soudain avoir été essoré comme une éponge ; sa surface parfaitement lisse est subitement criblée de ridules d'une vingtaine de centimètres de large (Fig. 191). Ce brusque changement s'observe plutôt fin juin ou début juillet, alors que la fonte est active depuis déjà un mois.

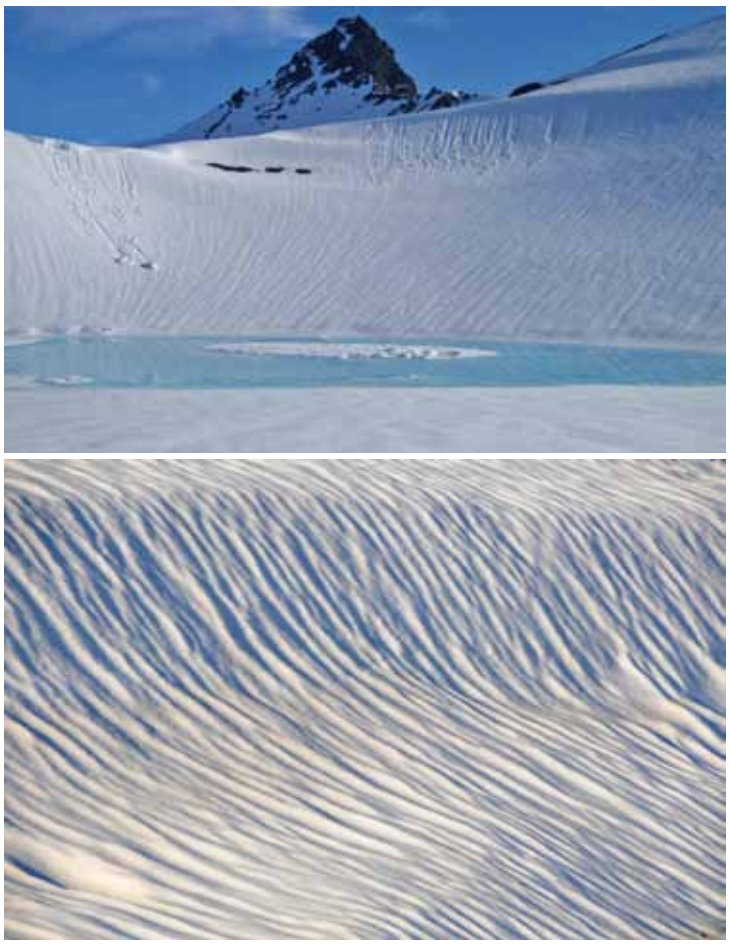


Figure 191 – Les aspects en surface du manteau neigeux donnent les indices de la fonte et permettent de confronter les observations de terrain avec les mesures effectuées. Le manteau neigeux est sur cet exemple comme essoré et criblé de ridules d'une vingtaine de centimètres de large. On observe ainsi une bonne corrélation entre le changement d'état de surface et la diminution des équivalents en eau (photo : sur l'Austre Lovénbreen, fin juin 2009).

3.5. Fonte et données climatiques : reconstitution de l'équation hydrologique

Pour tenter de comprendre la contribution du manteau neigeux et du glacier aux écoulements, il est nécessaire de raisonner en terme de valeurs globales. Cette partie est donc l'occasion de confronter les lames de fonte potentielle et réelles, les précipitations reçues (solides et liquides) et les lames écoulées aux exutoires du bassin de l'Austre Lovénbreen .

Pour les trois années considérées, on a représenté avec des échelles identiques les lames potentielles de fonte , les lames d'eau écoulées et les précipitations reçues par le bassin. La figure 192 présente les trois années pour permettre la comparaison.

La parfaite corrélation entre les états thermiques et les lames potentielles est logique, puisque les lames de fontes sont dérivées des données de températures du bassin.

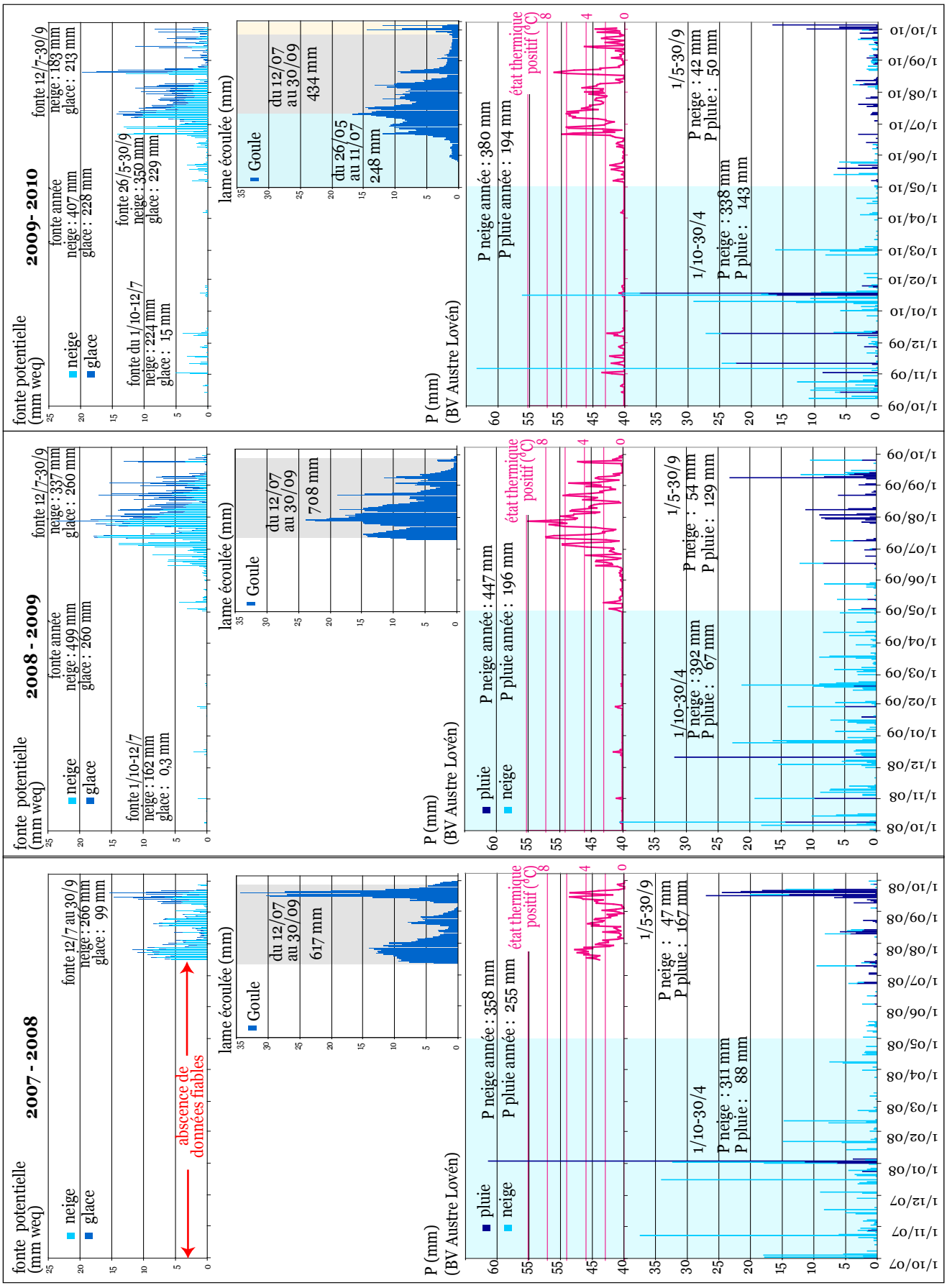


Figure 192 – Confrontation des lames potentielles et réelles, mises en regard avec les paramètres météorologiques. Une vision globale montre une bonne concordance des données, que la vision détaillée relativise.

Même à cette échelle de lecture, on est frappé par l'extrême similitude entre les lames potentielles de fonte et les lames écoulées. Les débits aux émissaires semblent calqués sur l'état thermique du glacier : ils réagissent immédiatement à la moindre variation de température. Le passage d'un état thermique positif à un état négatif se traduit par un arrêt quasi simultané des écoulements.

Si on confronte, à présent, les lames écoulées avec les précipitations sur le bassin, on constate que la pluie est un élément perturbateur de la corrélation état thermique / débits. En effet, les lames précipitées sur le bassin entraînent une augmentation quasi simultanée des débits.

À cette échelle d'analyse (lames au pas journalier), il n'est pas possible de mettre en évidence des effets de retard entre lame précipitée et lame écoulée, ce qui, du reste, revient aux hydrologues.

S'il apparaît que les températures sont l'élément modérateur, les précipitations liquides apportent les pulsions au régime hydrologique qu'il appartiendra aux hydrologues de décrypter.

Il nous revient, en revanche, de tester la pertinence des lames confrontées. La représentation à la même échelle des différentes lames soulève d'emblée la question de la vraisemblance des lames potentielles. Si elles reproduisent rigoureusement les états thermiques que suivent fidèlement les débits, leur amplitude semble disproportionnée, puisqu'elles n'autorisent aucun apport complémentaire (précipitation, écoulement exogène au glacier, fonte due à l'effet caloporteur de la pluie).

En l'état, déduites de coefficients de fonte issus de la littérature (k = 5 pour la neige et 7 pour la glace), les lames potentielles de fonte de neige donnent respectivement, ramenées à la surface du BV, 499 et 406 mm, pour 2009 et 2010. Les carottages donnent pour ces deux années des valeurs maximales d'équivalent-eau du manteau neigeux de 364 et 309 mm (rapportés à la surface du BV). Même si l'intégralité du manteau disparaissait, on se trouverait avec des lames de fonte réelles inférieures d'au moins un tiers aux lames potentielles.

Ce n'est qu'au regard des bilans de masse évoqués au prochain chapitre que l'on pourra affiner cette question, puisque les lames écoulées intègrent la fonte de la neige mais aussi celle de la glace. Nous pourrons alors proposer un coefficient de fonte plus adapté.

Conclusion

Si le lien entre les dynamiques nivales et les conditions climatiques était quelque chose de connu, le poids de chaque terme est en revanche encore beaucoup discuté (Moholdt *et al.*, 2010). Les corrélations entre la température de l'air et les dynamiques du manteau neigeux ne sont finalement pas aussi évidentes qu'on aurait pu l'imaginer. Les interactions sont en effet très dépendantes de la saison prise en considération. Le passage de l'état thermique du glacier à des valeurs durablement positives correspond au déclenchement de la saison de fonte (début mai), et fait de l'état thermique un élément constant et modérateur des écoulements. En revanche, les précipitations constituent le paramètre perturbateur, tant dans la variabilité interannuelle des montants précipités en hiver comme en été, que dans leur irrégularité. Le manteau neigeux constitué en hiver peut être très amoindri par un seul épisode de pluie hivernale. En été, le rôle de la neige est moindre en comparaison de celui de la pluie qui peut bouleverser, de façon très brutale, les écoulements.

Au terme de ce chapitre, dont l'apport a été de fournir des lames d'eau potentielles et réelles aux hydrologues, nous avons également pu constater que le modèle de fusion pouvait poser problème. Plus précisément, les valeurs utilisées pour le coefficient k ont tendance à surestimer les lames de fonte. Le réseau très dense de carottages effectués sur l'Austre Lovénbreen a permis une estimation très fine des lames réelles d'équivalent-eau de la neige qui sont apparues comme plus fidèles à la réalité.

Les bilans de masse, qui seront abordés au chapitre suivant, permettront d'affiner les marges d'erreur des différentes lames puisqu'ils en sont, théoriquement, la résultante.

CHAPITRE XI

Les bilans de masse : une réponse de l'hydrosystème glaciaire aux sollicitations climatiques

« L'hydrologie polaire n'a perdu que depuis peu l'attrait du nouveau, mais elle garde en beaucoup de détails celui du mystère »

M. Pardé

Influence de la perméabilité sur le régime des rivières, 1965

Le panache de sédiments des exutoires du Pedersenbreen, le voisin de l'Austre Lovénbreen pendant la crue de l'automne 2008 (photo : Christian Morel,* Our Polar Heritage*)

Introduction

Comme cela a été mis en évidence dans les deux chapitres précédents, les précipitations, ont un rôle capital sur les processus hydrologiques et glaciologiques.

Les facteurs climatiques, hydrologiques et nivo-glaciologiques conditionnent les bilans de masse de l'Austre Lovénbreen. Les trois bilans que nous avons pu mesurer sont donc, en conséquence, représentatifs de ces conditions. Ils représentent localement une sorte d'empreinte du climat. En opérant un changement d'échelle temporelle pour comprendre que des phénomènes ponctuels ont des répercussions majeures, on constate que la mesure du bilan de masse est fragile et qu'elle peut être remise en cause à tout moment par un événement climatique particulier.

Dans cet ultime chapitre, nous détaillerons les bilans de masse de l'Austre Lovénbreen, en les mettant en relation avec les dynamiques nivologiques qui l'alimentent.

Ces divers constats corroborent ce qui avait été pressenti dès le début de ce travail : la soudaineté et la violence de certains phénomènes météorologiques qui peuvent survenir au Spitsberg. L'exemple des crues de 2008 et de 2010, que nous avons pu observer, constitue autant une illustration qu'une synthèse de ce qui a été évoqué jusque là. Ces événements invitent aussi à beaucoup de prudence dans l'interprétation des données. Nous achèverons ainsi cette thèse par la présentation de dix jours pendant lesquels le bilan de l'Austre Lovénbreen a complètement basculé. Dix jours dont nous n'aurions rien pu observer si nous n'avions pas été sur le terrain.

1. TROIS SAISONS DE BILAN DE MASSE SUR L'AUSTRE LOVÉNBREEN

Les bilans de masse de l'Austre Lovénbreen, mesurés pendant les trois années de ce travail, sont la conséquence des dynamiques décrites dans les chapitres précédents. Le bilan de masse d'un glacier étant la résultante de l'accumulation et de l'ablation, il est le reflet des conditions nivologiques et météorologiques de la période sur laquelle il est mesuré. Les bilans peuvent être réalisés chaque année à la fin de la période d'ablation (dans notre cas, fin septembre) ; ils peuvent aussi refléter plusieurs années d'observation. Nous aborderons le bilan de masse de l'Austre Lovénbreen dans la globalité des trois années de suivi puis tenterons de décrypter, par comparaison interannuelle, les interactions, pour le moins complexes, des différents paramètres régissant l'ablation et l'accumulation.

1.1. Bilan de masse 2007-2010 : parité spatiale, mais pas globale

Réalisé à la fin de la période de fonte, le bilan de masse indique la perte (en glace) ou le gain (en neige) du glacier : c'est le bilan net qui résulte de l'accumulation annuelle (mesurée au printemps par les carottages de neige) et de l'ablation

globale qui a affecté le manteau neigeux et la glace vive. Le bilan net est mesuré sur des balises en 36 points du glacier ; les valeurs sont ensuite interpolées à l'ensemble de la surface pour donner une représentation spatiale du bilan (Chap. V). On peut l'exprimer par une perte ou un gain en hauteur réelle (ce que donne la mesure à la balise), et donner des valeurs moyennes correspondant à l'ensemble du glacier ou à des zones particulière de celui-ci. Le bilan (hauteur par surface) exprime en fait un volume gagné ou perdu par le glacier , volume que l'on peut rapporter à la surface du glacier ou à la celle du bassin , ce qui s'exprime par des lames d'équivalent eau (weq) données en mm.

Le bilan de masse cumulé de l'Austre Lovénbreen de 2007 à 2010 est représenté sur la figure 193. Sur cette synthèse, on observe d'abord une parité spatiale remarquable entre la surface du glacier en accumulation (2,38 km²) et celle en ablation (2,17 km²). La ligne d'équilibre pour ces trois années cumulées se situe à 375 m d'altitude en moyenne.

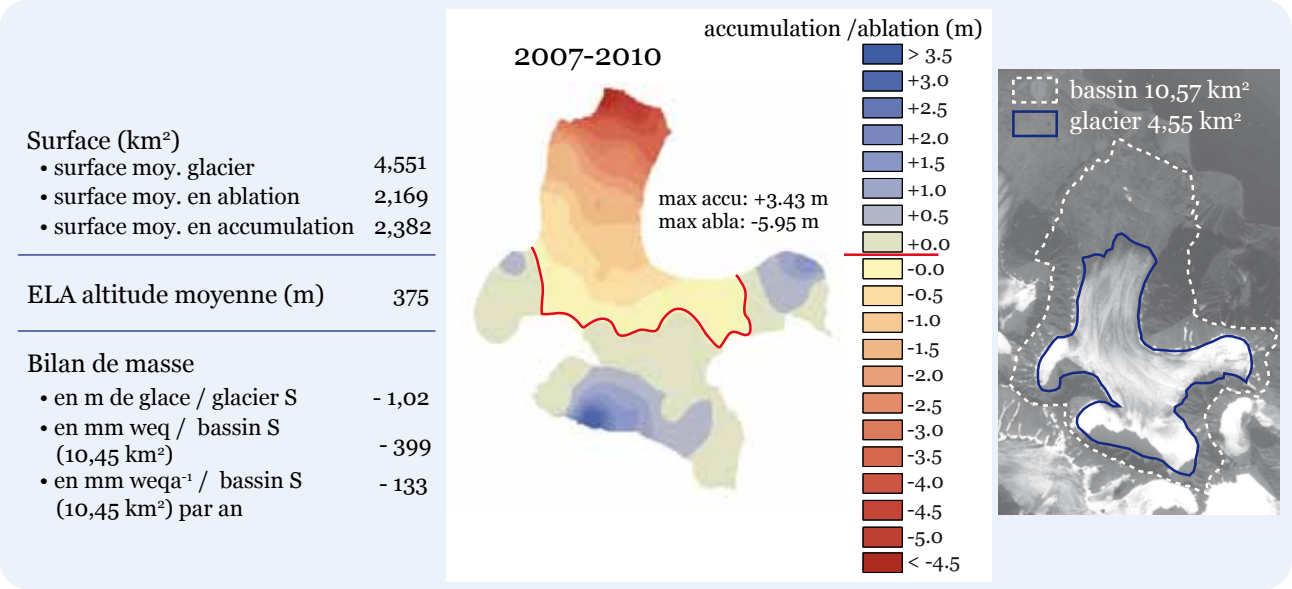


Figure 193 – Bilan de masse cumulé 2007-2010. Si on observe une répartition spatiale presque égale entre l'accumulation et l'ablation, le bilan intrinsèque est lui clairement négatif.

Si l'ablation concerne un peu moins de la moitié de la surface du glacier, elle est, en revanche, extrêmement forte. À l'inverse, l'accumulation qui affecte principalement les quatre cirques est plutôt faible, et ne parvient donc pas à compenser l'ablation. Cette situation va inévitablement se répercuter sur le bilan net. Au front du glacier, l'ablation record mesurée est de - 5,95 m pour trois ans. Les accumulations les plus significatives sont localisées assez haut en altitude où le record sur cette période est de + 3,43 m. Notons qu'une partie de cette accumulation est alimentée par les avalanches (Chap. IX).

Étant donnée cette différence d'amplitude entre l'ablation (près de 6 m) et l'accumulation (3,50 m), le bilan de masse est nettement négatif, malgré la situation de quasi égalité spatiale. La perte globale est de - 1,02 m de glace en trois ans, soit 918 mm d'équivalent-eau rapporté à la surface du glacier (4,55 km²) et une lame

de 399 mm.*weq* par rapport au bassin versant (10,57 km²). Ce déficit sur trois ans exprime une perte moyenne annuelle en hauteur de 34 cm (133 mm.*weq* BV).

Spatialement, on observe aussi une dissymétrie marquée de l'ablation, qui remonte sensiblement plus en altitude sur la rive droite de la langue glaciaire. Cette particularité est bien visible dans le paysage : la taille et le nombre de bédières à cet endroit attestent l'importance des écoulements importants et donc de l'ablation dont ils sont le reflet. La dissymétrie remarquée dans le manteau neigeux en fin d'hiver se retrouve quand le glacier est découvert : le lien de cause à effet est difficile à établir, la dissymétrie favorise l'écoulement qui lui-même accentue la dissymétrie !

Pour les zones d'altitude, les quatre cirques de l'Austre Lovénbreen contribuent de façon très inégale à l'accumulation. Le cirque du Nobile, qui par les carottages de neige est apparu comme le château d'eau du glacier, ne ressort pas spécialement ici comme le principal pourvoyeur en glace. Les cirques du Grønlietoppen et de l'Épaulement sont en revanche les zones où l'on mesure la plus forte accumulation. Pour le premier, cette situation est assez paradoxale, puisque sa configuration (le cirque le moins cloisonné) et son exposition générale (sud-ouest) en font le cirque théoriquement le plus soumis à la fonte. Enfin, le cirque du Dolotoppen, sensiblement plus bas en altitude, participe très peu à l'accumulation, bien qu'il soit le plus alimenté des quatre par les avalanches, et sans doute le moins ensoleillé.

On observe enfin l'existence, à la confluence des cirques, d'une zone d'environ 1 km², où accumulation et ablation sont très proches. Au-delà de la confluence, l'accumulation augmente très faiblement vers l'amont, alors qu'à l'aval, les valeurs d'ablation deviennent tout de suite très fortes, expliquant le différentiel ainsi observé entre les deux zones (accumulation et ablation) et donc le bilan net négatif.

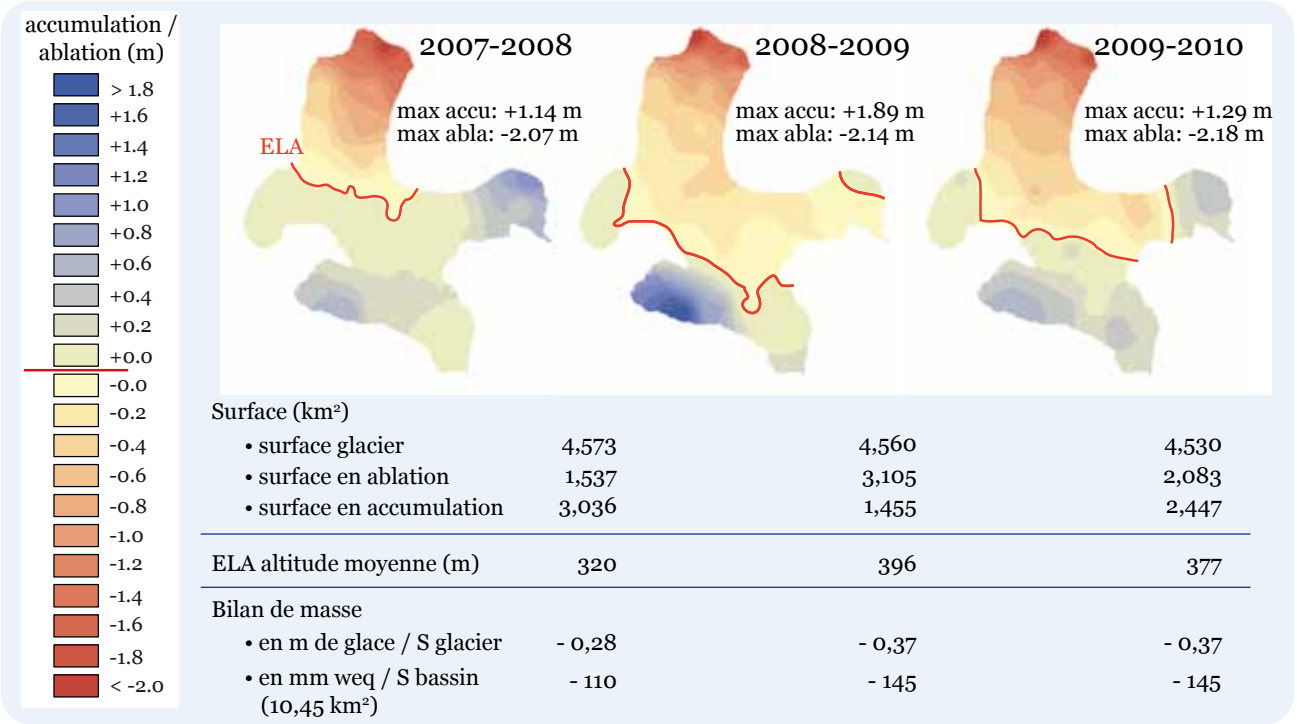
Pour ces trois années, l'Austre Lovénbreen présente donc un bilan de masse globalement négatif, suivant en cela la tendance observée sur d'autres glaciers similaires dont le Midtre Lovénbreen, son voisin (Hagen *et al.*, 2003b ; Nuth *et al.*, 2010). La période d'observation est en revanche trop courte pour estimer si l'on est ou non en phase d'accélération de l'ablation (comme l'évoque l'évolution sur 40 ans de l'Austre Lovénbreen du chapitre IV).

1.2. Dans le détail annuel : des années contrastées

La figure 194 reprend les trois bilans de masse annuels nets établis pour les saisons hydrologiques 2007-2008, 2008-2009 et 2009-2010 (1 octobre-30 septembre).

Ces trois années prises en compte sont très contrastées, tant spatialement qu'en terme de bilan global. Si en 2007-2008, 66 % de la surface du glacier était en accumulation, ces chiffres étaient inversés en 2008-2009 alors qu'on approchait la parité en 2009-2010 (53 % de la surface du glacier en accumulation). Pour autant, les trois saisons présentent des bilans de masse négatifs, avec une ligne d'équilibre repoussée à près de 400 m d'altitude pour les deux dernières années

L'année 2007-2008 présente un bilan de masse négatif de - 0,28 m de glace, cor-



Surface (km²)			
• surface glacier	4,573	4,560	4,530
• surface en ablation	1,537	3,105	2,083
• surface en accumulation	3,036	1,455	2,447
ELA altitude moyenne (m)	320	396	377
Bilan de masse			
• en m de glace / S glacier	- 0,28	- 0,37	- 0,37
• en mm weq / S bassin (10,45 km²)	- 110	- 145	- 145

Figure 194 – Bilans de masse annuels de l'Austre Lovénbreen. Les résultats sont issus des mesures aux 36 balises à glace. L'asymétrie du glacier est particulièrement marquée sur la zone d'ablation.

respondant à - 110 mm.weq (rapporté à la surface du bassin). Pour 2008-2009 et 2009-2010, les bilans de masse sont identiques avec - 0,37 m de glace, ce qui correspond à - 145 mm.weq. Pour les deux dernières saisons, si le bilan de masse est équivalent, les dynamiques spatiales sont en revanche bien différentes. La très forte accumulation répartie sur pratiquement un seul cirque (celui de l'Épaulement) en 2008-2009, s'oppose à une accumulation beaucoup moins marquée, mais répartie sur plus de 50 % du glacier en 2009-2010.

Les deux années aux résultats similaires, dont on sait qu'elles étaient différentes sur le plan de l'enneigement, vont permettre de tenter de corréler les bilans nets avec ceux de l'accumulation à savoir les manteaux neigeux.

2. QUEL LIEN ENTRE BILAN DE MASSE ET MANTEAU NEIGEUX ?

Par définition, le manteau neigeux détermine l'accumulation du glacier. Nous nous sommes donc plus spécifiquement intéressé à la façon dont les dynamiques nivologiques se corrèlent avec les bilans de masse nets de l'Austre Lovénbreen.

2.1. Corrélation entre bilans de masse et neige d'avril

Afin de déterminer l'importance du lien entre le manteau neigeux et le bilan de masse glaciaire, nous avons voulu croiser, pour les trois années considé-

rées, les valeurs d'accumulation et d'ablation (bilan de masse net interpolé sur la surface de l'Austre Lovénbreen), avec les mesures nivologiques effectuées à différentes périodes.

L'idée de cette comparaison du lien neige / bilan de masse suppose de prendre en considération le manteau neigeux avant qu'il ne soit trop soumis à la fonte. De plus, pour que les valeurs soient comparables entre elles, nous avons raisonné sur les mesures effectuées en avril (pour les trois années 2008, 2009 et 2010). À défaut d'avoir eu la certitude de mesurer la neige au maximum de son accumulation, le chapitre précédent a montré que ces campagnes ont été menées avant le début de la fonte. Nous avons par ailleurs utilisé les équivalents-eau, qui nous semblent les plus représentatifs de ce que le manteau neigeux a pu accumuler pendant la saison hivernale (précipitations solides et liquides restées en son sein). Les hauteurs de neige ne paraissent pas être un bon critère de comparaison, trop dépendant des conditions météorologiques (vent) et de son évolution qualitative (tassement sous son propre poids).

De façon générale, et comme on pouvait logiquement s'y attendre, les résultats du rapport bilan de masse/couverture neigeuse montrent une bonne corrélation générale entre eux pour les trois saisons (Fig. 195). Les corrélations sont établies à 0,81 pour 2008, 0,84 pour 2009 et 0,85 pour 2010. L'augmentation d'année en année peut s'expliquer par les progrès « techniques » pendant les campagnes de

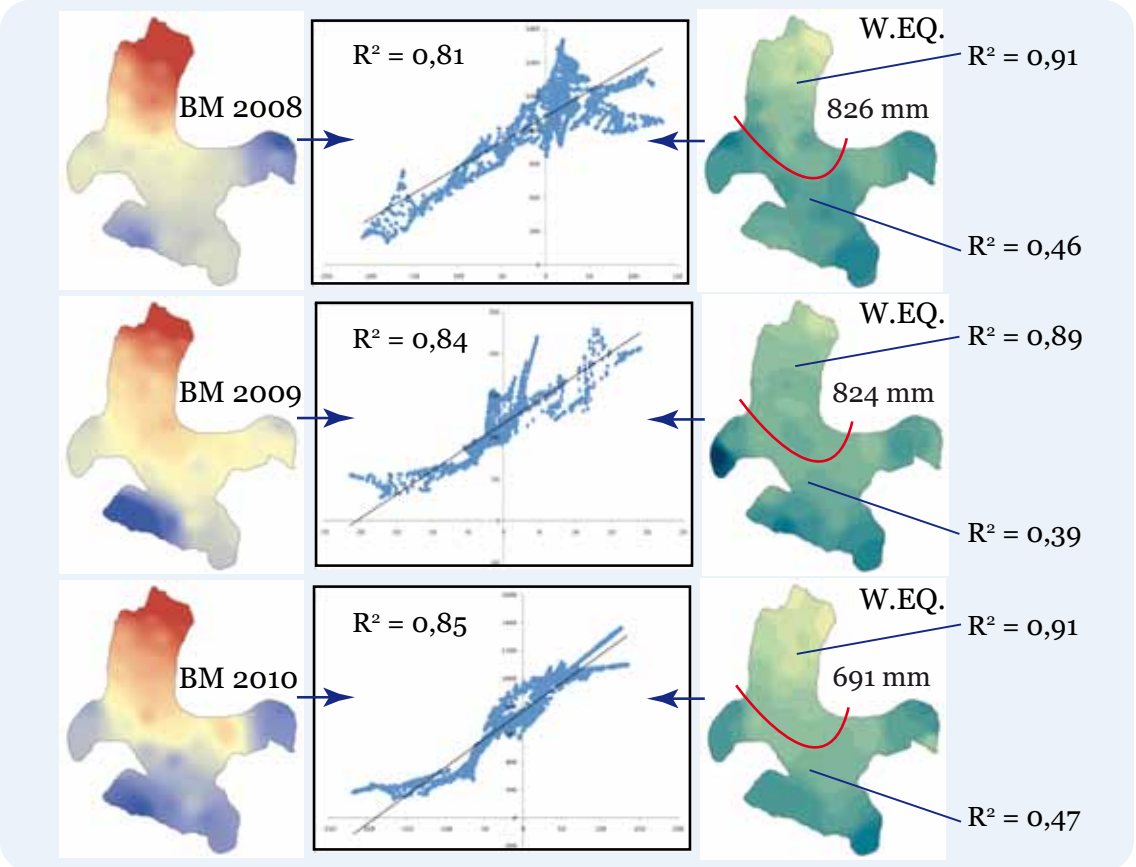


Figure 195 – Croisement des équivalents-eau du manteau neigeux avant la fonte et des bilans de masse.

carottages que nous avons évoqués dans le chapitre précédent. De plus, le réajustement du réseau de balises (ajout de balises en zone d'accumulation) a probablement favorisé une amélioration de la corrélation, avec la meilleure couverture de zones dont on sait qu'elles sont susceptibles d'amenuiser le bilan de masse si elles sont sous-échantillonnées.

Ces résultats globaux nous incitent à une observation plus zonale. Pour que les corrélations soient comparables, nous avons fait le choix arbitraire de découper l'Austre Lovénbreen selon l'altitude (de part et d'autre de la ligne des 350 m d'altitude), qui correspond à la moyenne altitudinale de la ligne d'équilibre sur les trois années observées. Si on ne prend en compte que la zone d'ablation, on constate une très bonne corrélation entre la faiblesse des équivalents-eau et les pertes en glace (R^2=0,91 pour 2008 ; 0,89 pour 2009 ; 0,91 pour 2010) : là où il y a le moins de neige, l'ablation est la plus forte. Toutefois, il semble que le raccourci inverse selon lequel plus les équivalents-eau sont importants, plus il y a d'accumulation, ne soit pas si évident. En effet, des différences spatiales significatives peuvent être mises en évidence. La corrélation est ainsi sensiblement moins bonne si on ne considère que les cirques d'accumulation et les équivalents-eau (R^2=0,46 pour 2008 ; 0,39 pour 2009 ; 0,47 pour 2010). On observe ainsi que les zones où sont mesurées les équivalents-eau les plus forts ne sont pas automatiquement les zones où l'accumulation sera la plus importante. Ces résultats supposent que le manteau neigeux bénéficie d'autres apports que ceux mesurés en avril. Les avalanches et les précipitations tardives en altitude sont autant d'éléments qui peuvent contribuer à l'accumulation et qui ne sont pas pris en compte. N'oublions pas non plus d'autres processus complexes tels que la glace de surimposition et l'accumulation interne, dont l'impact sur l'accumulation est extrêmement important (Chap. III).

Si le rôle du manteau neigeux dans l'accumulation du glacier est indiscutable, il convient toutefois de nuancer les dynamiques spatiales des processus d'accumulation et d'ablation. On différenciera ainsi deux comportements bien distincts à partir de l'analyse du manteau neigeux avant la fonte :
– sur la zone d'ablation, plus les équivalents-eau mesurés sont faibles, plus l'ablation sera importante en fin de saison budgétaire ;
– sur la zone d'accumulation, la relation importance des w.eq./bilan de masse est nettement moins évidente et d'autres mécanismes rentrent en compte pour expliquer l'accumulation dans le bilan de masse.

Pour comprendre cette relation manteau neigeux/bilan de masse, il semble pertinent de reproduire cette démarche de corrélation à d'autres périodes de l'année.

2.2. Corrélation entre les bilans de masse et les états intermédiaires du manteau neigeux

Suivre le rapport entre le manteau neigeux et le bilan de masse plus tard pendant la saison de fonte pose plusieurs problèmes. La fonte ayant lieu et touchant quasiment l'ensemble du manteau neigeux, l'utilisation des équivalents-eau pose

question. En effet, la neige est imbibée de sa propre eau de fonte mais aussi de celle provenant d'autres zones du glacier et parfois même des versants. De plus, si on considère le manteau dans sa partie aval, il est plus fortement soumis aux écoulements exogènes, et donc potentiellement plus dense.

Le deuxième problème touche à la hauteur de neige. Nous avons évoqué le fait qu'elle ne constitue pas un indicateur toujours pertinent du fait de la transformation qualitative de la neige. Cependant, sa variation temporelle n'est pas contrainte par d'autres apports exogènes (à l'exception des avalanches en certains points) comme c'est le cas pour les équivalents-eau. Nous avons donc choisi de considérer cette fois les équivalents-eau et les hauteurs de neige, à deux périodes de la saison de fonte.

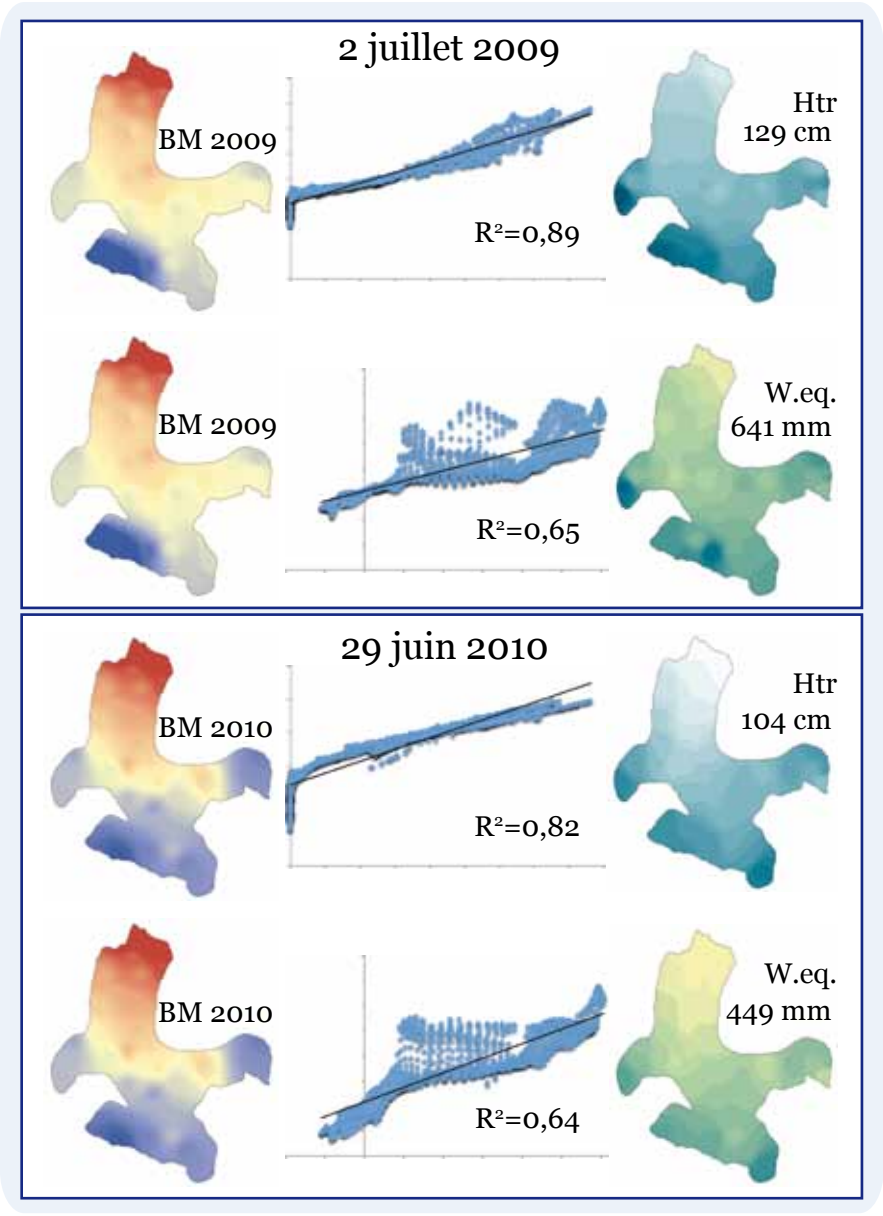


Figure 196 – Comparaison interannuelle des corrélations du manteau neigeux à mi-saison de fonte (hauteurs et équivalents-eau) avec les bilans de masse.

Nous avons cherché les corrélations sur les mesures des dernières campagnes complètes de carottages, comparables dans le temps, soit le 2 juillet 2009 et le 29 juin 2010 (Fig. 196). Il faut noter à ce propos qu'il ne s'agit pas du manteau résiduel, puisque la fonte se poursuit encore largement après les dernières sessions de mesures (les états thermiques indiquent de la fonte possible jusque fin septembre chaque année).

En ce qui concerne les équivalents-eau, on constate une corrélation strictement identique entre le 2 juillet 2009 et le 29 juin 2010 avec un R^2 à 0,65. En comparaison des valeurs de corrélation pour avril, les différences semblent se gommer avec la fonte. Cela atteste les observations faites au chapitre précédent selon lesquelles les différences quantitatives interannuelles du manteau neigeux en avril avaient tendance à s'estomper, plus

on avance dans la période de fonte. De même, la relation entre le manteau neigeux et le bilan de masse est moins bonne en avançant dans la saison de fonte.

En considérant les hauteurs de neige, on constate une corrélation quasi parfaite pour le 2 juillet 2009 (0,9) comme pour le 29 juin 2010 (0,82). Ces valeurs sont à interpréter prudemment. Si la corrélation est bonne dans sa valeur globale, on constate, comme pour le manteau hivernal, des différences importantes entre les zones d'accumulation et celles d'ablation. Cependant, la corrélation en zone d'accumulation, s'améliore par rapport à avril.

La démarche présentée a été reproduite en milieu de saison afin de vérifier si les résultats évoluaient entre les campagnes d'avant fonte et nos dernières sessions de carottages comparables. Nous avons donc testé les 18 juin 2009 et 15 juin 2010, dates de carottages les plus facilement comparables. Les résultats n'ont pas été représentés, puisqu'ils sont quasi similaires à ceux obtenus pour les dernières campagnes. On obtient en effet des corrélations de 0,84 et 0,87 pour la hauteur de neige (respectivement pour 2009 et 2010) et de 0,63 et 0,66 pour les équivalents-eau. Ces résultats montrent qu'il y a peu d'évolution dans l'influence du manteau neigeux sur le bilan de masse entre la mi-juin et les dernières campagnes de fin juin-début juillet.

Que l'on considère les hauteurs de neige où les équivalents-eau, il est difficile de tirer des conclusions tant le manteau neigeux est, à ce moment de l'année, complètement sous l'emprise de l'eau. Si le manteau participe évidemment au bilan de masse, il ne présage en revanche en rien de l'importance de l'accumulation et de l'ablation.

Encore une fois, bien que le rôle de la neige dans l'accumulation du glacier ne soit pas remis en cause, ce test a permis d'observer que le manteau neigeux a des dynamiques spatiales hétérogènes. Les conclusions que nous en tirons touchent au mode d'accumulation, qui repose *a priori* sur d'autres facteurs. Cela corrobore les résultats de C. Nuth *et al.* (2007) et G. Moholdt *et al.* (2010 b) présentés en première partie de ce travail, et pour qui l'accumulation interne et la glace de surimposition ont un rôle capital dans le bilan de masse glaciaire. Cela atteste également l'extrême difficulté à les mesurer et donc à quantifier leur apports.

Pour comprendre ces trois années de bilan, les corrélations avec l'accumulation ne suffisent pas. Il convient d'entrer dans le détail des processus pour tenter de confronter les sources d'alimentation (bilan hivernal par les carottages), les lames précipitées (neige et pluie) et les potentiels de fonte relatifs à ces trois bilans résultants.

3. FACTEURS EXPLICATIFS DE LA VARIABILITÉ INTERANNUELLE DU BILAN DE MASSE

Les trois années hydrologiques suivies présentent deux bilans strictement équivalents, au moins dans leurs valeurs globales (- 0,37 m) et un troisième plus faible d'un tiers. C'est une « aubaine » que d'avoir deux bilans égaux pour essayer de décrypter les facteurs explicatifs.

3.1 Croisement de toutes les données

Tout au long de cette thèse nous nous sommes référés à de nombreux paramètres, certains exogènes (les données climatiques de Ny Ålesund), certains issus des propres mesures du programme Hydro-Sensor-FLOWS .

L'équation du bilan peut être reposée en termes simples : le bilan mesuré à chaque balise en fin d'année budgétaire (30 septembre) est le résultat de l'accumulation totale de laquelle a été retranchée l'ablation totale.

L'accumulation est donnée (en fin d'hiver) par les mesures de carottages du manteau neigeux (les précipitations reçues et transportées), elle peut également être déduite des précipitations tombées dont on sait qu'en l'état, issues des mesures de Ny Ålesund, elles ne sont pas très fiables.

L'ablation totale, quant à elle, est déduite du bilan net, elle peut aussi être calculée à travers les potentiels de fonte.

Globalement, donc, le bilan de masse annuel est la résultante de tous les paramètres décrits, mais l'équation est complexe et les observations de terrain sont ponctuelles dans l'espace et dans le temps : il conviendra, plus tard de confronter les différentes lames obtenues pour valider les marges d'erreurs.

Dans un premier temps, sur la figure 197 sont mises en regard des bilans nets des trois années étudiées toutes les informations dont nous disposons au terme de ce travail. Le tableau de la figure 198 synthétise ces informations et entre un peu plus dans le détail des chiffres.

Prenons, une par une, les relations de chaque paramètre avec le bilan de l'année correspondante, et essayons de comprendre. La confrontation des données globales est pour le moins surprenante : les deux années à bilan de masse très négatifs présentent les extrêmes en ce qui concerne le manteau neigeux à la fin de l'hiver (2009 a de loin le manteau le plus important en hauteur et en *w.eq*.).

Si on se réfère aux données de Ny Ålesund, pour les températures moyennes annuelles, 2009, année de loin la plus froide a le même bilan de masse que 2010, année la plus chaude ; il en va de même pour les températures négatives où 2010 présente l'hiver le moins froid et 2009 le plus froid. Quant aux températures positives, elles sont globalement équivalentes avec respectivement 1,27 et 1,28°C pour 2009 et 2010 dont les étés sont plus chauds que 2008 (1,24).

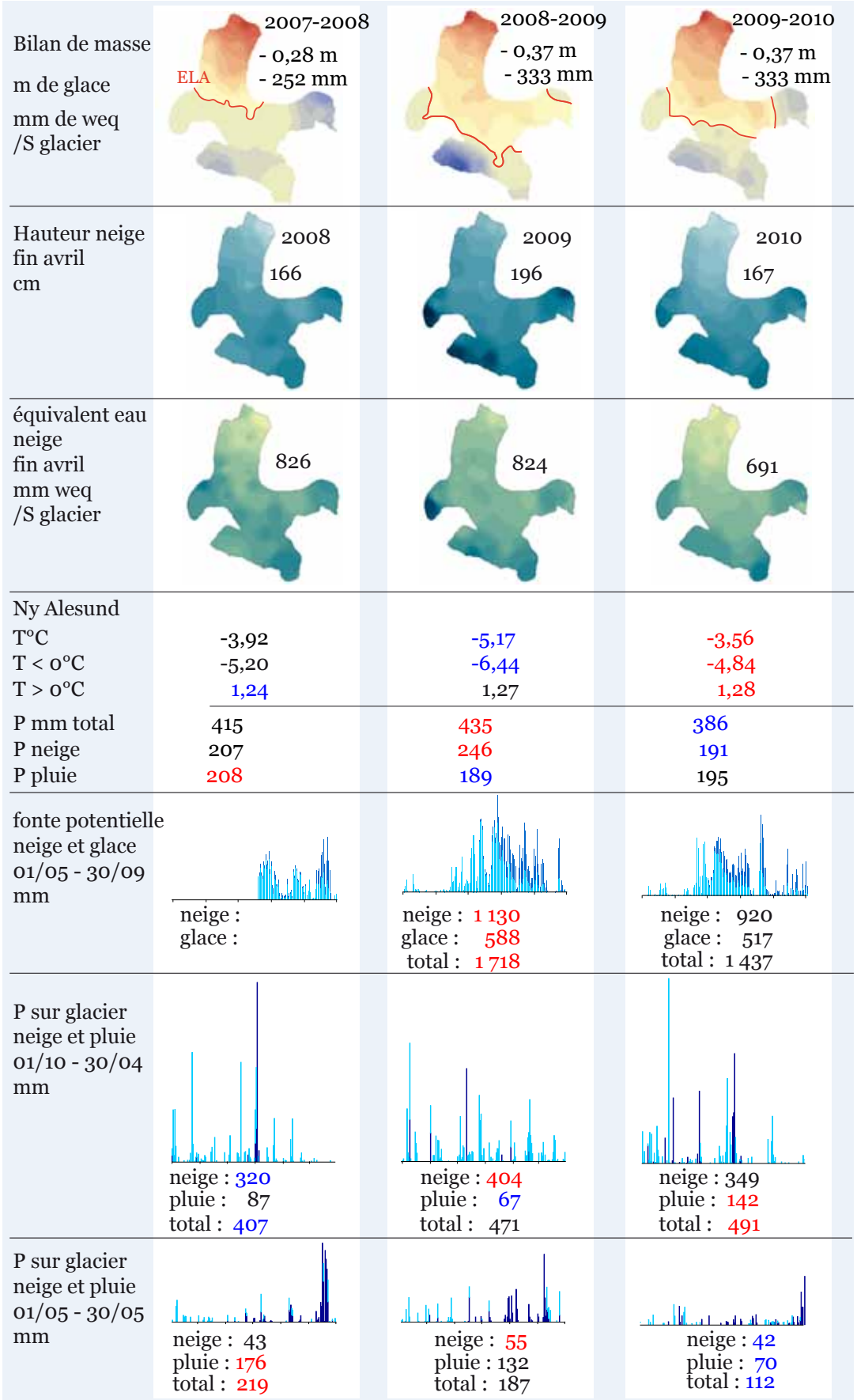


Figure 197 – Les bilans de masse de l'Austre Lovénbreen établis fin septembre pour les trois années étudiées. Le bilan net annuel est mis en regard avec les données caractérisant chaque année : hauteur de neige et équivalent-eau de la fin de l'hiver, données de températures et de précipitations de la station météorologique de Ny Ålesund, fonte potentielle déduite des états thermiques enregistrés sur le glacier, précipitations liquides et solides supposément reçues par le glacier en hiver et en été. Pour permettre les comparaisons toutes les lames, rapportées à la surface du glacier, sont exprimées en équivalents-eau.

Concernant les précipitations, 2008 et 2009, aux bilans de masse très différents, présentent des montants annuels enregistrés à Ny Ålesund similaires (415 et 435 mm) quand 2010 est très déficitaire (386 mm) ; le record de neige est pour 2009 (246 mm), suivi par 2008 (207 mm), quand 2010 montre un réel déficit (191 mm). Le record de pluie revient à 2008 (208 mm).

Si on fragmente arbitrairement l'année hydrologique en deux saisons (accumulation du 1/10 au 30/04 et fonte du 1/05 au 30/09), on retrouve un record de neige en hiver 2009 alors que le plus faible montant est pour 2010 qui, en revanche, détient le record de pluie en hiver. La neige en été n'est pas significative mais en ce qui concerne la pluie estivale, 2008 a le record quand 2010 est franchement déficitaire.

Qu'en est-il au niveau du glacier lui-même ? Concernant l'état thermique annuel, on ne peut comparer que 2009 et 2010. On retrouve un hiver 2009 record de froid suivi de l'été le plus chaud. Les lames de fonte potentielle reflètent cette opposition, avec une fonte globalement plus importante en 2009 tant pour la neige que pour la glace.

Sur la période comparable avec l'été 2008 (16 juillet - 30 septembre), l'été 2008 apparaît semblable à 2010 en potentiel de fonte globale, le ratio neige-glace étant cependant complètement opposé. Le manteau neigeux important en 2008 protège la glace plus longtemps, alors que celle-ci est attaquée très vite et très fort en 2010, à état thermique égal, puisqu'il n'y a plus de neige à fondre.

Les précipitations sur le glacier, calculées à partir de celles enregistrées à Ny Ålesund, donnent les mêmes tendances globales, avec 2009 très arrosé et 2010 très déficitaire. Si on regarde par saison, 2009 affiche le record de neige en hiver, 2010 montre un faible montant de neige contrarié par des pluies hivernales records. Les trois étés sont marqués par des chutes de neige relativement insignifiantes. Le record de pluie revient à l'été 2008, alors que 2010 est très sec.

3.2. Conclusion sur le croisement des données pour les trois bilans étudiés

Les conclusions de ce croisement ne sont pas si évidentes. Les seuls dénominateurs communs aux deux bilans très négatifs (2009 et 2010) sont des températures positives à Ny Ålesund très élevées et des précipitations pluvieuses annuelles globalement importantes. Pour les données propres au glacier, les similitudes concernent le total de précipitations hivernales.

Il faut donc chercher dans le détail qui compense quoi.

2009, année de (presque) tous les records doit son bilan très négatif à un été très chaud sur le glacier accompagné de pluies relativement importantes détruisant un manteau neigeux conséquent dû aux neiges records de l'hiver. 2010 semble devoir son bilan aussi négatif à un très faible apport neigeux hivernal, probablement détruit par les pluies au cours de l'hiver, suivi d'un été très chaud sur le glacier mais faiblement arrosé. La couverture neigeuse est vite partie et la glace est fortement attaquée.

année	2007-2008	2008-2009	2009-2010	2010-2011
bilan H glace	-0,28	-0,37	-0,37	-1,18
bilan weq /S glacier	-252	-333	-333	-1 311
neige fin avril				
H neige fin avril cm	166	196	167	141
weq neige fin avril	826	824	691	519
météo Ny Alesund				
T°C moy annuelle	-3,92	-5,17	-3,56	-4,43
T < 0°C	-5,2	-6,44	-4,84	-6,13
T > 0°C	1,24	1,27	1,28	1,7
P totales	415	435	386	483
P neige	207	246	191	230
P pluie	208	189	195	254
P 1/10 - 30/04				
P total	270	310	324	329
P neige	198	231	190	218
P pluie	72	79	134	111
P 1/05 -30/09				
P total	145	124	70	154
P neige	9	14	1	11
P pluie	135	110	69	142
état thermique glacier				
état thermique moyen		-6,96	-5,04	
moy ET <0° hiver		-12,58	-9,21	
moy ET >0°C hiver		0,02	0,08	
moy ET <0°C été		-1,2	-0,95	
moy ET >0°C été		2,0	1,58	
Fonte potentielle glacier				
fonte totale		1 718	1 437	
fonte neige		1 130	920	
fonte glace		588	517	
Fonte potentielle glacier 16/07 à 30/09				
moy ET >0°C	1,98	2,72	1,73	
fonte totale	825	1215	800	
fonte neige	602	633	342	
fonte glace	223	582	458	
P glacier hiver				
P totales	407	471	491	
P neige	320	404	349	
P pluie	87	67	142	
P glacier été				
P totales	219	187	112	
P neige	43	55	42	
P pluie	176	132	70	

Figure 198 – Croisement des données pour expliquer les bilans de masse. Le code couleur (rose pour le plus, bleu pour le moins), aide à comprendre la complexité des interférences entre les différents paramètres responsables du bilan de masse. Le bilan ayant été établi le 2 octobre en 2010 juste après de fortes pluies, 2009-2010 inclut, pour chaque paramètre pluviométrique, les valeurs du 1er et 2 octobre. Le bilan 2010-2011 est ici à titre de référence, les traitements des données climatiques propres au glacier pour cette année record ne sont pas encore disponibles.

La combinaison températures et précipitations se décline en tenant compte du type pluie ou neige de ces dernières. Les éléments fatals aux glaciers semblent donc être le déficit de neige en hiver, surtout s'il est accompagné de pluie, qui va donner un manteau de fin d'hiver faible. Les températures élevées en été sont incontestablement l'indicateur de lames de fonte importantes, et ce d'autant plus sur la glace vive. Cette fonte sera accrue si les précipitations liquides sont conséquentes en été.

3.3. Le bilan de 2010-2011 pour témoin

Hors de ce travail de thèse, le bilan 2010-2011, qui a été établi fin septembre 2011 par le programme Hydro-Sensor-FlOWS, est riche d'enseignement, puisqu'il présente une ablation moyenne record de - 1,18 m sur le glacier, plus importante que la somme des trois bilans 2007-2010.

Nous n'avons, pour le moment, que les valeurs globales à confronter à ce bilan qui résulte de plusieurs records absolus comparé aux trois autres années :
– le plus faible manteau neigeux de fin d'hiver (141 cm en hauteur et 519 mm weq) ;
– un été record sur le plan des températures positives (1,7°C contre 1,28 en 2010)
– des précipitations pluvieuses record également (254 mm contre 208 en 2008)
– pluies tombées pour près de la moitié au cœur de l'hiver (111 mm) contribuant à la destruction supposée du manteau neigeux déjà faible
– et pluies records pendant l'été.

Ce bilan méritera d'être confronté aux données propres au glacier qui ne sont pas encore disponibles.

Il confirme en tout cas, le rôle déterminant des températures positives en été, mais aussi le rôle capital de l'enneigement hivernal plus ou moins fort, plus ou moins contrarié par les pluies d'hiver, et enfin le rôle extrêmement destructeur de la pluie en été.

4. CONFRONTATION DES MESURES : INCERTITUDE ET MARGE D'ERREUR

Alors que nous disposons de l'ensemble des données, une confrontation semble ici s'imposer. Cette discussion va permettre de faire un bilan de la validité des résultats et d'effectuer, le cas échéant, les réajustements nécessaires.

4.1. La précision des carottages et de la mesure du bilan de masse

Pour estimer une marge d'erreur, nous avons comparé les densités obtenues avec les carottages, et celles obtenues avec les échantillonnages dans les profils stratigraphiques. Les résultats sont reportés sur la figure 199.

En divisant les équivalents-eau[1] par la hauteur de neige, on obtient la densité de la carotte, à mettre en regard avec les mesures de densités effectuées dans les pro-

1 Comme *w.eq.* = masse / S ; densité = masse / (S × H) ; donc densité = *w.eq.* / H.

fils stratigraphiques par échantillonnages dans des flacons. On constate, à la comparaison des résultats, que les valeurs obtenues par les deux méthodes sont très proches. Cela atteste une bonne précision de la mesure, malgré le fait que les opérateurs au carottage diffèrent.

Année	H neige avril (cm)	W.eq. avril (mm/$S_{glacier}$)	Densité carottages	Densité flacons
2008	154	796	0,516	-
2009	196	824	0,420	0,419
2010	171	702	0,410	0,404
2011	141	539	0,382	0,409

Figure 199 – Comparaison de densités : carottages* vs *échantillonnages pour les premières campagnes de chaque année (fin avril). La bonne corrélation entre les résultats atteste la qualité de la mesure. On peut donc raisonnablement estimer que les résultats des mesures nivologiques* in situ *sont relativement précis.

Ces résultats sur la précision de nos mesures renforcent par ailleurs l'idée que, même si elle n'est pas parfaite, l'évaluation du manteau neigeux par carottages nous apporte des informations quantitatives sur les précipitations reçues ; ces dernières sont sans doute plus fiables que celles dérivées de l'estimation des précipitations tombées à Ny Ålesund dont on a dit plus haut, comme d'autres auteurs, qu'elles étaient à prendre avec grande précaution.

On ajoutera, concernant la précision de la mesure, qu'une confrontation a eu lieu, en avril 2011, avec une équipe chinoise qui effectue certaines mesures sur l'Austre Lovénbreen. Malgré les réticences à échanger des informations, il nous a été accordé de comparer nos méthodes sur un (et un seul) point de mesure. En ce point (C17) nous arrivons aux mêmes résultats de hauteur de neige, de densité et de bilan de masse. La méthode d'échantillonnage des Chinois diffère complètement de la nôtre. Sur des profils nivologiques creusés jusqu'à la glace, nos collègues prélèvent un échantillon tous les 5 cm qu'ils pèsent, déduisant ainsi la densité de la colonne de neige (Fig. 200).

Figure 200 – Le système chinois de peson pour estimer la densité du manteau neigeux.

En ce qui concerne notre propre programme, suite à une campagne de carottages, des prélèvements ont été effectués sur des colonnes de neige complètes par nos collègues hydrochimistes le long de l'axe du glacier. Nous arrivons exactement aux mêmes résultats (0,40 et 0,41), ce qui nous conforte dans l'idée que nos méthodes de quantification du manteau neigeux par carottages sont valables et reproductibles, de même que l'évaluation de sa densité par la méthode des prélèvements par fioles aux profils.

Si l'on s'intéresse cette fois à la mesure annuelle du bilan de masse, la précision de la mesure semble bonne pour plusieurs raisons. Grâce à la densité du réseau, supérieure à celle communément utilisée sur la plupart des glaciers, l'interpolation donne une représentation spatiale dont on tire des valeurs très précises. De plus, hormis le fait qu'il nous semble impossible de tenir compte de l'accumulation

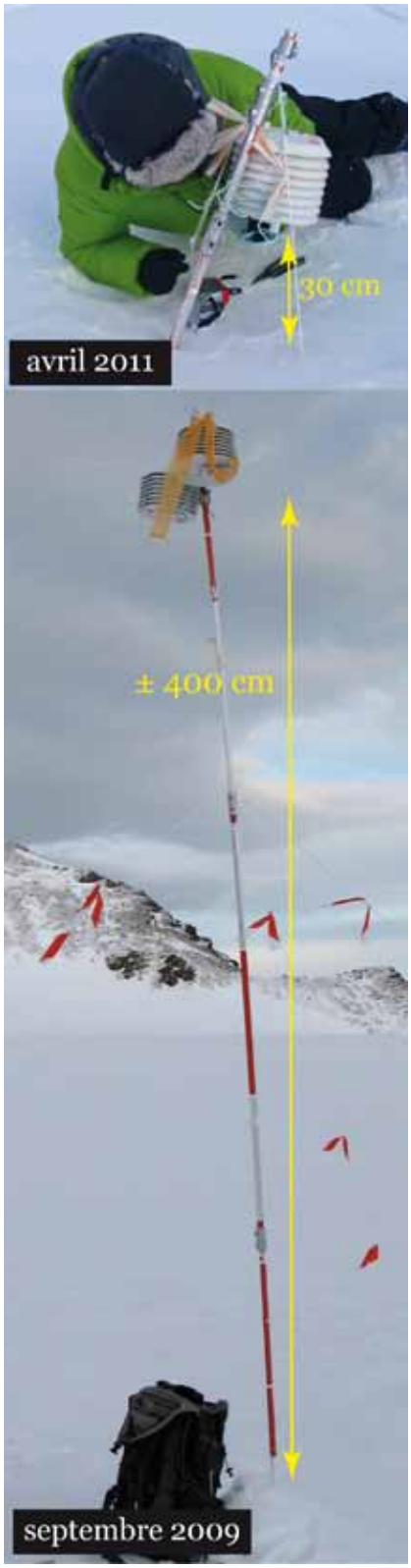


Figure 201 – Variation de la garde au sol des capteurs de températures. Les dynamiques du manteau neigeux impliquent des changements de hauteurs des capteurs par rapport au sol ce qui induit des différences de mesure de températures.

interne et surtout de la glace de surimposition, les mesures aux balises semblent fiables : nous n'avons pas de perte de balises à déplorer (alors que c'est assez fréquent sur des glaciers plus rapides et plus accidentés), et la mesure est effectuée à plusieurs reprises en fin de saison budgétaire.

4.2. Lames potentielles et débits : un manque de précision due à la mesure ?

Le tableau récapitulatif du chapitre X a suggéré que l'estimation des lames de fonte était trop forte. *A priori*, le coefficient *k* semble poser problème, mais pas seulement. Le modèle de fusion degrés-jours repose sur la précision de l'état thermique. Si les mesures ont été améliorées depuis que les capteurs n'enregistrent plus que la température de l'air, des problèmes subsistent. En effet, leur garde au sol constitue toujours une source d'imprécisions. En hiver, les capteurs sont extrêmement proches de la surface : avec la hauteur (et l'accroissement) du manteau neigeux ils ne sont quasiment jamais placés à plus de 80 cm de la neige. En revanche, la disparition du manteau fait que les capteurs se retrouvent à des hauteurs parfois proches de 4 m (Fig. 201) ! On comprend donc que dans le premier cas, la température enregistrée sera significativement plus froide que dans le deuxième cas de figure. Ce problème peut expliquer pourquoi les lames d'eau sont sous-estimées tôt en saison (températures trop froides) et surestimées plus tard en saison (températures trop chaudes).

Les capteurs installés sur la glace nécessitent une maintenance trois fois par an. Imaginer positionner quotidiennement les capteurs à 1,60 m de la surface est illusoire ! On devine par cet exemple toute la difficulté de la mesure. L'information des températures de l'air au-dessus du glacier est loin d'être parfaite, elle a le mérite d'exister. Il est en effet très rare d'avoir des enregistrements thermiques directement sur le glacier. Par définition tout ancrage à la glace pose problème : nos collègues chinois sur le même glacier doivent réinstaller presque chaque année leur station météo qui, posée sur la glace, fait corps noir et tombe.

4.3. Essai d'estimation du coefficient *k*

C'est à la première confrontation graphique des lames de fontes et des lames écoulées que nous avons pris conscience d'un réel problème avec l'estimation théorique de la fonte potentielle. Il était clair, en voyant les lames ramenées à

la surface du bassin exprimées à la même échelle, qu'il n'y avait plus de place pour d'autres apports aux écoulements. Il s'avère que les lames de fonte potentielles déterminées avec pour coefficient *k*, 5 et 7 (respectivement pour la neige et la glace), sont beaucoup plus fortes que la fonte réelle déduite des mesures effectuées sur le terrain. Un réajustement semble donc nécessaire, et d'autant plus justifié que le choix de ce coefficient fait encore très largement débat dans la littérature.

Les excès concernant la lame de fonte potentielle sont relativement facile à évaluer : on part de l'hypothèse (extrême) que la fonte de la neige correspond à la disparition totale du manteau neigeux mesuré en avril et que celle de la glace est donnée par le bilan de fin septembre. Comme la fonte potentielle est censée représenter la fonte due au seul rayonnement, elle devrait être plus faible que la fonte réelle qui intègre aussi l'effet caloporteur et transporteur de la pluie.

Calculée avec *k* 5 et 7, la fonte potentielle que nous avons déterminée est 1,5 fois plus forte que ce qui est mesuré en 2009, et 1,4 fois plus forte en 2010. En distinguant cette fois la neige de la glace, on constate que la fonte potentielle de la neige est 1,39 fois plus forte que l'accumulation de neige mesurée en 2009, et 1,3 fois plus forte en 2010. Concernant la glace, les calculs théoriques donnent une lame 1,8 fois plus forte en 2009 en comparaison de l'ablation mesurée aux balises, et 1,58 fois plus forte en 2010.

Au total, on remarque donc que les gradients sont globalement un tiers trop fort : il faudrait donc multiplier les coefficients par 0,66 pour s'approcher des valeurs mesurées. On obtient ainsi un coefficient *k* de 3,3 pour la neige, et de 4,6 pour la glace.

Ce réajustement reste une approximation. Nous n'avons pas pu ajuster le coefficient *k* en confrontant le différentiel entre deux campagnes de carottages avec l'état thermique du glacier entre les deux tournées : en fait, aucune intercampagne n'est exemptée de chutes de neige ou de pluie en début de saison, et plus tard, la migration interne de l'eau de fonte brouille totalement les calculs. Des mesures de contrôle seraient à faire localement, ponctuellement en certains endroits où l'on est sûr de ne pas comptabiliser de *w.eq.* « venus d'ailleurs ». Ce n'est pas simple dans un manteau au demeurant très froid dans lequel, en début de période de fonte, l'eau n'atteint pas l'interface neige/glace, regèle dans la colonne de neige dans laquelle elle reste d'abord stockée.

Au final, la détermination du coefficient de fonte *k* représente tout un travail, complexe de surcroît. Il n'est donc pas étonnant que le débat à ce sujet se poursuive depuis L. Lliboutry, avec toujours autant d'incertitudes encore aujourd'hui.

Pour imparfaite qu'elle soit, cette approche par confrontation de nos propres résultats nous permet de réajuster les lames potentielles que nous pouvons transmettre aux hydrologues. Les résultats sont reportés sur la figure 202, qui prend en compte la saison de fonte, du 1er mai eu 30 septembre. Ils permettent d'affiner l'interprétation de la confrontation de l'ensemble des données.

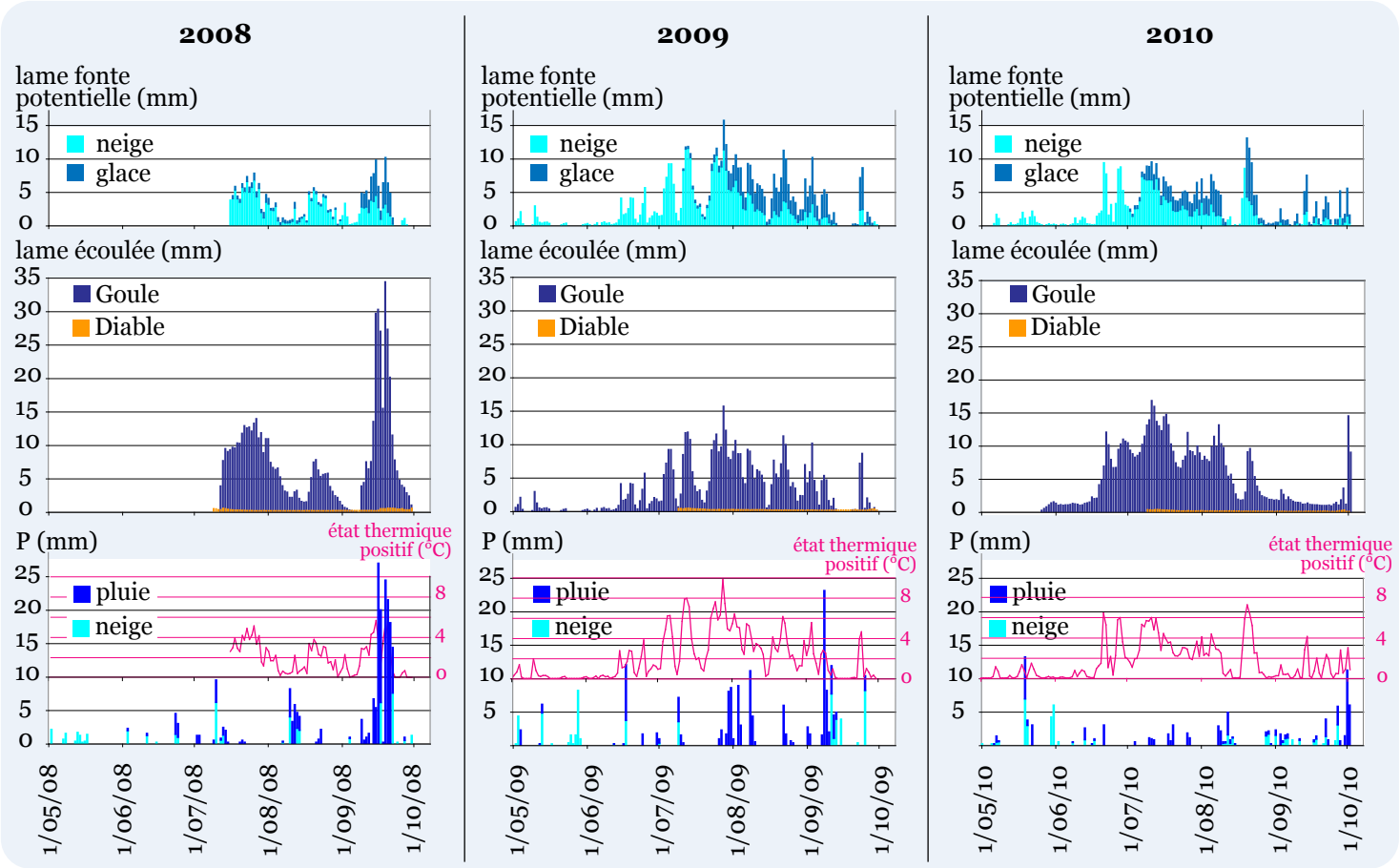


Figure 202 – Les lames potentielles avec le coefficient k corrigé. Cette figure reprend celle de la page 302 Les lames de fonte ont été corrigées avec des coefficients k plus faible d'un tiers (k = 3,3 pour la neige et k = 4,6 pour la glace). Le focus a été mis ici sur la période de fonte, du 1er mai au 30 septembre. Si les tendances sont conservées, les ordres de grandeur correspondent davantage aux dynamiques hydrologiques observées.

Nous avons superposé les différentes lames (fonte, écoulements, précipitations) rapportées chacune à la surface du BV, en conservant des échelles identiques afin de pouvoir comparer. Les lames de fontes potentielles sont l'exacte réplique de la courbe de l'état thermique (en rose).

Les lames écoulées par la Goule et par le Diable sont ramenées à la surface du BV, ce qui rend insignifiante la participation du Diable aux écoulements de l'Austre Lovénbreen (BV Diable 4,7 % du bassin total). Depuis le début du programme HSF, le Diable est déconnecté du glacier, mais peut à la faveur d'une crue, capter à nouveau les eaux glaciaires comme ce fut décrit par M. Griselin (1982). Ne drainant que la moraine, le Diable est la référence, pour l'ensemble du système, en ce qui concerne la participation de la couche active du permafrost aux écoulements.

Les lames écoulées par la Goule suivent très précisément l'état thermique, et donc le potentiel de fonte, tant qu'il n'y a pas de précipitations liquides. Les débits suivent rigoureusement les lames de fonte. Si les températures deviennent négatives, les écoulements à la surface du glacier cessent immédiatement, et les émissaires sont presque à sec (deux fois au cours de l'été 2008). Un petit effet retard dans ce phénomène est dû au soutien plus persistant des écoulements issus de la circulation intra- et sous-glaciaire.

En revanche, s'il pleut sur le bassin, ce qui survient le plus souvent avec des états thermiques élevés, les précipitations liquides prennent immédiatement la commande des écoulements qui peuvent alors être d'une grande violence, passant en quelques heures de moins de cent litres par seconde à 5 m^3/s. Des pointes de précipitations pluvieuses surviennent sur les trois étés étudiés. Les plus spectaculaires sont celles de l'automne 2008 et des derniers jours de la saison hydrologique 2010, épisodes extrêmes qui sont abordés dans le point suivant.

5. LA REMISE EN CAUSE DES BILANS PAR LES ÉVÉNEMENTS CHAUDS ET PLUVIEUX : LES CRUES D'AUTOMNE

Les événements chauds et pluvieux survenant en toute fin de saison hydrologique ne sont pas rares au Spitsberg. Nous avons eu la chance d'en vivre deux en direct en automne 2008 et 2010. Si nous les présentons à l'issue de ce chapitre sur les bilans de masse, c'est qu'ils peuvent, en quelques jours, remettre totalement en question le bilan annuel du glacier.

La spécificité de ces phénomènes, apparus aussi brutalement qu'ils ont disparu, est telle qu'ils sont restés dans le vocabulaire de l'équipe HSF comme « les crues d'automne ». Nous avons déjà noté à plusieurs reprises le caractère heurté de certains paramètres de l'hydro-glaciologie polaire. Les crues d'automne sont, sans conteste, ce qui illustre le mieux cette brutalité.

Suite à une remontée soudaine des températures accompagnée de fortes précipitations, l'activité hydrologique du bassin s'est réveillée alors que l'hiver arctique semblait installé. Ces événements remarquables sont survenus lors de missions de terrain, ce qui a permis de les observer en intégralité et de réaliser des mesures afin de comprendre et de quantifier leurs impacts.

Nous avons fait le choix de détailler la crue de 2008, la plus marquante, puis de la comparer à celle de 2010 pour mieux comprendre les mécanismes de ces événements et leur impact en conclusion de ce travail.

5.1. Description et analyse des phénomènes

Par deux fois, donc, en notre présence, alors que le glacier semblait être entré en phase hivernale, l'activité hydrologique était très faible et les températures diminuaient jusqu'à approcher des valeurs parfois fortement négatives (-10°C en 2010), lorsqu'une subite remontée des températures accompagnée de fortes pluies a engendré d'importantes crues.

5.1.1. Des événements difficiles à appréhender sans présence sur le terrain

Sans une présence sur le terrain, nous n'aurions probablement pas pu interpréter les bilans de masse de l'Austre Lovénbreen et les dynamiques hydro-glaciologiques comme nous l'avons fait.

Si l'on prend en effet l'exemple de 2008, seules deux images Formosat étaient disponibles (et ont donc été acquises) pour la période de six semaines allant du 15 août au 30 septembre. En se fondant uniquement sur ces clichés, nous aurions simplement vu, comme l'illustre la figure 203, l'Austre Lovénbreen recouvert de neige. Au 15 août, suite à un épisode de précipitations solides, le manteau neigeux s'installe. Sur l'image du 30 septembre, on constate cette fois que la neige a recouvert le paysage à toute altitude, laissant supposer une situation stable entre les deux dates. La fin de l'été semble acquise depuis la mi-août, avec une précocité de l'automne dans la survenue de précipitations neigeuses.

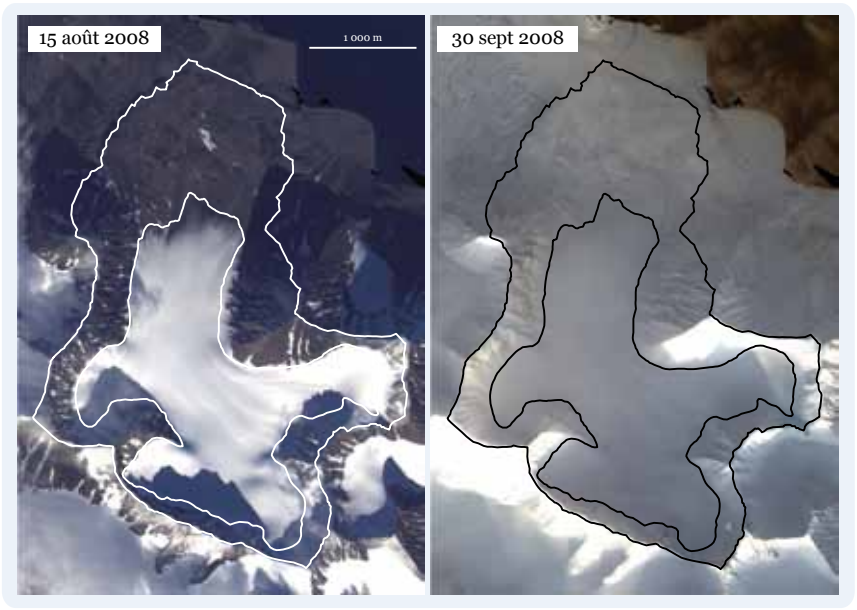


Figure 203 – Le glacier Austre Lovénbreen vu par Formosat avant et après la crue d'automne 2008. Deux images Formosat ont été acquises pour la période de six semaines 15 août 2008 (gauche) - 30 septembre 2008 (droite). Dans les deux cas, l'enneigement du glacier est de 100 %, suite à d'importantes chutes de neige quelques jours avant l'acquisition satellite. Aucune autre image n'est disponible pendant la crue, car les acquisitions du satellite dans cet intervalle de temps ont été jugées inexploitables par le fournisseur à causes de l'importante couverture nuageuse.

En 2010, le programme HSF n'acquérait plus d'images satellite, mais pour ces deux événements, les stations photo *in situ* vont être précieuses pour décrypter les phénomènes.

5.1.2. Contexte météorologique et hydrologique des étés précédant les deux crues

Nous ne reviendrons pas en détail sur la description des conditions climatiques très différentes de chaque été (Chap. VIII). Il s'agit simplement, ici, de situer le contexte au moment où surviennent les événements chauds et pluvieux (9 septembre en 2008 et 27 septembre en 2010), (Fig. 204).

L'été 2008 est le moins chaud, et, jusque début septembre, il est le moins arrosé. La fonte potentielle est faible et le manteau neigeux subsiste très bas sur le glacier quand survient le brutal réchauffement. En 2010 au contraire, l'été a été très chaud, la fonte importante survenant sur un manteau neigeux beaucoup moins conséquent a décapé le glacier jusque dans les cirques.

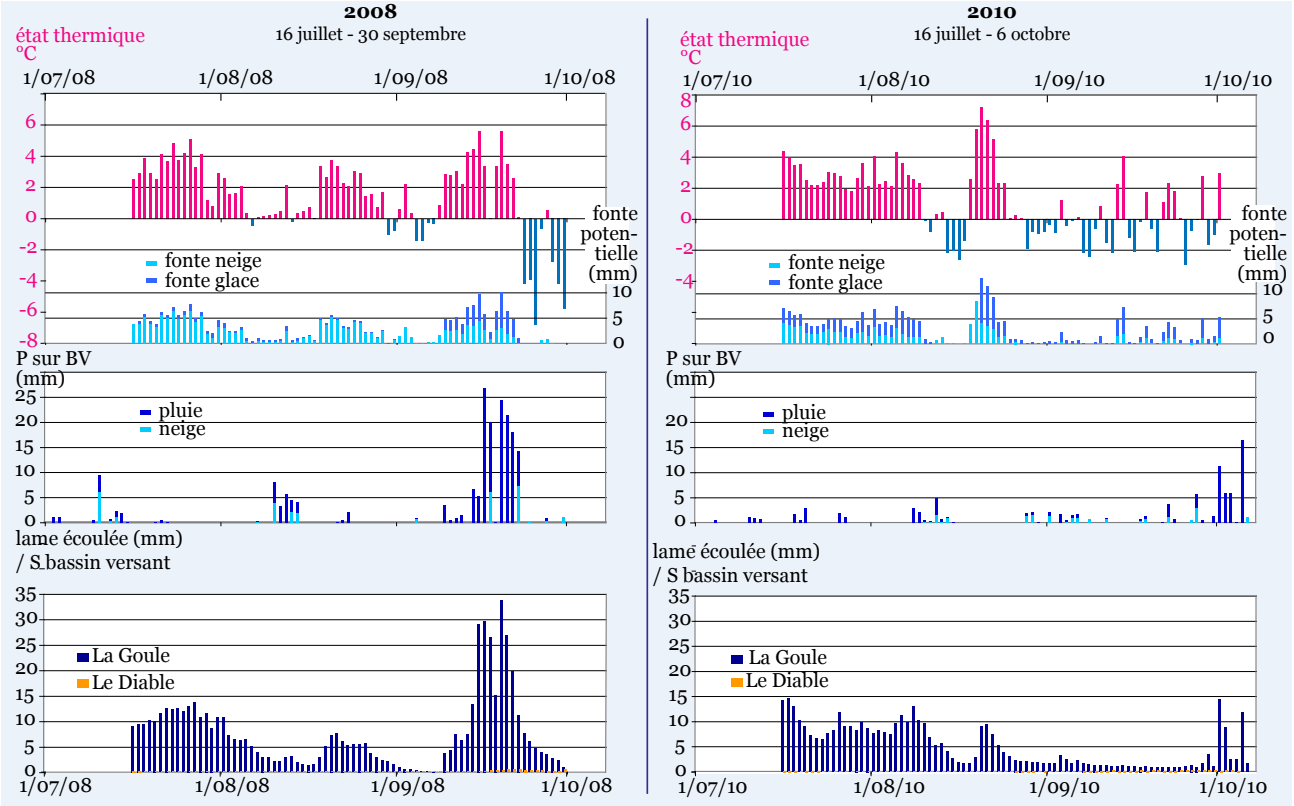


Figure 204 – Le contexte climatique avant les crues d'automne 2008 et 2010. Les lames de fonte, de précipitations et d'écoulement sont rapportées à la surface du bassin versant. Du 16 juillet au 7 septembre, 2008 et 2010 présentent des états thermiques moyens proches (1,98 et 2,07) ayant entraîné des fontes globales de 239 et 291 mm. Les ratios neige / glace très différents (209 et 30 mm pour 2008 ; 134 et 156 mm pour 2010) attestent qu'en 2010 le glacier est complètement décapé, alors qu'il est presque totalement couvert de neige en septembre 2008. Les précipitations, très faibles jusqu'au 7 septembre sont totalement similaires (9 mm de neige et 21 mm de pluie en 2008 ; 10 et 22 mm en 2010).

Du 16 juillet au 7 septembre , 2008 et 2010 présentent des états thermiques moyens relativement proches (1,98 et 2,07) ayant entraîné des fontes globales de 239 et 291 mm, respectivement en 2008 et 2010, mais dont les ratios neige / glace, très différents (209 et 30 mm pour 2008 ; 134 et 156 mm pour 2010), attestent qu'en 2010 le glacier est complètement décapé, alors qu'il est presque totalement couvert de neige en septembre 2008.

Ces deux étés sont marqués par de faibles précipitations jusqu'au moment où survient l'épisode entraînant les crues. Pour la période comparable 16 juillet-7 septembre, il est tombé sur le bassin 9 mm de neige et 21 de pluie en 2008, contre 10 mm de neige et 22 de pluie en 2010.

5.1.3. Au cœur des crues : chronologie des événements

Pour 2010 nous ne possédons pas les données sur la totalité de l'événement qui s'est poursuivi jusqu'au 9 octobre, au-delà de notre mission de terrain et alors que les stations hydrologiques étaient démontées depuis le 6 octobre. Nous avons en revanche vécu dans son intégralité la crue de 2008 qui sera donc plus détaillée, celle de 2010 permettant de comparer les processus.

La figure 205 montre l'évolution des conditions météorologiques sur le bassin de l'Austre Lovénbreen en septembre 2008 et l'immédiate réaction des écoulements. Les émissaires ne se comportant pas de façon similaire, et pour une meilleure compréhension, nous avons rapporté les lames écoulées par rapport à la surface de chaque bassin, contrairement à la figure précédente.

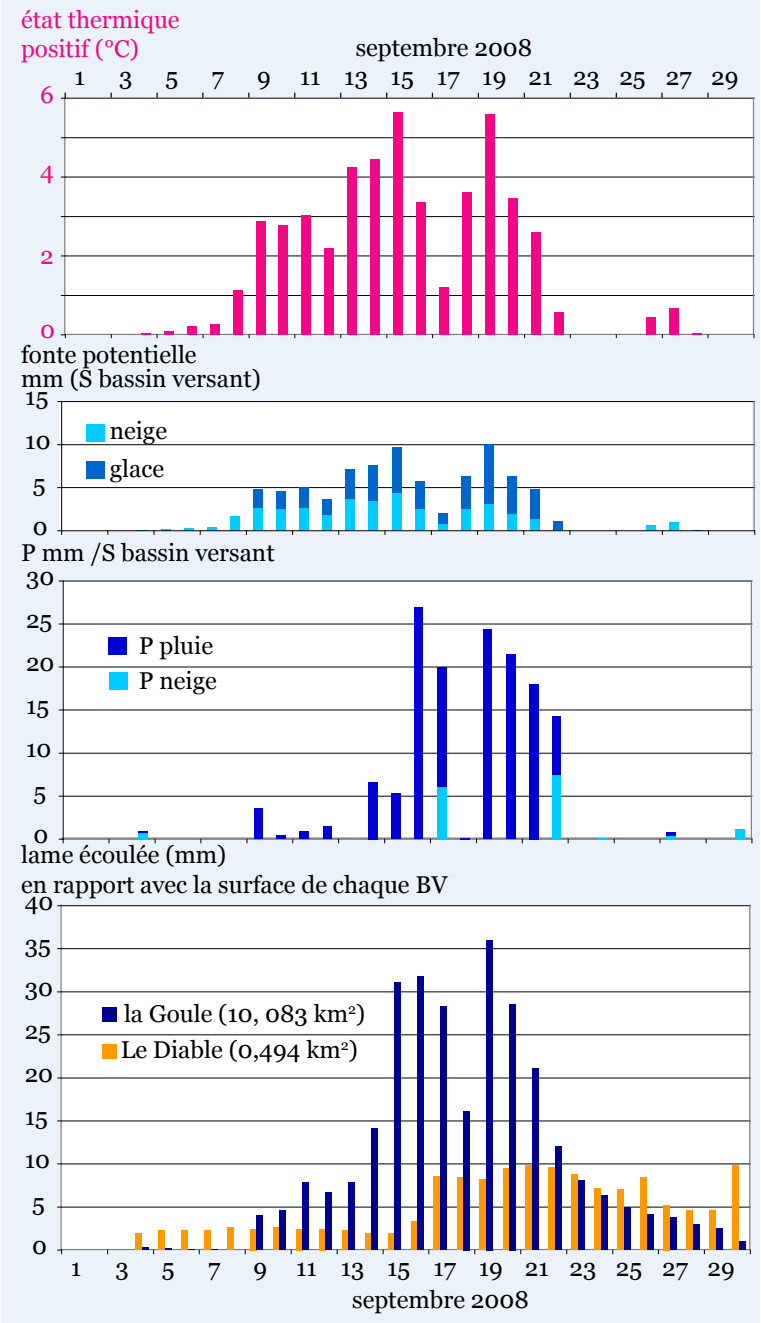


Figure 205 – La crue de septembre 2008. Les lames fondues, précipitées, écoulées sont à la même échelle. Les lames de fonte, comme l'état thermique ne concernent que le glacier qui n'est relié qu'à la Goule ; les lames écoulées se rapportent aux surfaces respectives de la Goule (10,083 km²) et du Diable (0,494 km²). Les précipitations sont rapportées à l'intégralité du bassin versant.

Le glacier sort des états thermiques négatifs dès le 5 septembre. La température croît brutalement à toutes les altitudes, jusqu'à atteindre 5,6°C en moyenne sur le glacier, le 15 septembre, record absolu de la période de crue.

Les précipitations commencent le 9, déversant près 3,5 mm de pluie sur le bassin. La Goule qui était à l'étiage répond aussitôt. Le Diable ne bouge pas. Les débits de la Goule se maintiennent avec la poursuite, jusqu'au 12, de précipitations faibles mais constantes et qui sont de la pluie sur l'intégralité du bassin.

La Goule monte et, par l'effet retard des écoulements, amortit l'arrêt des précipitations noté le 13.

Le 14 les pluies reprennent avec un état thermique de plus de 4°C qui donnent donc des précipitations liquides jusque tout en haut du bassin.

Le 15 est le jour le plus chaud qui est donc marqué par une fonte énorme de 4,4 mm pour la neige et 5,3 pour la glace : la Goule continue de monter, le Diable reste indifférent.

Le 16 les pluies diluviennes à toutes altitudes se retrouvent dans les débits qui atteignent un premier pic avec 30 mm pour la Goule qui roule jusque près de 5 m³/s alors qu'elle était à l'étiage 10 jours plus tôt. Le Diable ne bouge toujours pas, nous avons pu constater de visu que la

moraine, dans ce début d'événement, s'imprègne comme une éponge et retient l'intégralité des premières pluies sur le bassin exclusivement morainique du Diable.

Le 17, les pluies faiblissent un peu, et la température baisse, le 18 il ne pleut pas ; la Goule répond immédiatement par une chute de ses débits alors que le Diable réagit subitement en doublant ses débits : la moraine sursaturée ne fait plus éponge et commence à restituer une partie de ce qu'elle a absorbé.

Le 19, nouvel épisode de précipitations qui sont pluvieuses jusqu'aux sommets, vu l'état thermique très positif (5,59°C en moyenne pour tout le glacier) : réponse immédiate et forte de la Goule qui atteint le paroxysme à 36 mm, dépassant le 5 m^3/s en moyenne horaire à 5 h du matin. Le Diable ne bouge pas. Son débit va augmenter les deux jours suivant, tandis que la Goule, malgré des précipitations encore fortes, amorce la décrue. La baisse des débits est accentuée le 22 quand les précipitations deviennent neigeuses sur la moitié supérieure du bassin, l'état thermique ayant considérablement baissé. La Goule voit ses débits décroître régulièrement, quand le Diable semble sursauter.

Au total, les chiffres sont ahurissants : il est tombé en 2 semaines 130 mm de pluie sur le bassin soit 78 % des précipitations liquides estivales (depuis le 1er mai). La Goule a roulé en cette fin septembre, 44 % des écoulements de l'été (enregistrés depuis le 12 juillet), et le Diable 45 %.

Ces journées pour le moins mouillées ont été chaudes et ont provoqué, sur le glacier, une fonte potentielle record de 37 mm de neige et 45 de glace. C'est 20 % de la fonte estivale pour la neige et 70 % pour la glace.

On comprend, à lire ces chiffres, que l'événement ait pu nous paraître brutal, violent, paroxysmique.

À titre comparatif, la crue de 2010 est tout aussi brutale mais moins importante. Elle ne dure (pour nos enregistrement en tout cas) que 9 jours, pendant lesquels il fait moins chaud (état thermique maximal de 3,7°C), ce qui suppose une fonte plus faible (6 mm de neige et 20 de glace). Il pleut également moins qu'à la crue de 2008 (44 mm au lieu de 130).

Il convient de voir, à présent, les résultats de telles crues sur le bilan du glacier.

5.2. Impacts des crues sur le glacier : bilan hydrologique et bilan de masse

Les relevés de bilan de masse du glacier étaient déjà faits en fin de saison 2008 quand l'épisode de pluie est survenu. Toute l'équipe était à pied d'œuvre pour suivre la crue : en aval pour mesurer les débits record (Fig. 206) ; en amont, sur un glacier couvert de neige début septembre, sur lequel il fallait chaque jour aller redresser les trépieds ancrés à la glace qui tombaient sous l'effet combiné de la pluie et de la fonte.

Nous avons donc pu observer de près ce phénomène et aussi en mesurer jour après jour les effets sur le glacier.

En 2010, la brièveté de l'événement nous a surpris en toute fin de séjour, mais nous avons quand même pu faire un bilan de masse avant et un après la crue.

5.2.1. La violence du phénomène en 2008

Pour avoir vécu le phénomène sur le terrain, on a pu constater que le manteau neigeux participait à la violence de la crue, en ayant un effet d'éponge. Les écoulements étaient retenus par la neige, et en marchant sur le glacier, l'impression était celle d'un fleuve. L'eau, qui habituellement emprunte le chemin le plus facile pour s'évacuer (ridules, anfractuosités, bédières, crevasses …), s'écoulait sur la totalité de l'espace complètement saturé, formant par moment des rideaux continus.

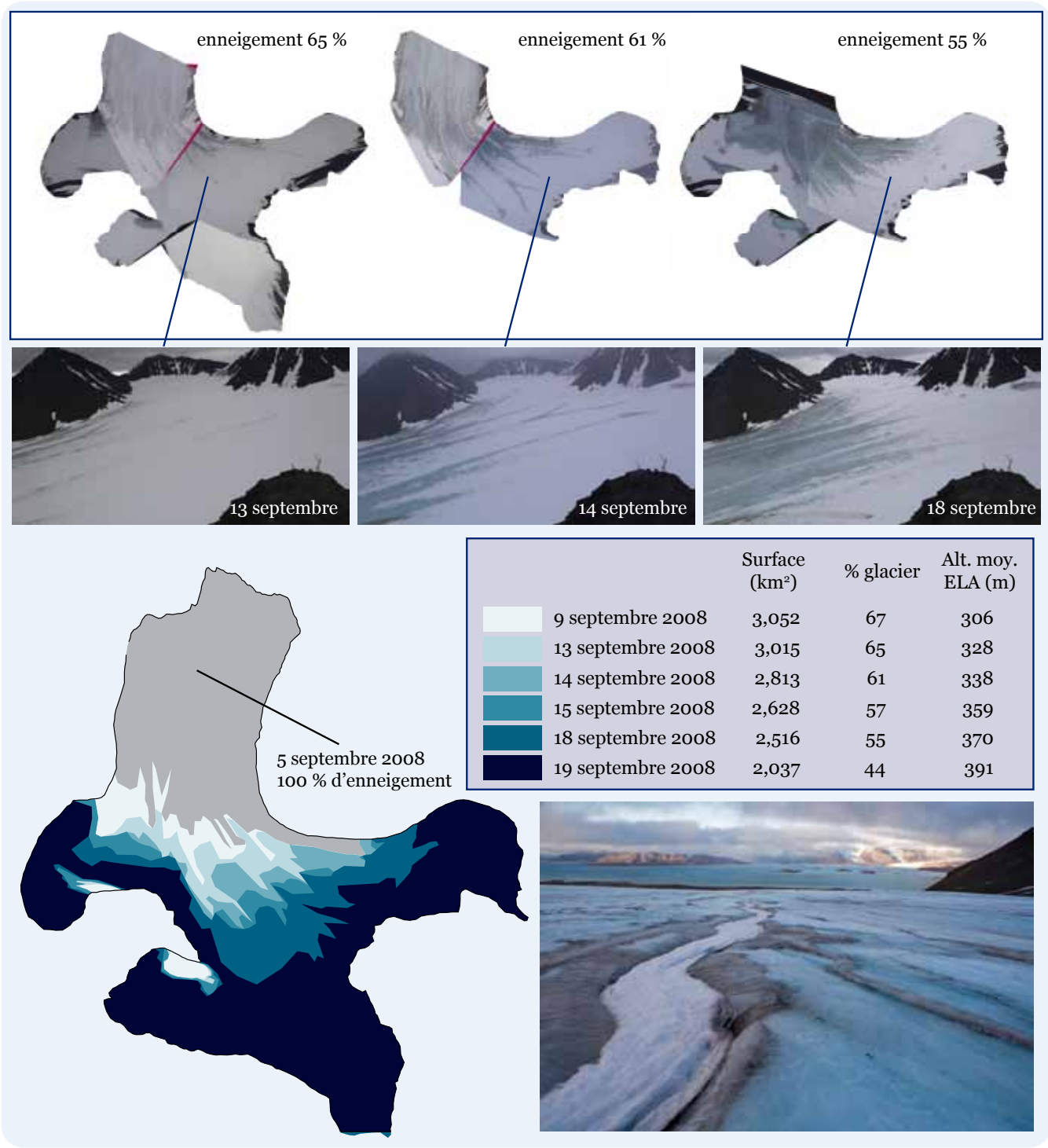
Bien que les photos donnent ici une image figée, on pouvait presque observer le recul et la disparition du manteau neigeux à l'œil nu. La surface en glace nouvellement dégagée est devenue complètement « nettoyée » de glace de surimposition, et seules quelques bédières étaient encore enneigées (Fig. 207).

Figure 206 – Se mouiller pour obtenir des données n'est pas un vain mot ! Les mesures de débits s'effectuent en permanence pendant la crue de l'automne 2008 (Photo : Ch. Morel, Our polar Heritage).

D'un point de vue quantitatif, l'état thermique et les précipitations ont engendré le retrait en surface du manteau neigeux de 30 % en début d'épisode. Dans un second temps, c'est principalement la pluie, par son action mécanique et thermique, qui a fait disparaître de nouveau 30 % du manteau neigeux. Ce dernier recul est d'autant plus impressionnant qu'il a eu lieu en deux jours de précipitations continues. Alors que la ligne transitoire de névé n'était qu'une frontière floue en début d'épisode, sa remontée brutale à délimité un espace complètement dégagé de neige, sur lequel la pluie s'évacuait autrement plus vite.

5.2.2. Des conséquences directes sur le bilan de masse : le rôle important des précipitations

Ces événements météorologiques sont par excellence imprévisibles : la tournée annuelle de bilan de masse de l'Austre Lovénbreen avaient été réalisée juste avant le début de l'épisode de crue. Au premier arrêt des précipitations, le bilan a été à nouveau mesuré. C'était compter sans le deuxième pic de crue qui a nécessité une troisième tournée de mesures. Cette mul-



	Surface (km²)	% glacier	Alt. moy. ELA (m)
9 septembre 2008	3,052	67	306
13 septembre 2008	3,015	65	328
14 septembre 2008	2,813	61	338
15 septembre 2008	2,628	57	359
18 septembre 2008	2,516	55	370
19 septembre 2008	2,037	44	391

Figure 207 – Le recul du manteau neigeux pendant la crue. D'un enneigement de presque 100 %, la couverture neigeuse est passée à 44 %. Plus que le retrait nival, la façon dont le glacier a été littéralement lessivé est impressionnante et atteste la puissance et les effets extrêmement néfastes des précipitations pluvieuses.

tiplication de bilans intermédiaires a permis de quantifier, presque en temps réel, les impacts des crues automnales sur le bilan de masse net du glacier en fin de saison budgétaire (Fig. 208).

La première semaine de septembre, l'Austre Lovénbreen présentait un bilan de masse net faiblement négatif (- 0,08 m de glace), que l'épisode de crue a complètement bouleverser, puisqu'en toute fin septembre, il état de -0,28 m. La ligne d'équilibre qui était exceptionnellement basse au début de septembre, est remontée, en deux semaines de pluie, de 250 à 350 m d'altitude.

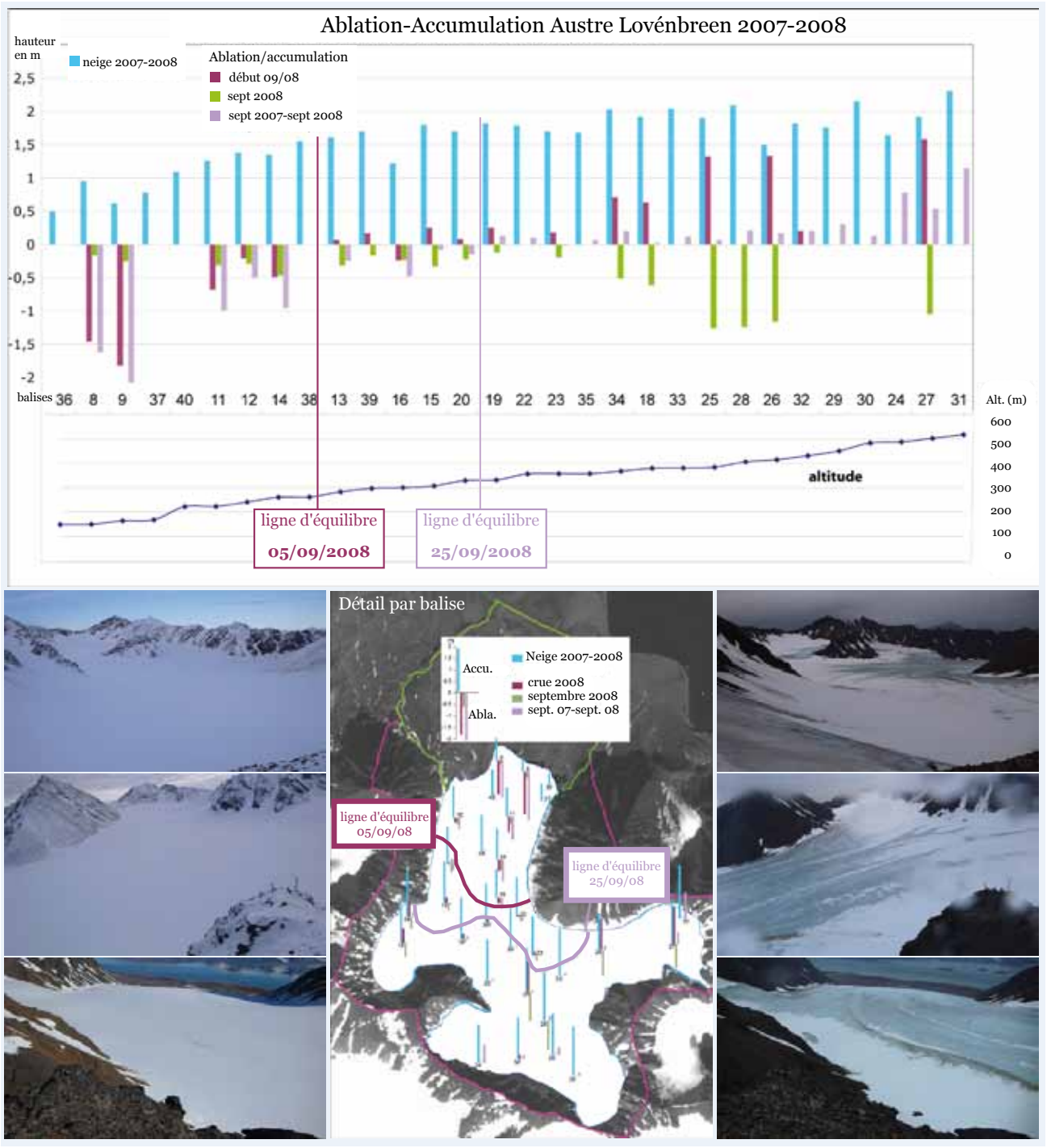


Figure 208 – Suite à cet épisode de crue, le glacier a perdu 0,20 m en deux semaines. Les deux représentations du même phénomène (l'une en profil, l'autre en plan) permettent de mesurer l'impact et la violence des pluies automnales.

5.2.3. Comparaison des événements de crue de 2008 et de 2010

Les deux épisodes de crue ont eu lieu approximativement aux mêmes périodes, mais les conséquences de ces événements climatologiques ont été bien différentes. S'il est avéré que leur intensité n'avait rien en commun (la crue de 2010 représente un tiers des précipitations de celles de 2008), leurs impacts ont également été peu comparables et ce surtout par la différence d'état initial du glacier au moment des crues. En 2008, le glacier est couvert de neige résiduelle jusque très bas. En 2010 le glacier est complètement dégagé de neige à l'exception des fonds de cirques : la glace est à vif partout.

Quand 130 mm de pluie en 2008 provoquent la perte moyenne de 20 cm au bilan de masse, en 2010 (événement plus court, moins chaud, moins arrosé), le glacier à nu est tout de même décapé de 6 cm en 6 jours (mesure du bilan le 2 octobre), ce qui représente 16 % de l'ablation annuelle très forte (- 37 cm) due à un été très chaud.

En 2008, avec une perte de 20 cm en deux semaines, l'épisode de crue contribue pour 71 % à l'ablation annuelle (- 28 cm).

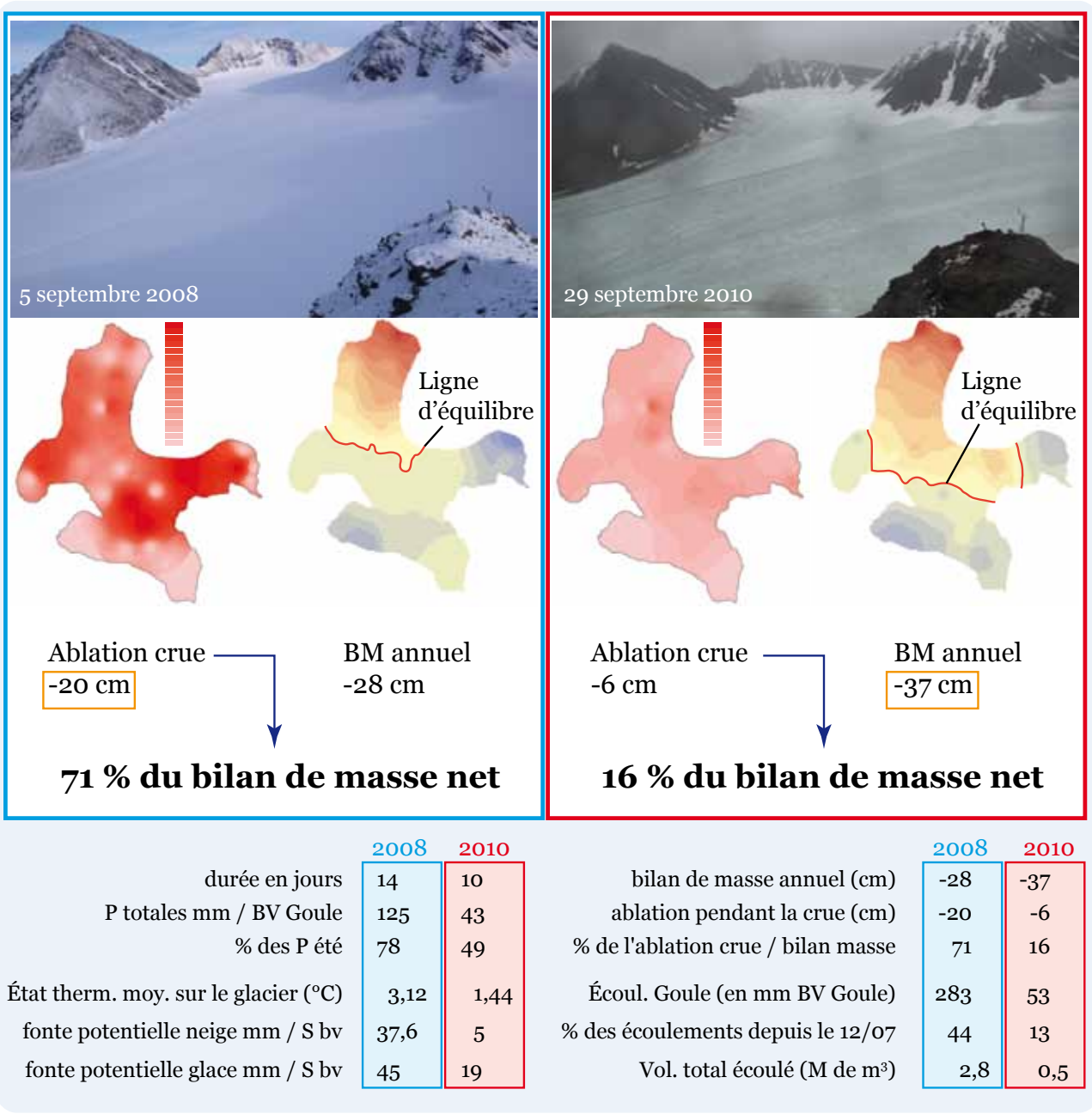
Pour les deux années, vus les états thermiques très élevés, les précipitations d'automne ont été pluvieuses sur l'ensemble du glacier (Fig. 209). Elles mettent ainsi en évidence le rôle destructeur de la pluie, qui compromet, en quelques jours seulement, l'accumulation du glacier.

Les différences de lames précipitées et de lame potentielles de fonte expliquent à elles seules les écarts entre les lames écoulées et de lames d'ablation. Cependant les processus sont différents : en 2008, le glacier en neige s'est gorgé d'eau, agissant comme un marécage. On a pu observer le foirage important de ces masses de neiges mouillées à la rupture d'équilibre. Certains de nos instruments ont été emportés sur 50 m dans des zones absolument plates, simplement par le déplacement des lames de *slush*.

Si on compare les lames entre elles, très globalement (puisqu'on est au pas de temps journalier), on remarque pour la Goule (lames rapportées à la surface stricte de son bassin), que dans l'épisode de 2008, avec 125 mm de pluie, 83 mm de fonte potentielle (37 de neige, 45 de glace), les lames écoulées par la Goule sont supérieures de 104 mm au total pluie et fonte. Cette différence montre le pouvoir caloporteur de la pluie qui non seulement fait fondre la neige qu'elle traverse, mais accélère la disparition du manteau par effet vecteur. Rôle déjà mis en évidence lors d'épisodes identiques sur l'Austre Lovenbreen en août puis septembre 1980 (Griselin, 1982).

Les lames de la crue de 2010 ne laissent pas de place à de la fonte excédentaire, bien au contraire. Le fait que la pluie tombe sur la glace vive, réduit le contact de l'eau précipité avec le glacier (les écoulement sont très rapides vers les émissaires) et ne permet pas le transport de neige vu qu'il n'y en a pas.

À ce stade de notre travail nous n'avons pas les clés pour décrypter le décalage entre les lames écoulées et les lames précipitées et potentiellement fondues. Le démontage obligatoire de la station hydrologique avant la fin de crue ne nous permet pas de dire si la Goule, avec un certain retard, a évacué toute la lame précipitée.



	2008	2010
durée en jours	14	10
P totales mm / BV Goule	125	43
% des P été	78	49
État therm. moy. sur le glacier (°C)	3,12	1,44
fonte potentielle neige mm / S bv	37,6	5
fonte potentielle glace mm / S bv	45	19

	2008	2010
bilan de masse annuel (cm)	-28	-37
ablation pendant la crue (cm)	-20	-6
% de l'ablation crue / bilan masse	71	16
Écoul. Goule (en mm BV Goule)	283	53
% des écoulements depuis le 12/07	44	13
Vol. total écoulé (M de m³)	2,8	0,5

Figure 209 – Comparaison des crues d'automne de 2008 et de 2010. Les causes sont semblables, mais les conséquences sont très différentes. L'ablation, due à la pluie et aux conditions thermiques élevées, a été significativement plus importante en 2008 qu'en 2010. L'épisode pluvieux survient en 2008 sur un glacier totalement enneigé, alors qu'en 2010, la glace était presque partout à vif.

Ces épisodes ne sont pas rares. Le glacier en subit presque chaque année. Les précipitations fortes et liquides que le glacier reçoit souvent ces dernières années en octobre et novembre doivent provoquer des bouleversements tout aussi importants dans les bilans de masse et compromettre l'installation du manteau hivernal ... mais nous ne sommes pas présents pour les suivre et les stations hydrologiques sont démontées pour l'hiver.

La mission d'automne 2011, rentrée quelques jours avant l'achèvement de cette thèse, a pu mesurer cette année encore l'impact de la pluie, fine mais durable, sur le glacier jusque dans les cirques, accentuant un bilan déjà hyper négatif (- 1,18 m) par une perte de 3 cm en moyenne (- 6 cm au niveau de B10, - 1 au niveau de B28 à plus de 400 m) en deux jours sous l'effet de 7 mm de pluie tombée à Ny Ålesund.

Conclusion

Les bilans de masse apparaissent comme la résultante de tous les paramètres suivis pour ce travail. Le décryptage de trois bilans successifs, dont deux identiques en valeur, n'est pas simple. Les paramètres interfèrent, et contrebalancent leurs effets mutuels. Cette analyse a permis de montrer le rôle capital des températures mais aussi des pluies, et de leur distribution spatio-temporelle. Leur effet sera décuplé si elles affectent l'ensemble du bassin et d'avantage encore si, en plus d'être fortes et soudaines, elles surviennent en conditions thermiques élevées. Leur effet destructeur est encore plus notable lorsqu'elles tombent sur de la neige.

La confrontation des différentes lames de fonte, de précipitations, d'écoulement avec les bilans de masse et les mesures du manteau neigeux nous a permis de réviser à la baisse le coefficient de fonte *k* et de relativiser les barres d'erreurs des différents paramètres mesurés.

Les épisodes chauds et pluvieux des automnes 2008 et 2010 ont permis d'illustrer toute la violence et la brutalité des écoulements. Ces événements, si brefs et si soudains soient-ils, peuvent compromettre totalement, en quelques jours, le bilan de masse d'une année.

Rien n'est donc véritablement acquis dans la mesure du bilan. Les crues en sont l'illustration : et si nous n'avions pas été sur le terrain, nous n'aurions jamais intégré cette dimension à notre réflexion.

Conclusion de la troisième partie

Cette partie présentant nos résultats a aussi été l'occasion de faire une synthèse en croisant plusieurs types de données, dans une approche partant du qualitatif vers le quantitatif. L'objectif initial de renseigner certains termes de l'équation hydrologique s'est aussi accompagné de considérations méthodologiques et de la mise en évidence de certains phénomènes aux répercussions capitales sur le comportement des glaciers.

Nous avons pu constater à quel point il était nécessaire de considérer les dynamiques climatiques du bassin de l'Austre Lovénbreen à l'échelle la plus fine possible. Les conditions de Ny Ålesund ne reflétant pas celles des zones montagneuses, il est nécessaire d'appliquer des correctifs, tels que les gradients, afin de pouvoir interpréter les phénomènes. Lorsqu'on dispose des données fiables comme pour les températures, celles-ci se révèlent capitales pour comprendre la complexité des processus régissant un bassin glaciaire. À l'issue de ce croisement, nous avons obtenu des données météorologiques représentatives des conditions du bassin de l'Austre Lovénbreen.

Ce dernier doit par ailleurs être appréhendé dans une dimension globale, et les observations du manteau neigeux donnent de précieuses informations. Cette étape permet en effet de glisser de l'information qualitative vers les données quantitatives. La neige, qu'elle vienne des versants, du glacier ou de la moraine, révèle des dynamiques expliquant en amont ce que l'on mesure en aval. Les phénomènes d'avalanches sont apparus dans ce contexte, comme des éléments à prendre en compte : que ce soit pour leur rôle dans l'accumulation du glacier, ou dans leur rôle de châteaux d'eau alimentant les écoulements. De façon plus générale, les versants comme la moraine semblent des zones clés qui mériteraient une étude spécifique.

La dimension quantitative du manteau neigeux est apparue capitale pour cerner une partie des processus amont liés à la neige, qui expliquent le fonctionnement hydrologique du bassin de l'Austre Lovénbreen. L'étude précise et les mesures effectuées ont permis de calculer des lames réelles et potentielles. Cette information indispensable aux hydrologues a permis de mettre en regard plusieurs termes de l'équation hydrologiques avec les données du climat dans le but de comprendre la contribution de la neige et de la glace aux écoulements, et par voie de conséquence la réponse du glacier aux contraintes météorologiques.

Dans cette démarche, les bilans de masse apparaissent comme une résultante des conditions météorologiques. Les résultats qui ont été présentés ici corroborent ainsi nos premières impressions et nos observations sur le terrain. En effet, si les températures jouent un rôle prépondérant dans la détermination du type de précipitations (neige ou pluie), l'intensité de ces dernières reste le principal déclencheur de phénomènes clés dans le contrôle des dynamiques d'un hydrosystème polaire. En fait, dans ce système complexe, les températures constituent l'élément régulateur, alors que les précipitations seraient plutôt

l'élément perturbateur. Cette caractéristique est d'autant plus claire en hiver : les pluies survenant à cette période compromettent de façon significative le potentiel d'accumulation du glacier.

Enfin, nous conclurons cette partie en évoquant l'incertitude de la mesure, que plusieurs paramètres obligent à nuancer. Nous avons vu à travers l'utilisation d'un modèle de fusion toute la difficulté à « modéliser » des phénomènes naturels. C'est d'ailleurs les observations de terrain qui ont parfois (souvent ?) permis de prendre du recul sur certaines données et certains résultats.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Francis Bacon disait : « lorsqu'on commence avec des certitudes, on finit toujours avec des doutes… ». Nous avons entrepris ce travail avec des doutes … et nous le finissons avec quelques certitudes, mais aussi de nombreuses interrogations ! Les résultats de ce travail ont montré à quel point tout se joue sur peu de chose, sur quelques détails que la géographie de terrain même associée à la géomatique ne permet pas toujours d'intégrer. Cela confirme la nécessité d'avoir une approche à différentes échelles et à travers différents regards.

À l'issue de cette thèse, nous nous sentons privilégié d'avoir pu réaliser ce travail au sein d'une équipe pluridisciplinaire qui nous a donné accès à de nombreux outils. La dimension spatiale des dynamiques hydro-glaciologiques implique la mise en place de collaborations pluridisciplinaires au sein desquelles la géographie a beaucoup à apporter (et *vice versa*). Nous évoquerons dans cette conclusion les points marquants de notre travail concernant le fonctionnement nivo-glaciologique de l'Austre Lovénbreen mais aussi les aspects méthodologiques.

Un contexte de changement climatique contemporain avéré … mais à nuancer

Dans le contexte avéré d'élévation des températures de l'air à Ny Alesund (2°C en 40 ans, mais augmentation uniquement concentrée sur les 12 dernières années, Fig. 42), et d'accroissement des précipitations (+ 14 mm par décennie mais uniquement due à l'augmentation de la pluie, Fig. 45), le bassin de l'Austre Lovénbreen (10 km^2) a été mis sous surveillance très fine (13 stations photos, 20 capteurs de température de l'air, 9 anémomètre, 3 sondes hydrologiques) le tout accompagné de campagnes de mesures récurrentes *in situ* (carottages et profils de neige, mesures annuelles du bilan de masse, position du front), associé à des campagnes plus ponctuelles de mesures au DGPS et au GPR.

Cette thèse, qui s'est déroulée au sein du programme Hydro-Sensor-FLOWS, se positionnait en amont et avait pour objectif de fournir la part de neige et la part de glace qui participent aux écoulements. Il s'agissait donc de quantifier la participation du glacier et du manteau neigeux à travers certains termes de l'équation hydrologique que sont les précipitations solides, les précipitations stockées et les lames de fontes. Il découlait de ces quantifications une approche globale des variations de volume du glacier par les bilans de masse qui constituent la résultante des conditions climatiques et nivologiques. Le travail de thèse repose sur trois années d'analyse (2007-2010) avec quelques percées sur l'année 2010-2011 en cours de traitement.

Pour ce travail une triple approche a ainsi été réalisée. Nous sommes d'abord parti de la géographie physique et naturaliste (missions de terrains) pour arriver à une géographie quantitative à travers le traitement des données et les méthodes

employées. L'ensemble de cette démarche s'est enfin effectué dans un contexte résolument pluridisciplinaire mais en gardant toujours le regard du géographe.

Des résultats à différentes échelles

Parmi l'arsenal d'instruments et de mesures déployé dans le cadre d'HSF, nous mettrons l'accent plus spécifiquement sur trois types. Les thermomètres enregistreurs nous ont, dans un premier temps, permis de spatialiser la température de l'air à l'échelle de l'Austre Lovénbreen et de fournir ainsi l'état thermique horaire du glacier. Le réseau de stations photos automatiques a ensuite constitué le cœur de ce travail avec le traitement lourd de cette information puis son utilisation. Grâce à une couverture optimale du glacier (supérieure à 96 %, fig. 142), les dynamiques nivologiques et glaciologiques ont pu être observées avec une grande précision. Enfin, les différentes campagnes d'échantillonnages nivologiques, réparties d'avril à juillet en 42 points (fig. 98), nous ont donné une information capitale sur les réactions du manteau du neigeux et son importance. Les mesures de la hauteur (neige-glace) aux balises effectuées chaque année en toute fin d'été ont permis de déterminer les bilans de masse, résultantes des conditions météorologiques et nivologiques de l'année hydrologique.

• Une approche en 2D et 3D du manteau neigeux

Notre démarche a ainsi été envisagée en plusieurs dimensions. La 2D, issue du traitement et de l'interprétation des photos tangentielles, a permis d'obtenir une information binaire de la typologie de l'état de surface du glacier : neige ou glace. Cette donnée a été complétée par la 3D, donnée par les campagnes de mesures nivologiques *in situ*, et apportant la dimension de variation en volume et en densité du manteau. La répétition des ces manipulations dans le temps apporte une quatrième dimension permettant d'avoir une approche spatio-temporelle des phénomènes.

• La photo tangentielle pour suivre la dynamique du manteau

Le traitement des photos tangentielles que l'on a pu assembler en mosaïques corrigées géométriquement et projetées dans un SIG (Fig. 138), permet de suivre l'évolution saisonnière du manteau neigeux et de caractériser le retrait nival avec l'évolution de la ligne transitoire de névé (Fig. 174). Cette démarche a en outre permis de démontrer que ce retrait ne s'effectuait pas de façon linéaire, mais par paliers successifs auxquels on peut associer les différents états du manteau neigeux donnés par la discrétisation spatiale des mosaïques. Les mécanismes régissant ces dynamiques ont pu être mis en évidence en mettant en regard les chroniques météorologiques avec le retrait nival.

• Les lames de fonte potentielles

Pour fournir des lames potentielles de fonte, les mosaïques binaires ont été croisées avec les états thermiques du glacier dans un modèle de fonte selon les degrés-jours positifs. On obtient à la fois la dimension spatiale de la fonte mais aussi et surtout la lame globale quotidienne (ou horaire) avec la part de la neige et celle de la glace (Fig. 177).

• Les lames de fonte réelles

La « troisième dimension » donnée par les campagnes de carottages apporte les informations sur la variabilité saisonnière et annuelle du manteau neigeux. Il est ainsi possible d'observer d'importantes différences interannuelles d'une part (Fig. 183), ainsi que de placer l'accélération de la fonte vers la fin juin d'autre part (Fig. 184). On en déduit par ailleurs les lames d'eau réelles fournies par la neige aux écoulements.

• Les bilans de masse

Les paramètres météorologiques (températures et précipitations) et les données de nivologie ont comme résultante le bilan de masse du glacier qui a constitué un indicateur capital pour comprendre la réponse du système aux fluctuations climatiques. Dans sa dimension globale, pour la période 2007-2010, le bilan de masse de l'Austre Lovénbreen est significativement négatif (- 399 mm *w.eq.*), malgré une répartition spatiale homogène de l'accumulation et de l'ablation (Fig. 193). Dans sa dimension annuelle, l'estimation du bilan de masse a permis de déterminer les lames d'eau réelles dues à la fonte de la glace de l'Austre Lovénbreen (Fig. 194).

• Ré-évaluation du coefficient de fonte

La confrontation des lames réelles (de neige et de glace) a également mis en évidence le fait que les lames potentielles calculées par modèle de fusion sont supérieures d'un tiers aux lames réelles de fonte de neige et de glace. Ce constat nous a donc poussé à réévaluer le coefficient *k* de fusion dont les valeurs ont été prises initialement dans la littérature. Le diminuer d'un tiers à la lueur des lames réelles a permis d'être cohérent avec les lames d'eau écoulées mesurées aux exutoires et les précipitations reçues sur le glacier. Le choix et l'utilisation du coefficient de fonte s'est finalement révélé être un réel problème qui nécessiterait à lui seul un travail spécifique afin de le calculer avec précision. Les valeurs qu'on lui attribue en fonction de la neige et de la glace sont encore largement débattues dans la littérature.

• Facteurs explicatifs du bilan de masse

Grâce aux deux bilans de masse similaires dont nous disposions (2008-2009 et 2009-2010), nous avons pu tester différents facteurs explicatifs de la réponse du glacier aux conditions climatiques en les comparant (fig. 197 et 198). Il est apparu que la neige n'avait pas une influence significative. À l'inverse, la température et en particulier la température estivale (moyenne des températures supérieures à 0°C) pouvait être un facteur explicatif. Mais surtout, l'observation dans le détail de l'Austre Lovénbreen des chroniques météorologiques a permis de mettre en évidence l'importance et le rôle néfaste (à toutes saisons) des précipitations liquides sur le manteau neigeux et donc sur l'accumulation. L'année 2011, en cours de traitement, est apparue comme une clef de compréhension. Année de tous les records, 2011 a en effet attesté l'impact de la pluie (en particulier estivale) sur le bilan de masse, puisque l'abondance des précipitations annuelles (483 mm à Ny Ålesund) couplée à un état thermique moyen très élevé de 1,42°C sur le glacier en été (contre 0,98 et 0,81°C pour les étés 2009 et 2010), a donné lieu à

des précipitations pluvieuses jusqu'en haut de l'Austre Lovénbreen tout l'été en 2011, soit une lame record de 383 mm sur le glacier.

• Le rôle destructeur des événements chauds et pluvieux

Enfin, à travers les crues de 2008 et de 2010, l'importance de la brutalité des événements a été mise en valeur (Fig. 205). Le bilan de masse peut être totalement remis en cause par deux semaines de pluie : la crue de 2008 représente 76 % des précipitations, 40 % des écoulements de l'été, et 71 % du bilan de masse (Fig. 208), quand celle d'octobre 2010 est moins importante, survient sur un glacier déneigé et ne représente que 16 % du bilan annuel.

L'un des traits majeurs de la dernière décennie est l'augmentation du nombre d'épisodes chauds en hiver. Ces épisodes, bien caractéristiques du climat polaire océanique, sont en augmentation et apparaissent comme très destructeurs pour les glaciers, surtout quand ils sont accompagnés de pluies importantes ce qui peut être le cas en plein cœur de l'hiver : les conséquences sont majeures sur le manteau neigeux, comme ce fut le cas en janvier 2009 où un seul épisode de ce type, de moins d'une journée à compromis l'intégralité du manteau à Ny Ålesund.

C'est sans doute une des traits marquants de la dernière décennie, de même que la baisse significative du coefficient nivométrique. Globalement les précipitations augmentent mais uniquement à cause d'une augmentation de la pluie, et ce, en toutes saisons.

La pratique du terrain, une démarche nécessaire

L'ensemble de ce travail montre l'importance de la présence sur le terrain. Si le développement technologique des 30 dernières années a considérablement modifié la donne de la recherche, il est bon de rappeler que, comme le dit souvent un des chercheurs du programme, « le satellite et l'ordinateur ne font pas tout ». La pertinence de la démarche n'est pas ici remise en cause, mais pour le traitement des données, numériques en particulier, la prudence reste de mise. Les erreurs de MNT par exemple, ont pu être corrigées et améliorées grâce à la connaissance du terrain et à sa pratique. Il apparaît, en fin de programme, qu'obtenir les résultats que nous avons eus ne serait pas possible sans une présence sur le terrain offrant une dimension d'observation inégalable. L'ordinateur est un outil efficace dont on ne saurait plus se passer, mais l'opérateur reste à la baguette : lui seul peut déterminer d'éventuelles aberrations. Lorsque nous analysons nos données informatisées, lorsque nous cherchons à comprendre des anomalies, le seul garant de vérité reste alors le terrain, comme cela a été démontré, avec les vérifications in situ des interpolateurs et des calculs qui en découlent. Et quand on n'est plus sur place, le seul retour aux sources possible reste le carnet de terrain ... « la Bible ».

Plus que jamais, ce travail nous a convaincu (s'il en fallait) de la nécessité d'une approche par le terrain, même si elle est soumise à de nombreuses contraintes en milieu extrême. Alors certes, la façon d'aborder le terrain a évolué grâce aux progrès technologiques, mais sa place reste primordiale. Mais haute technologie et terrain doivent être complémentaires pour permettre une utilisation éclairée des outils et des choix raisonnés de méthodes et d'instrumentation.

Que mesure-t-on ?

En synthèse, notre démarche générale a pu fournir à l'hydrologie des lames de fonte potentielles grâce à la 2D. L'incertitude autour du coefficient *k* incite donc à la prudence avec ces résultats. Nous avons pu également déterminer de façon précise les lames d'eau réellement dues à la fonte du manteau neigeux, bien que le fait de ne pas avoir de sessions de carottage automatiquement au maximum d'accumulation de neige et de n'avoir jamais suivi l'intégralité de la saison de fonte puisse constituer un handicap. Enfin, les mesures de bilan de masse ont permis de déterminer ce que le glacier pouvait apporter par sa fonte. Cette dernière information nous semble la donnée la plus fiable, à condition de la mesurer au bon moment, les crues de 2008 et 2010 nous ont montré que le bilan pouvait être totalement remis en cause par deux semaines de pluie alors que l'hiver semble installé.

Les conditions mêmes d'enregistrement dans un environnement aussi sévère montrent les limites de la mesure, et celle du fonctionnement des appareils électroniques qui requièrent beaucoup de maintenance et un suivi saison par saison.

La violence des événements, une caractéristique de l'Arctique

Ce problème de la difficulté à mesurer et de la valeur-même de la mesure provient en partie des phénomènes observés. Si nous devions retenir un point marquant de toutes ces missions de terrain, ce serait la brutalité et la brièveté des phénomènes en général. Ce n'est pas un hasard si nous avons souhaité terminer ce travail par les épisodes de crue. Ils ne sont d'ailleurs qu'un exemple de la rapidité à laquelle peuvent aller les phénomènes. Tout va extrêmement vite, trop vite sans doute pour être simple à interpréter et à comprendre. On arrive parfois à se faire une idée de la météorologie par l'observation des nuages ou de l'aérologie. Rien n'y fait au Spitsberg, on ne peut que constater sans prévoir. Le vent, la neige ou le soleil, le chaud ou le froid se succèdent parfois avec une variabilité remarquable. Et malgré l'incertitude de la mesure, ces variations sont non seulement palpables lorsqu'on est sur le terrain, mais aussi mesurables et quantifiables, ce que nous nous sommes efforcé de démontrer dans ce travail. En effet, l'exemple des crues, et en particulier celle de septembre 2008, a montré à quel point tout pouvait être remis en question avec un événement climatique violent. Notre présence sur le terrain pendant cette crue nous a permis d'effectuer plusieurs mesures de bilan de masse, avant et après cet événement climatique brutal. Nous avons ainsi pu quantifier son impact, puisqu'en à peine 15 jours, la ligne d'équilibre est remontée de plus de 100 m d'altitude entamant un bilan qui était presque à l'équilibre lors de la première campagne de mesures. En observant le bilan de masse, on constate que sur 28 cm d'ablation moyenne annuelle mesurée à la fin de ces événements, la crue est responsable d'une ablation de 20 cm, ce qui représente 71 % du bilan de masse net annuel.

L'observation de la période 2007-2011 nous a permis de revenir sur notre hypothèse initiale selon laquelle un hiver froid et peu neigeux pouvait donner un bilan aussi négatif qu'un été chaud, et un hiver doux très neigeux pouvait donner un

bilan aussi positif qu'un été sec et froid. Il est en effet possible d'ajouter que des températures estivales élevées accompagnées de pluie en toute saison constituent les ingrédients d'un bilan de masse très négatif. Dans ce contexte, les températures jouent ainsi le rôle de modérateur, alors que les précipitations sont l'élément perturbateur du système qui amplifie les effets néfastes sur le glacier. À la lecture des écrits d'Henri Geoffray, nous n'avions pas prêté attention à cette petite phrase sur les « sautes d'humeur climatiques » au Spitsberg ; nous en prenons pleinement conscience à l'issue de ce travail. C'est sans doute désormais une des caractéristiques qui nous vient d'emblée à l'esprit quand on nous demande d'évoquer l'Arctique.

Limites et perspectives

Au terme de ce travail, on peut donc affirmer qu'il est possible de déterminer les lames de fonte participant aux écoulements, en tenant compte toutefois d'une marge d'erreur, surtout concernant les lames potentielles. La quantification de la fonte menée exclusivement sur le glacier n'aborde ni la moraine ni les versants dans l'alimentation des écoulements. Il est apparu que ces zones étaient extrêmement délicates à surveiller : la quantification nécessiterait donc une instrumentation particulière telle que le lidar terrestre mais surtout le recours à la photogrammétrie, plus facilement envisageable à partir des dispositifs de stations photos automatiques existants. De plus, les versants, qui représentent un tiers du bassin de l'Austre Lovénbreen, sont responsables d'une part significative de l'accumulation du glacier par l'importante activité avalancheuse qu'ils génèrent. C'est ce que nous avons pu constater sur les toutes dernières photos acquises en septembre 2011 et encore en cours de traitement.

La diminution des surfaces de glace exposées pose le problème de la quantité d'eau douce gagnant la mer. Si les surfaces sont moindres, les volumes arrivant à la mer devraient diminuer. C'est ce que montrent les trois bilans de masse effectués pendant cette thèse : les volumes d'eau douce libérés par fonte de la glace sont deux fois plus faibles que ce qui a pu être déduit des différence de MNT entre 1995 et 2009 (Fig. 80, Chap. IV). On constate en revanche qu'une seule année exceptionnelle comme 2011 peut tout remettre en cause, en générant 4,6 Mm^3 d'eau douce, soit trois fois ce qui avait été mesuré pour les années précédentes (1,1 ; 1,5 ; 1,5 Mm^3). Ce constat, de même que celui lié aux chroniques météorologiques, incite à la prudence. Nous nous garderons de donner des tendances pour l'avenir étant donné le nombre d'alternance entre des périodes chaudes et des périodes froides depuis le début du XX^e siècle (Fig. 39).

L'intérêt d'une telle démarche n'est pourtant pas de rester cantonné à l'Austre Lovénbreen. Bien que fastidieuse, chronophage et tout simplement complexe à mettre en place, l'auscultation d'un bassin glaciaire telle que nous l'avons envisagée à travers HSF est pourtant reproductible pour d'autres glaciers, sous d'autres latitudes. Le fait de travailler à échelle très fine n'incite pas à la généralisation mais bien au contraire à affiner encore l'échelle de travail.

En effet, s'il semble que les glaciers voisins de la presqu'île de Brøgger, petits glaciers de type alpins, fonctionnent de la même façon que l'Austre Lovénbreen, d'autres glaciers de types différents (calotte, édifice de plus grande taille, mais surtout plus hauts en altitude) subissent des dynamiques particulières liées à l'augmentation des précipitations qui sont neigeuses, vues les altitudes élevées. Ils voient en effet une augmentation significative de leur accumulation, très favorable aux bilans de masse. D'autres grands traits ont pu être mis en évidence. Les processus hydro-glaciologiques hivernaux restent par exemple à découvrir totalement. De même, l'un des résultats marquant montrant que le glacier perdait aussi de la glace par le fond constitue une piste à creuser. Dans ce cas, même des changements d'échelle ne permettent pas toujours d'apporter des réponses.

Enfin, on serait tenté de dire que les limites de ce travail viennent paradoxalement du nombre de données acquises. Si leur recueil s'est souvent fait à la sueur du front, leur traitement constitue une étape importante. Des photos aux températures, des mesures nivologiques à celles de débits, le programme HSF a en effet permis d'engranger une quantité phénoménale de données. Ce travail n'en a finalement présenté qu'une petite synthèse et laisse la porte ouverte à une multitude de traitements qui permettraient d'affiner encore notre niveau de compréhension d'un hydrosystème polaire.

Toutes ces interrogations en suspens sont liées à plusieurs facteurs. D'un point de vue méthodologique, il y a ce que nous avons réalisé, mais aussi ce qu'on aurait pu, ce qu'on aurait voulu et, au final, ce qu'on pourra peut-être par la suite mettre en place. La surveillance d'un bassin polaire est d'emblée limitée par les conditions de l'Arctique, à commencer par la nuit polaire qui, durant quatre mois, empêche les observations, même en étant sur place. La météorologie générale incite de toute façon à s'en remettre à la philosophie des Inuit : « En Arctique le temps et la glace décident ».

Spectacle de fin de mission en octobre 2010, devant la base Corbel, face au Midtre Lovénbreen … « tu crois, où t'es sûr... que c'est une aurore boréale ?! »

ANNEXES

Bibliographie

Données météorologiques et hydrologiques de Ny Ålesund et du bassin de l'Austre Lovénbreen 2007-2010

Données nivologiques de l'Austre Lovénbreen 2008-2011

Densités du manteau neigeux 2009-2011

Données glaciologiques de l'Austre Lovénbreen 2008-2011

Bibliographie

Tous les ouvrages indexés dans la bibliographie ne sont pas appelés dans le texte, mais ont contribué à la construction de ce travail.

AGA O.J., 1986 : *The Geological History of Svalbard*, Stavanger, éd. Statoil, 121 p.

AGASSIZ L., 1840 : *Etudes sur les glaciers,* Neuchâtel, éd. Nicolet, 356 p.

AHLMANN H. W., 1953 : Glacier variation and climatic fluctuations, *American Geographical Society,* NewYork, 51 p.

AKIMA H., 1970 : A New Method of Interpolation and Smooth Curve Fitting Based on Local Procedures, *Journal of the ACM,* Vol. 17, No. 4, pp. 589-602.

AMAP : Arctic Monitoring and Assessment Programme - http://www.amap.no/

AMOROSO A., F. DOMINE, G. ESPOSITO, S. MORIN, J. SAVARINO, M. NARDINO, M. MONTAGNOLI, J. M. BONNEVILLE, J. C. CLEMENT, A. IANNIELLO, & BEINE H. J., 2010: Microorganisms in dry polar snow are involved in the exchanges of reactive nitrogen species with the atmosphere, *Environmental Science and Technology*, Vol. 44, pp. 714-719.

ANCEY C., BOLOGNESI R., CHARLIER C., DUCLOS A., HERRY J.P., MARCO O., MARTIN E., PAHAUT E., REY C., SERGENT C., SIVARDIERE F., VILLECROSE J. & ZUANON J.P., 1998 : *Guide Neige & Avalanches,* éd. Edisud, 334 p.

ANDERSEN T., GOTTSCHALK L., HARESTAD J., KILLINGTVEIT Å., TVEIT J. & AAM S., 1982 : *Snow surveys in Hydropower schemes*, Report A-113, Trondheim, Norwegian Institute of Science and technology (en Norvégien).

ANDERSEN T., 1982: *Operational Snow Mapping by Satellites, Hydrological Aspects of Alpine and High-Mountain Areas*, IAHS Publication, Vol. 138, pp. 149-154.

ANDERSON D., 2004 : *Glacial and Periglacial environments,* éd. Hodder Murray, 132 p.

ANDRÉ M.-F., 1986 : Recherches arctiques françaises en Géomorphologie dynamique (1975-1985), *Zeitschrift für Geomorphologie*, Vol. 30, No. 1, pp. 93-100.

ANDRÉ M.-F., 1986 : Dating slope deposits and estimating rates of rock wall retreat in NW Spitsbergen by lichenometry, *Geografiska Annaler*, *Series A, Physical Geography*, Vol. 58, No. 1-2, pp. 65-75.

ANDRÉ M.-F., 1990 : Geomorphic impact of spring avalanches in Northwest Spitsbergen (79° N), *Permafrost and Periglacial Processes*, Chichester, éd. Wiley, Vol. 1, No. 2, pp. 97-110.

ANDRÉ M.-F., 1993 : *Les versants du Spitsberg, approche géographique des paysages polaires,* éd. Presses Universitaires de Nancy, 361 p.

ANDRÉ M.-F., 1995 : Holocene climate fluctuations and geomorphic impact of extreme events in Svalbard, *Geografiska Annaler*, *Series A, Physical Geography*, Vol. 77, No. 4, pp. 241-250.

ANDREASSEN L. M., 1999 : Comparing traditional mass balance measurements with long-term volume change extracted from topographical maps : a case study of Storbreen glacier in Jotunheimen, Norway, for the period 1940-1997, *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography,* Vol. 81, No. 4, *Methods of mass balance measurments and modelling,* pp. 467-477.

ARCONE S.A., LAWSON D.E., DELANEY A.J., STRASSER J.C. & STRASSER J.D., 1998 : Ground-Penetrating radar reflection profiling of groundwater and bedrock in an area of discontinuous permafrost, *Geophysics*, Vol. 63, No. 5, pp. 1573-1584.

ARCTIC CLIMATE RESEARCH – University of Illinois, http://arctic.atmos.uiuc.edu/.

ARLOV T.B., 1994 : *A short history of Svalbard*, Norwegian Polar Institute, Tromsø, Norge.

ARNAUD M. & EMERY X., 2000 : Estimation et interpolation spatiale : méthodes déterministes et méthodes géostatistiques, Paris, éd. Hermès, 221 p.

ARNAUD L., PICARD G., CHAMPOLLION N., DOMINÉ F., GALLET J.C., LEFEBVRE E., FILY M. & BARNOLA J. M., 2011 : Measurement of vertical profiles of snow specific surface area with a one centimeter resolution using infrared reflectance : Instrument description and validation, *Journal of Glaciology*, Vol. 201, pp. 17-29.

BACHMANN R.C., 1983 : *Glaciers de la Suisse,* éd. Silva.

BALLANTYNE C.K., 2002 : Paraglacial geomorphology, *Quaternary Science review*, Vol. 21, pp. 1935-2017.

BARBAROUX L., 1967 : Le Quaternaire de la péninsule de Brøgger et régions voisines*, Bulletin de l'Association Française pour l'étude du Quaternaire,* Vol. 4, pp. 281-292.

BARANOWSKI S., 1982 : Naled ice in front of some Spitsbergen glaciers, *Journal of Glaciology*, Vol. 28, pp. 211-214.

BARRAND N.E., JAMES T.D. & MURRAY T., 2010 : Spatio-temporal variability in elevation changes of two high-Arctic valley glaciers, *Journal of Glaciology*, Vol.56, No. 199, pp. 771-780.

BARRETT B. E., MURRAY T., CLARK R. A., & MATSUOKA K., 2008 : Distribution and character of water in a surge-type glacier revealed by multifrequency and multipolarization ground-penetrating radar*, Journal of Geophysical Research,* Vol. 113, 12 p.

BEDNORZ E., 2011 : Occurrence of winter air temperature extremes in Central Spitsbergen, *Theoretical and Applied Climatology,* consultation en ligne.

BENN D. I. & EVANS D. J. A., 1998 : *Glaciers and glaciation*. Éd. Arnold. Oxford, 734 p.

BERGSTRÖM S., 1976 : Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments, *SMHI Report* RHO 7, Norrköping, 134 p.

BERGSTRÖM S., 1995 : The HBV model. In: Singh, V.P. (Ed.) *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, Highlands Ranch, CO., pp. 443-476.

BERNARD E., TOLLE F., GRISELIN M., LAFFLY D., & MARLIN Ch., 2009 : Quantification des hauteurs de neige et des températures de l'air à la surface d'un glacier : du terrain à l'interpolation, confrontation de méthodes, *Actes des Neuvièmes Rencontre de ThéoQuant*, Besançon, 4-6 mars 2009.

BERNARD E., TOLLE F., GRISELIN M., LAFFLY D., and MARLIN Ch., 2010 : « Snowcover Survey of an Alpine Type Glacier in High Latitude (Austre Lovénbreen, Svalbard, 79°N) », *14th Alpine Glaciology Meeting,* 25-26.03.2010, Milano, Italia

BERNARD E., GRISELIN M., FRIEDT J.M., TOLLE F., LAFFLY D., MARLIN Ch. & DELANGLE E., 2010 : Monitoring snow cover dynamics on an arctic hydrosystem using field measurements, remote and in situ sensing (Austre Lovénbreen - Spitsberg 79°N), *IPY Oslo Science Conference 2010,* 8-12 June 2010, Oslo, Norway.

BERNARD E., FRIEDT J.-M, MARTIN G., MOREAU L., D. LAFFLY D., CHRETIEN S., MARLIN Ch. & GRISELIN M., 2011 : « Automated high resolution digital image acquisition and processing applied to polar glaciers », *International Conference Polar Worlds,* Paris 25-28 janvier 2011.

BERNARD E., FRIEDT J.-M, TOLLE F., MARLIN Ch. & GRISELIN M., 2011 : Using ground based high resolution photography for seasonal snow and ice dynamics (Austre Lovénbreen, Svalbard, 79°N), *Alpine Glaciological Meeting (AGU),* München, Germany.

BERNARD E., FRIEDT JM., GRISELIN M., LAFFLY D. & MARLIN Ch. 2011 : La photo haute résolution pour comprendre les dynamiques des versants : l'exemple d'un système glaciaire arctique (Loven Est – Spitsberg). *La Houille Blanche*, No. 5, pp. 19-27.

BERNARD E., FRIEDT JM., TOLLE F., GRISELIN M., LAFFLY D. & MARLIN Ch. (prop. acceptée) : Seasonal snow and ice dynamics monitoring using ground based high resolution photography (Austre Lovénbreen, Svalbard, 79°N), *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*.

BERNARD E. GRISELIN M., FRIEDT J-M, DELANGLE E. & TOLLE Fl., (prop. Accéptée) : Snow and ice contribution to the hydrological balance of the glacier Austre Lovén, 79°N, Svalbard. *Geografisca Annaler*

BERTHIER E., ARNAUD Y., BARATOUX D., VINCENT C. & REMY F., 2004 : Recent rapid thinning of the Mer de Glace glacier derived from satellite optical images, *Geophysical Research Letters*, Vol. 31, No. 17.

BERTHIER E., VADON H., BARATOUX D., ARNAUD Y., VINCENT C., FEIGL K.L., REMY F. & LEGRESY B., 2005 : Surface motion of mountain glaciers derived from satellite optical imagery, *Remote Sensing of Environment,* Vol. 95, No. 1, pp. 14–28.

BINDSCHADLER R., DOWDESWELL J., HALL D., & WINTHER J-D., 2001 : Glaciological applications with Landsat-7 imagery : early assesments*, Remote sensing Environnement,* Vol. 78, pp. 163-179.

BISHOP M.P., OLSENHOLLER J.A., SHRODER J.F., BARRY R.G., RAUP B.H., BUSH A.B.G., COPLAN L., DWYER J.L., FOUNTAIN A.G., HAEBERLI W., KÄÄB A., PAUL F., HALL D.K., KARGEL J.S., MOLNIA B.F., TRABANT D.C., & WESSELS R., 2004 : Global land ice measurements from space (GLIMS). Remote sensing and GIS investigations of the Earth's cryosphere, *Geocarto International*, Vol. 19, No. 2, pp. 57–84.

BJÖRCK S., RUNDGREN M., INGÓLFSSON Ó. & FUNDER, S., 1997 : The Preboreal Oscillation around the Nordic Seas : terrestrial and lacustrine responses, *Journal of Quaternary Science,* Vol. 12, pp. 455-465.

BJÖRNSSON H., GJESSING Y., HAMRAN S., HAGEN J. Ove, LIESTØL O., PALSSON F., & ERLINGSSON B., 1996 : The thermal regime of sub-polar glaciers mapped by multi-frequency radio-echo sounding, *Journal of Glaciology*, Vol. 42, pp. 23–32.

BLASZCZYK M., JANIA J. A. & HAGEN J. O., 2009 : Tidewater glaciers of Svalbard and estimates of calving fluxes*, Polish Polar Research,* Vol. 30, No. 2, pp.. 85-142.

BOJANOV B., HAKOPIAN H.A. & SAHAKIAN A., 1993 : Spline Functions and Multivariate Interpolation, Dordrecht, *Kluwer Academic*.

BONN F., CHOLLET C., CALOZ R., 2002 : *Précis de télédétection, volume 3 : traitement numérique d'images de télédétection,* éd. Ellipses.

BORGA M. & VIZZACCARO A., 1997 : On the interpolation of hydrologic variables: formal equivalence of multiquadratic surface fitting and kriging, *Journal of Hydrology*, Vol. 195, No. 1-4, pp. 160–171.

BOULTON, G. S. & RHODES, M. 1974 : Isostatic uplift and glacial history in northern Spitsbergen, *Geological Magazine,* Vol. 111, No. 6, pp. 481-500.

BOULTON G.S., 1990 : Sedimentary and sea level changes during glacial cycles and their control on glacimarine facies architecture. *In:* Dowdeswell and Scourse, éd. J.D. : *Glacimarine environments: Processes and sediments*. Geological Society Special Publication. pp. 15-52.

BRADLEY R. S., 1999 : *Paleoclimatology. Reconstructing climates of the Quaternary,* San Diego Academic Press, 2ème édition.

BRAITHWAITE R. J., 1995 : Positive degree-day factors for ablation on the Greenland ice sheet studied by energy-balance modelling, *Journal of Glaciology, Vol.* 41, No. 137, pp. 153-160.

BRAITHWAITE R. J., KONZELMANN T., MARTY C., & OLESEN O. B., 1998 : Errors in daily ablation measurements in northern Greenland, 1993-94, and their implications for climate studies, *Journal of Glaciology*, Vol. 44, No. 148, pp. 583-588.

BRAITHWAITE R. J. & ZHANG Y., 1999 : Modelling changes in glacier mass balance that may occur as a result of climate changes*, Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography,* Vol. 81, No. 4, Methods of mass balance measurments and modelling, pp. 489-497.

BRANDT O. & KOHLER J., 2006 : A long-term Arctic snow depth record from Abisko, northern Sweden, 1913–2004, *Polar Research*, Vol 25, No. 2, pp. 91-113.

BRANDT O., KOHLER J., & LUTHJE M., 2008 : Spatial mapping of multi-year superimposed ice on the glacier Kongsvegen, Svalbard, *Journal of Glaciology*, Vol. 54, No. 184, pp. 73-80.

BRAVARD J.-P., PETIT F., 1997 : *Les cours d'eau, dynamique du système fluvial*, Paris, éd. Armand Colin, 221 p.

BROSSARD T., 1991 : *Pratique des paysages en baie du Roy et sa region, Svalbard,* thèse d'Etat,

EHESS, Annales littéraires de l'Université de Franche Comté, n°428, les Belles Lettres, Paris, 325 p.

BROSSARD et JOLY 1982 : Exemple de croquis géomorphologique synthétique appliqué au strandflat nord-est de l'île de prins Karl (Svalbard) . Inter-Nord, No. 16, Paris

BROSTEN T.R., BRADFORD J.H., McNAMARA J.P., GOOSEFF M.N., ZARNETSKE J.P., BOWDEN W.B. & JOHNSTON M.E., 2009 : Estimating 3D variation in active-layer thickness beneath arctic streams using ground-penetrating radar, *Journal of Hydrology*, Vol. 373, No. 3-4, pp. 479-486.

BRUBAKER K., RANGO A. & KUSTAS, W., 1996 : Incorporating radiation inputs into the snowmelt runoff model. *Hydrological Processes*, Vol. 10, pp. 1329-1343.

BRULAND O., SAND K. & KILLINGTVEIT Å., 2001 : Snow Distribution at a High Arctic Site at Svalbard, *Nordic Hydrology*, Vol. 32, No. 1, pp. 1-12.

BRULAND O. & HAGEN J.O., 2002 : Glacial mass balance of Austre Brøggerbreen (Spitsbergen) 1971-1999, modelled with a precipitation –runoff model, *Polar Research*, Vol. 21, No.1, pp. 109-121.

BRUN E. & REY L., 1987 : Bilan de la campagne de mesures mécaniques dans la neige effectuée sur le terrain dans l'hiver 1984-85. Rapport interne 199, CEN, Grenoble.

BRUN E. & PAHAUT E., 1991 : An efficient method for a delayed and accurate characterisation of snow grains from natural snowpacks, *Journal of glaciology* Vol. 37, pp. 420-422.

BUKOWSKA-JANIA E. & SZAFRANIEC J., 2005 : Distribution and morphometric characteristics of icing fields in Svalbard, *Polar Research*, Vol. 24, No. 1-2, pp. 41-53.

BRUNET R., FERRAS R. & THERY H., 1992 : *Les mots de la géographie, dictionnaire critique*. Reclus-La Documentation française.

BUUS-HINKLER J., HANSEN B.U., TAMSTORF M.P. & PEDERSEN S.B., 2006 : Snow-vegetation relations in a High Arctic ecosystem: Inter-annual variability inferred from new monitoring and modeling concepts, *Remote Sensing of Environment*, Vol. 105, pp. 237-247.

CAMPY M. & MACAIRE J.J., 1989 : *Géologie des formations superficielles. Géodynamique, faciès, utilisation*, éd. Masson, 433 p.

CARROLL S.S. & CRESSIE N., 1996 : A comparison of geostatistical methodologies used to estimate snow-water equivalent, *Water Resources Bulletin*, Vol. 32, pp. 267–278.

CARROLL S.S. & CRESSIE N., 1997 : Spatial modeling of snow-water equivalent using covariances estimated from spatial and geomorphic attributes, *Journal of Hydrology*, Vol. 190, pp. 42–59.

CARROLL S.S., CARROLL T.R. & POSTON R.W., 1999 : Spatial modeling and prediction of snow-water equivalent using ground-based, airborne, and satellite snow data, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 104, pp. 623- 629.

CARTURAN L., CAZORZI F. & DALA FONTANA G., 2009 : Enhanced estimation of glacier mass balance in unsampled areas by means of topographic data, *Annals of Glaciology*, Vol. 50, pp. 1-8.

CAZENAVE A., DOMINH K., GUINEHUT S., BERTHIER E., LLOVEL W., RAMILLIEN G., ABLAIN M., & LARNICOL G., 2009 : Sea level budget over 2003-2008 : a reevaluation from GRACE space gravimetry, satellite altimetry and Argo, *Global & Planetary Changes*, Vol. 65, No. 1-2, pp. 83-88.

CHANG A.T.C., KELLY R.E.J., JOSBERGER E.G., ARMSTRONG R.L., FOSTER J.L., & MOGNARD N.M. 2005 : Analysis of ground-measured and passive-microwave-derived snow depth variations in midwinter across the northern Great Plains, *Journal of Hydrometeorology*, Vol. 6, pp. 20-33.

CHINN T.J., 1985 : Structure and equilibrium of the dry valley glaciers, *New Zealand Antarctica Records*, Vol. 6, pp. 73-88.

CHRISTIANSEN H.H., 2001 : Snow-cover, depth distribution and duration data from northeast Greenland obtained by continuous automatic digital photography, *Annals of Glaciology,* Vol. 32, pp. 102-108.

CHRISTIANSEN H.H., 2005 : Thermal regime of ice-wedge cracking in Adventdalen, Svalbard. Permafrost and Periglacial Processes, Vol. 16, pp. 87-98.

CHRISTIANSEN H.H., SIGSGAARD C., HUMLUM O., RASCH, M. & HANSEN B.U., sous presse : Permafrost and periglacial geomorphology. In Meltofte, H.; Christensen, T.R.; Elberling, B.; Forchhammer, M.C. and Rasch, M. (eds.) *High-Arctic Ecosystem Dynamics in a Changing Climate – Advances in Ecological Research*.

CHURCH M., 1972 : Baffin island sandurs : a study of Arctic fluvial processes, *Geographical Survey of Canada bulletin,* 208 p.

COGLEY, J. G., & ADAMS W. P., 1998 : Mass balance of glaciers other than ice sheets, *Journal of Glaciology,* Vol. 44, No. 147, pp. 315-325.

COGLEY J. G., 1999 : Effective sample size for glacier mass balance*, Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography,* Vol. 81, No. 4, Methods of mass balance measurments and modelling, pp. 497-509.

COLBECK S.C., AKITAYA E., ARMSTRONG R.L., GUBLER H., LAFEUILLE J., LIED K., MCCLUNG D.M. & MORRIS E.M., 1990 : *The International Classification for Seasonal Snow on the Ground,* International Commission on Snow and Ice (IAHS), World Data Center A for Glaciology, University of Colorado, Boulder, CO, USA. http://www.crrel.usace.army.mil/library/booksnongovernment/Seasonal_Snow.pdf

COLEOU C., 1998 : *Irreductible water saturation in snow : experimental results in a cold laboratory*, *Annals of Glaciology*, Vol. 26, pp. 64-68.

COLLINS D. N., 1984 : Hydrologie : une science de la nature*, Geografiska Annaler, Série A, Physical geography,* Vol. 66, No. 3, pp.. 197-214.

COLLINS F. C. & BOLSTAD P.V., 2000 : A comparison of spatial interpolation techniques in temperature estimation. http://www.ncgia.ucsb.edu/SANTA_FE_CD-ROM/sf_papers/collins_fred/collins.html

CORBANE C., SOMMA J., BERNIER M., FORTIN J. P., GAUTHIER Y. & DEDIEU J. P., 2005 : Estimation de l'équivalent en eau du couvert nival en montagne libanaise à partir des images RADARSAT-1*, Hydrological Science Journal*, Vol. 50, No. 2, pp. 355-370.

CORBEL J., 1966 : Spitsberg 1964 et premières observations 1965. CNRS-RCP 42, éd. Audin, 350 p.

CORBEL J., 1968 : Recherches sur l'inlandsis quaternaire en Norvège septenttrionnale. *Varanger Funnene,* Trømso, Vol. 6, pp. 75-95.

CORBEL J., 1970 : Le Spitsberg. Présentation géographique – mission française 1966. *Mémoire et documents, Centre Documentation crtographique et géographique du CNRS.* Vol. 10, pp. 23-35.

CORRIPIO J.G., 2004 : Snow surface albedo estimation using terrestrial photography, *International Journal of Remote Sensing,* Vol. 25, No. 24, pp. 5705-5729.

COUTTERAND S., 2005 : La paléogéographie de la région du massif du Mont Blanc pendant le Dernier Maximum Glaciaire : approche géochronologique. *Collection Edytem, Cahiers de Géographie, No. 3, Le quaternaire des vallées Alpines*, pp. 80-82.

CRESSIE N., 1988 : Spatial prediction and ordinary kriging, *Mathematical Geology*, Vol. 20, No. 4, pp. 405-421.

DAHL E., 1946 : On the origin of the strandflat*, Norsk Geografisk Tidsskrift,* Vol. 11, No. 4, pp. 159-171.

DALLMANN, W.K. 1999: *Lithostratigraphic lexicon of Svalbard. Review and recommendations for nomenclature use. Upp.er Palaeozoic to Quaternary bedrock.* Norsk Polarinstitutt, Tromsø, pp. 127-214.

DALY C., NEILSON R. P. & PHILLIPS D. L., 1994 : A statisticaltopographic model for mapp.ing climatological précipitation over mountainous terrain, *Journal of App.lied Meteorology and Climatology,* Vol. 33, pp. 140-158.

DALY C., TAYLOR G. H. & GIBSON W. P., 1997 : The PRISM approach to mapping precipitation and temperature. In *Proc., 10th AMS Conf. on Applied Climatology*, 10-12. Reno, Nev. 20-23 Oct. <http://www.ocs.orst.edu/prism/amsac97.pdf>. Boston, Mass.: Am. Meteorological Society.

DEDIEU J-P., 1989 : Télédétection et Montagne. Un outil privilégié pour l'étude des milieux d'altitude ?*, Revue de Géographie Alpine* , Vol. 77, pp. 105-123.

DEDIEU J.P., RABATEL A., VINCENT A. & SORUCO V., 2004 : Glacier mass balance reconstruction by remote sensing in the French Alps : Comparison with ground measurements 2004 Igarss, 2004 : *Ieee International Geoscience And Remote Sensing Symposium Proceedings 3002-3004*

DELANGLE E., MARLIN Ch., GRISELIN M., BERNARD E., LAFFLY D. et FRIEDT J-M., 2011 : « Hydrological and geochemical response of a polar glacier facing the recent climate changes (Austrelovenbre, Svalbard, 79°N) », *International Conference Polar Worlds,* Paris 25-28 janvier 2011.

DERKSEN C. & LeDREW E., 2000 : Variability and change in terrestrial snow cover: data acquisition and links to the atmosphere, *Progress in Physical Geography*, Vol. 24, No. 4, pp.. 469-498

DERRUAU M., 1988 : *Précis de Géomorphologie*, éd. Masson, 533 p.

DE VEER G., 1599 : *Trois navigations admirables faictes par les Hollandais & les Zélandais au Septentrion, lesquels ont découvert la mer Weygats, la Nouvelle Zemble & le pays qui est dessous le huictantième degré que l'on estime estre Groenlandie où jamais personne paravant n'avait abordé.* Paris, G.Chaudière.

DeWALLE D. R. & RANGO A., 2008 : *Principle of snow hydrology*. Ed. Cambridge University Press, 410 p.

DEWOLF, Y. 1970 : Contributions a l'étude des versants calcaires au Spitsberg (Kongsfjorden). Spitsberg, Mission française, 1966. Paris, France. Centre National de la Recherche Scientifique. Vol. 10, pp. 149-155.

DIRKS K.N., HAY J.E., STOW C.D. & HARRIS D., 1998 : High resolution studies of rainfall on Norfolk Island Part II: interpolation of rainfall data, *Journal of Hydrology*, Vol. 208, No. 3–4, pp. 187-193.

DRESCH J. (sous la direction de), BARBAROUX L., COQUE R., CORBEL J., DEWOLF Y., EMMANUEL M., GEOFFRAY H., JOLY F., MUXART R., ROUGERIE G., STCHOUZKOY T., VINCENT M. & VIVIAN H., 1966 : *Mémoire et documents. Spitsberg – Mission française*. Service de documentation et de cartographies géographiques, Vol. 10. Éd. CNRS.

DTU : Department of Informatics and Mathematics modelling - *Technical University of Denmark :* http://www2.imm.dtu.dk/~aam/main/node13.html

DUBÉ I., 2003 : *De mm à cm... Etude des rapport neige/eau liquide*, Note technique SMC, région du Québec, 131 p.

DUBOIS P. & LEFEVRE P., 2003 : *Un nouveau climat. Les enjeux du réchauffement climatique,* éd. La Martinière, 255 p.

DUMONT M., ARNAUD Y., SIX D., & CORRIPIO J.G., 2009 : Retrieval for glacier surface albedo using terrestrial photography. *La houille blanche*, Vol. 2, pp. 102-108.

DUNSE T., SCHULER T.V., HAGEN J.O., EIKEN T., BRANDT O. & HØGDA K.A., 2009 : Recent fluctuations in the extent of the firn area of Austfonna, Svalbard, inferred from GPR, *Annals of Glaciology*, Vol. 50, pp. 155-162.

DUYRGEROV M.B. & MEIER M.F., 1997a : Mass balance of mountain and subpolar glaciers: a new global assessment for 1961-1990, *Arctic and Alpine Research*, Vol. 29, No. 4, pp. 379-391.

DUYRGEROV M.B. & MEIER M.F., 1997b : Year to year fluctuations of global mass balance of small glaciers and their contribution to sea-level changes, *Arctic and Alpine Research*, Vol. 29, No. 4, pp. 392-402.

DYURGEROV M. & DWYER J., 2000 : The steepening of glacier mass balance gradients with Northern Hemisphere warming, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Vol. 36, pp. 107-118.

DYURGEROV M. B. & MEIER M. F. 1999 : Analysis of winter and summer glacier mass balance*, Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography,* Vol. 81, No. 4, Methods of mass balance measurments and modelling, pp. 541-555.

DYURGEROV M. & MEIER M.F., 2005 : *Glaciers and the Changing Earth System : A 2004 Snapshot*, Occasional Paper 58, Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado, Boulder, CO, 118 p.

ECKSTEIN B. A., 1989 : Evaluation of splines and weighted average interpolation algorithms. *Computers and Geosciences*, Vol. 15, pp. 79-94.

ELDER K. & DOZIER J., 1990 : Improving methods for measurement and estimation of snowstorage in alpine watersheds, *Hydrology in Mountainous Regions. I - Hydrological Measurements ; the Water Cycle,* Proceedings of two Lausanne Symposia, August 1990. IAHS Publ. No. 193, pp. 147-156.

ELVERLAND 2008 : *Det arktiske system.* éd. NPI, programme Det Internasjonale Polaråret 2007-2008. 64 p.

ENDRES A.L., MURRAY T., BOOTH A.D., & WEST L.J., 2009 : A New Framework for Estimating Englacial Water Content and Pore Geometry using Combined Radar and Seismic Wave Velocities, *Geophysical Research Letters*, Vol. 36, 5 p.

ERASO A. & PULINA M., 1994 : *Cuevas en hielo y rios bajo los glacieres,* série Mc Graw- Hill, Madrid, 242 p.

ERDENETUYA M., KHISHIGSUREN P., DAVAA G. & OTGONTOGS M., 2006 : Glacier change estimation using Landsat TM data, International Archives of the Photogrammetry, *Remote Sensing and Spatial Information Science*, Vol. 36, No. 6.

ESCHER-VETTER H., 1980 : Der Strahlungshaushalt des Vernagtferners als Basis der Energiehaushaltsberechnung zur Bestimmung der Schmelzwasserproduktion eines Alpengletschers. Aus den Arbeiten der Kommission für Glaziologie der Bayerischen Akademie der Wissenschaften im Rahmen des Sonderforschungsbereiches 81 der Techn. Universität München - Teilprojekt A 1. *Wissenschaftliche Mitteilung Meteorologisches Institut Universität München*, Vol. 39, pp. 1-115.

ESCHER-VETTER H., 1985. Energy balance calculations for the ablation period 1982 at Vernagtferner, Oetztal Alps. *Annals of Glaciology,* Vol. 6, pp. 158–160.

ESCHER-VETTER H. & REINWARTH O., 1994 : On the relation between maxima of runoff and rainfall in a highly glacierized drainage basin. Hydrology, environment and development in mountain regions - Snowmelt and glacial runoff. *Annales Geophysicae - Atmospheres, Hydrospheres and Space Sciences,* Vol. 12, Supplement 2 part 2, pp. 420.

ESCHER-VETTER H. & SIEBERS M., 2007 : Sensitivity of glacier runoff to summer snowfall events, *Annals of Glaciology,* Vol. 46.

ESTIENNE P. & GODARD A., 1990 : *Climatologie,* éd. Armand Colin, Paris, 368 p.

ETZELMULLER B., VATNE G., ODEGARD R. S. & SOLLID J. L., 1993 : Mass-balance and changes of surface slope, crevasse and flow pattern of Erikbreen, Northern Spitsbergen : An application of a geographical information system (GIS), *Polar Research.,* Vol. 12, pp. 131-146.

ETZELMÜLLER B., VATINE G., ODEGARD R. S., & SOLLID J.L., 1993 : Dynmics of two subpolar glaciers, Erikbreen and Hannbreen, Liefdefjorden, northern Spitsbergen, *Geografiska Annaler serie A,* Vol. 75, No. 1-2, pp. 41-54.

ETZELMÜLLER B. & SOLLID J.L., 1996 : Long-term mass balance of selected polythermal glaciers on Spitsbergen, Svalbard, *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography,* Vol. 50, No. 1, pp. 53-66.

ETZELMÜLLER B. & HAGEN, J.O., 2005 : Glacier permafrost interaction in arctic and alpine environments –examples from southern Norway and Svalbard. *Cryospheric systems – Glaciers and Permafrost. British Geol. Soc.,* No. 242, pp. 11-27.

FARINOTTI D., MAGNUSSON J., HUSS M. & BAUDER A., 2010 : Snow accumulation distribution inferred from time-lapse photography and simple modelling. *Hydrological processes*, Vol. 24, No. 15, pp. 2087-2097

FAVEY E., GEIGER A., HILMAR GUNDMUNDSSON G., WEHR A., 1999 : "Evaluating the potential of an airborne laser-scanning system for measuring volume changes of glaciers"*, Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography,* Vol. 81, No. 4 Methods of mass balance measurments and modelling, pp. 555-563.

FERGUSON R. I., 1999 : Snowmelt runoff models*, Progress in physical Geography,* Vol. 23, No. 2, pp.. 205-227.

FISCHER A., 2009 : Calculation of glacier volume from sparse ice-thickness data, applied to Schaufelferner, Austria, *Journal of Glaciology*, Vol. 55, No. 191, pp. 453-460.

FØRLAND E. J. & HANSSEN-BAUER I., 2000: Increased precipitation in the Norwegian Arctic : True or false ? *Climatic Change,* Vol. 46, pp. 485-509.

FØRLAND J. E. & HANSSEN-BAUER I., 2003 : Past and future climate variations in the Norwegian Arctic : overview and novel analyses*, Polar research,* Vol. 22, No. 2, pp. 113-124.

FORMAN S.L., LUBINSKI D.J., INGÓLFSSON Ó., ZEEBERG J.J., SNYDER J.A., SIEGERT M.J. & MATISHOV G.G., 2004 : A review of postglacial emergence on Svalbard, Franz Josef Land and Novaya Zemlya, northern Eurasia, *Quaternary Science Reviews*, Vol. 23, pp. 1391-1434.

FOUNTAIN A.G., 1993 : Geometry and flow conditions of subglacial water at South Cascade Glacier, Washington State, U.S.A. ; an analysis of tracer injections, *Journal of Glaciology,* Vol. 39, No. 131, pp. 143-156.

FOUNTAIN A.G. & VAUGHN B.H., 1995 : Changing drainage patterns within South Cascade Glacier,Washington, USA, 1964–1992, *International Association of Hydrological Sciences Publication,* No. 228, pp. 379-386.

FOUNTAIN A.G. & WALDER J.S., 1998 : Water flow through temperate glaciers, *Review of Geophysics,* Vol. 36, No. 3, pp. 299-328.

FOUNTAIN A. G. and VECCHIA A., 1999 : How many stakes are required to measure the mass balance of a glacier*, Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography,* Vol. 81, No. 4 Methods of mass balance measurments and modelling, pp. 563-575.

FRANCOU B., 1993 : *Hautes montagnes – passion d'explorations ,* éd. Masson, Paris, 202p.

FRANCOU B., RIBSTEIN P., TIRIAU E. & SARAVIA R., 1995: Monthly balance and water discharge on an inter tropical glacier. The Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia,16°S. *Journal of Glaciology,* Vol. 42, No.137, pp. 61-67

FRANCOU B., 2000 : Les glaciers, indicateurs de la variabilité climatique dans les Andes tropicales*, Revue de Géographie Alpine.,* Tome 88, No. 2, pp. 129-136.

FRANCOU B. et VINCENT Ch., 2007 : *Les glaciers à l'épreuve du climat,* éd. IRD, Paris, 274 p.

FRIEDT J.-M., FERRANDEZ C., MARTIN G., MOREAU L., GRISELIN M., BERNARD E., LAFFLY D. & MARLIN Ch., 2008 : Automated high resolution image acquisition in polar regions, In *European Geosciences Union*, Vienna, Austria, 2008.

FRIEDT JM., LAFFLY D., SAINTENOY A., BERNARD E., GRISELIN M., MARLIN Ch., 2010 : « Evaluating the Austre Lovénbreen (Svalbard) glacier ice volume, area and its bedrock topography using Ground Penetrating Radar and differential GPS measurements. », 11th International Circumpolar Remote Sensing Symposium, September 20-24, 2010, Cambridge, United Kingdom

FRIEDT J-M., LAFFLY D., BERNARD E., TOLLE F. GRISELIN M. & MARLIN Ch. (2011, sous presse) : Limits of using Digital Elevation Models to evaluate glacier mass balance : application to the Austre Lovénbreen (Spitsberg, 79°N), *Polar Records,* Cambridge, 16 p.

FURBISH D. J. et ANDREW J. T., 1984 : The use of hypsometry to indicate long-term stability and response of valley glaciers to changes in mass transfer, *Journal of Glaciology*, vol. 30, n°105, pp.. 199-211

GARDELLE J., ARNAUD Y. & BERTHIER E., 2011 : Contrasted evolution of glacial lakes along the Hindu Kush Himalaya mountain range between 1990 and 2009, *Global & Planetary Changes*, Vol. 75, No. 1-2, pp. 47-55.

GAUDET F., 1973 : Les cours d'eau alpins de régime glaciaire, Thèse, Université de Bretagne Occidentale, 417 p.

GERLAND S., WINTHER J.G., ØRBÆK J.B., LISTON G.-E., ØRITSLAND N.A., BLANCO A. & IVANOV B., 1999 : Physical and optical properties of snow covering Arctic tundra on Svalbard, *Hydrological Processes, Special Issue : Snow Hydrology,* Vol. 13, No. 14-15, pp. 2331-2343.

GEOFFRAY, 1965 : Données climatiques sur la Baie du Roi. *Mémoires et documents,* Vol. 10, pp. 95-106.

GEOFFRAY, 1968 : *Etude du bilan hydrologique et de l'érosion sur un bassin partiellement englacé, Loven Est, Spitsberg, 79°N,* Thèse de 3e cycle, Brest.

GLIMS, 2008 : Global Land Ice Measurements from Space, http://www.glims.org/MapsAndDocs/

GODARD A., 1990 : L'Arctique, milieu figé ou milieu d'évolution rapide ? (quelques réflexions à propos de la dynamique géomorphologique dans les hautes latitudes), In *Pour Jean Malaurie,* éd. Plon, Paris, pp. 157-175.

GODARD A. & ANDRÉ M.-F., 1999. : *Les milieux polaires*, éd. Armand Colin, coll. U, 453 p.

GIRARD M.C. & GIRARD C., 1999 : *Traitement des données de télédétection,* éd. Dunod.

GRABIEC M., LESZKIEWICZ J., GŁOWACKI P. & JANIA J., 2006 : Distribution of snow accumulation on some glaciers of Spitsbergen, *Polish Polar Research,* Vol. 27, No. 4, pp. 309-326.

GRIFFITH D.A., 1988 : *Advanced Spatial Statistics, Special Topics in the Exploration of Quantitative Spatial Data Series*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.

GRIFFITH D.A., 1992 : What is spatial autocorrelation? Reflections on the past 25 years of spatial statistics, *L'Espace Géographique*, Vol. 21, pp. 265-280.

GRISELIN M., 1982 : *Les modalités de l'écoulement liquide et solide sur les marges polaires : exemple du bassin Loven Est, côte Nord-Ouest du Spitsberg*. Thèse de Doctorat, 500 p.

GRISELIN M., 1994 : *Vie et Science en Arctique, la base française du Spitsberg,* film de 26 minutes, CNRS audiovisuel.

GRISELIN M., MARLIN C., DEVER L. & MOREAU L., 1995 : "Hydrologie et géochimie du glacier Loven Est, Spitsberg"*, Actes du 3ème Symposium international cavités glaciaires et cryokarst en régions polaires et de hautes montagnes,* Chamonix-France, 1er-6-XI-1994, Annales littéraires de l'Université de Franche Comté n)561, Série Géographie n°34, pp..61-76.

GRISELIN M. et MARLIN Ch., 1999 : Approche quantitative et géochimique du gradient altitudinal des précipitations sur un bassin versant partiellement englacé de la côte occidentale du Spitsberg, *La Houille Blanche*, revue de la Société hydrotechnique de France, No. 5, pp. 125-136.

GRISELIN M. et MARLIN Ch., 2006 : Dossier de proposition ANR du programme Sensor-FlOWS. 80 p.

GRISELIN M., HOLMÉN K., LAFFLY D., ORMAUX S., 2006 : « La photographie oblique pour une veille environnementale en milieu arctique (webcam du Zeppelin Fjellet, 79°N, Spitsberg) » actes des 7es rencontres de ThéoQuant , Besançon 26-27 février 2005, 13 p., 11 fig.

GRISELIN M., BERNARD E., MARLIN Ch., LAFFLY D., MARTIN G., FRIEDT J-M., 2008 : « Hydro-Sensor-FLOWS : an IPY French-German Program (2006-2010) to Survey a Polar Glacier (Austre-lovenbre, 79°N, Spitsbergen) », The second AWIPEV scientific workshop French – German Polar Science on Spitsbergen during IPY, 8–10 October 2008, University of Bremen. Conférence d'ouverture.

GRISELIN M., BERNARD E. , SAUTER A., TOLLE F., FRIEDT JM. and MARLIN Ch. 2011 : « Defining the snow and ice melting potential as parameters of the hydrological circulation equation of the Austre Lovénbreen (Spitsberg 79°N) through a continuous survey », *10th Ny-Alesund NysMAC Seminar*, 25-26 October 2011 Kjeller, Norway.

GRISELIN M., TOLLE F., MARLIN Ch., FRIEDT JM. BERNARD E., and DELANGLE E. 2011 : Hydro-glaciology research on the Austre Lovénbreen 2011-2014, *Svalbard Science Forum : Ny-Ålesund glaciology – future opportunities and constraints',* Tromsø - Sommarøy 30 May - 1 June 2011

GRISELIN M. et MARLIN Ch., 2011 : Rapport final du programme ANR Sensor-FlOWS. 80 p.

GROOVE J. M., 1988 : *The Little Ice Age,* éd. Routledge, Londres.

GROSSWALD, M.G., 1973 : *Glaciers of Franz Josef Land*, éd. Nauka, Moscow, 351 p.

GROSSWALD, M.G., 1988 : An Antarctic-style ice sheet in the Northern Hemisphere : toward a new global glacial theory, *Polar Geography and Geology*, Vol.12, pp. 239–267.

GUDMUNDSSON G.H. & BAUDER A., 1999 : Towards an indirect determination of the mass balance distribution of glaciers using the kinematic boundary conditions, *Geografiska Annaler A*, Vol. 8, No. 4, pp. 575-583.

HAAKENSEN N., 1984 : Glasiologiske undersokelser i Norge 1981. *Norges Vassdrags og Elektrisitetsvesen Vassdragsdi-rektoratet Hydrol.*, Rapport No. 1-84, 79 p.

HAGEN, J.O., ETZELMÜLLER B., & NUTALL A. M., 2000 : Runoff and drainage pattern derived from Digital Elevation Models, Finsterwalderbreen, Svalbard, *Annals of Glaciology*, Vol. 31, pp. 147-152.

HAGEN J.Ø. & LIESTØL O., 1990 : Long-term glacier mass-balance investigations in Svalbard, *Annals of Glaciology,* Vol. 14, pp. 102-106.

HAGEN, J.Ø., & SÆTRANG A., 1991 : Radio-echo soundings of sub-polar glaciers with low-frequency radar, *Polar Research,* Vol. 9, No. 1, pp. 99-107.

HAGEN J.Ø., LIESTØL O., ROLAND E. & JØRGENSEN T., 1993 : Glacier atlas of Svalbard and Jan Mayen*, Meddelelser,* Norsk Polarinstitutt, Oslo, No. 129*,* 141 p.

HAGEN J.Ø., MELVOLD K., EIKEN T., ISAKSSON E., LEFAUCONNIER B., 1999 : "Mass balance methods on Kongsvegen, Svalbard"*, Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography,* Vol. 81, No. 4 Methods of mass balance measurments and modelling, pp. 593-600.

HAGEN J.Ø., MELVOLD K., PINGLOT F. & DOWDESWELL J. A., 2003 a : On the net mass balance of the glaciers and ice caps in Svalbard, Norwegian Arctic, *Arctic, Antarctic, and Alpine Research,* Vol. 35, No. 2, pp. 264-270.

HAGEN, J.Ø., KOHLER J., MELVOLD K. & WINTHER J. G., 2003 b : Glaciers in Svalbard : mass balance, runoff and fresh water flux, *Polar Research*, Vol. 22, No. 2, pp. 145-159.

HAGEN J.Ø., EIKEN T., KOHLER J. & MELVOLD K., 2005 : Geometry changes on Svalbard glaciers : mass-balance or dynamic response ? *Annals of Glaciology,* Vol. 42, pp. 255-261.

HAGEN J.Ø., 2011 : Arctic glaciers and their contribution to sea level rise. *International Conference Polar Worlds,* Paris 25-28 janvier 2011.

HALDORSEN S. & HEIM M., 1999 : An Arctic groundwater system and its dependence upon climatic change. An example from Svalbard, *Permafrost and Periglacial Process,* Vol. 10, pp. 137-149.

HALL D.K., RIGGS G.A. & SALOMONSON V.V., 1995 : Development of methods for mapping global snow cover using moderate resolution Imaging spectroradiometer data, *Remote Sensing of Environment,* Vol. 54, pp. 127-140.

HAMBREY, M.J., MURRAY, T., GLASSER, N.F., HUBBARD, A., HUBBARD, B., STUART, G.W. & HANSEN S., 2005 : Structure and changing dynamics of a polythermal valley glacier on a centennial time-scale : midre Lovnbreen, Svalbard, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 110.

HANSEN S., 1999 : A photogrametry, climate-statistical and geomorphological approach to the post Little Ice Age changes of the Midre Lovenbreen glacier, Svalbard, Master thesis, University of Tromso and University of Copenhaguen, 92 p.

HANSEN B.U., ELBERLING B., HUMLUM O. & NIELSEN, N., 2006 : Meteorological trends (1991-2004) at Arctic Station, in a 130 years perspective, *Danish Journal of Geography*, Vol. 106, No 1, pp. 45-55.

HARLAND W. B., 1997 : *The Geology of Svalbard*, Geological Society, London, Memoir 17, 521 p.

HARRISON W. D., ECHELMEYER K. A., & COSGROVE D. M. 1992 : The determination of glacier speed by time-lapse photography under unfavorable conditions, *Journal of Glaciology*, Vol. 38, No. 129, pp. 257-265.

HEMBER R.A., COGLEY J.G.& ECCLESTONE M.A., 2004 : Volume Balance of White Glacier Terminus, Axel Heiberg Island, Nunavut, 1961-2003, *60th Eastern Snow Conference, Sheerbrooke, Québec, Canada, 2003,* actes en ligne www.easternsnow.org/proceedings/2004/Hember_et_al.pdf

HEUCKE E., 1999 : "A light portable steam-driven ice drill suitable for drilling holes in ice and firn"*, Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography,* Vol. 81, No. 4 Methods of mass balance measurments and modelling, pp. 603-609.

HINKLER J., PEDERSEN S.B., RASCH M. & HANSEN B.U., 2002 : Automatic snow cover monitoring at high temporal and spatial resolution, using images taken by a standard digital camera, *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 23, 4669–4682.

HINKLER J., ØRBÆK J. B. & HANSEN B. U., 2003 : Detection of spatial, temporal, and spectral surface changes in the Ny-Alesund area 79°N, Svalbard, using a low cost multispectral camera in combination with spectroradiometer measurements, *Physics and Chemistry of the Earth*, Vol. 28, pp. 1229-1236.

HINZMAN L.D. & KANE D.L., 1991 : Snow Hydrology of a Headwater Arctic Basin 1. Physical Measurements and Process Studies, *Water Resources Research*, Vol. 27, No. 6, American Geophysical Union, pp. 1099-1109.

HISDAL V., 1998 : *Svalbard. Nature and History*, Oslo, Norsk Polarinstitutt, 123 p.

HJELLE A., 1993 : *Geology of Svalbard*, Norwegian Polar Institute, Tromsø, Norway.

HOCK R. & JENSEN H., 1999 : Application of kriging interpolation for glacier mass balance computations, *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography,* Vol. 81, No. 4, Methods of mass balance measurments and modelling, pp.. 611-619.

HOCK R., 1999 : A distributed temperature-index ice and snowmelt model including potential direct solar radiation, *Journal of Glaciology,* Vol. 45, No. 149, pp. 101-111

HOCK R., 2003 : Temperature index melt modelling in mountain areas, *Journal of Hydrology,* Vol. 282, No. 1-4, pp. 104-115.

HOCK R., 2005 : Glacier melt : a review of processes and their modelling, *Progress in Physical Geography*, Vol. 29, No. 3, pp. 362-391.

HODSON, A.J., TRANTER M., GURNEL A.M., CLARKE M.J. & HAGEN J.O., 2002 : The hydrochemistry of Bayelva, a high Arctic proglacial stream in Svalbard, *Journal of Hydrology,* Vol. 257, pp. 91-114.

HOSANG J. & DETTWILER K., 1991 : Evaluation of a water equivalent of snow cover map in a small catchment area using a geostatistical approach, *Hydrological Processes, Vol.* 5, pp. 283–290.

HUBER U. M., BUGMAN H. K. M., REASONER M. A., 2005 : *Global change and mountain regions. An overview of current knowledge, Advances in Global Change Research,* Dordrecht, Springer.

HUDDART D. & HAMBREY M.J., 1996 : Sedimentary and tectonic development of a high-arctic, thrust-moraine complex: Comfortlessbreen, Svalbard. *Boreas,* Vol. 25, pp. 227-243.

HUDSON G. & WACKERNAGEL H., 1994 : Mapping temperature using kriging with external drift : theory and an exemple from Scotland, *International journal of climatology*, Vol. 14, pp. 77-91.

HUENE R. von & LALLEMAND S., 1990 : Tectonic erosion along convergent margins. *Tectonophysics*, Vol. 160, pp.. 75-90.

HUGHES M.K. & DIAZ H.F., 1994 : Was there a medieval warm period, and if so, where and when ? , *Climatic Change*, Vol. 26, No. 2-3, pp. 109-142.

HUMLUM O. & ZIAJA W., 2002 : Discussion of Glacial Recession in Sørkappland and Central Nordenskiöldland, Spitsbergen, Svalbard, during the 20th Century ; Comments and response, *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, Vol. 34, pp. 226-229.

HUMLUM O., 2002 : Modelling late 20th-century precipitation in Nordenskiold Land, Svalbard, by geomorphic means Norsk Geografisk Tidsskrift, *Norwegian Journal of Geography*, pp. 96-103.

HUMLUM O., INSTANES A. & SOLLID J.L., 2003 : Permafrost in Svalbard : a review of research history, climatic background and engineering challenges. *Polar Research*, Vol. 22, No. 2, pp. 191-215.

HUMLUM O., 2004, *Mapping Snow Cover Duration, Avalanches and Other Geomorphic Processes by Automatic Digital Cameras, Longyeardalen, Svalbard,* A project funded by the University Courses on Svalbard (UNIS) 2000-2005, UNIS, Department of Geology, Svalbard, http://www.unis.no/research/geology/Geo_research/Ole/mapp.ing_snow_cover_duration.htm

HUMLUM O., 2007 : *A Geographical-Historical Outline of Svalbard*, consultation en ligne, UNIS, http://www.unis.no/35_staff/staff_webpages/geology/ole_humlum/SvalbardOutline.htm

INGÓLFSSON, Ó. 1991 : A review of the Late Weichselian and early Holocene glacial and environmental history of Iceland. *In* : J. Maizels & C. Caseldine (eds.): *Environmental Change in Iceland: Past and Present*, 13-29. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.

INGÓLFSSON, Ó., RÖGNVALDSSON, F. & SEJRUP, H.P. 1992 : *The glacial history of western Kongsöya, Svalbard*. Ed. Möller, P. Hjort, C. & Ingólfsson. Weichselian and Holocene glacial and marine history of East Svalbard: Preliminary report on the PONAM fieldwork in 1991. *Lundqua Report 35*, pp. 25-50.

I.P.C.C., 2001 : *Climate change. Third assessment report,* Cambridge University Press.

ISAKSEN, K., HOLMLUND, P., SOLLID, J.L. & HARRIS, C. 2001 : Three deep alpine-permafrost boreholes in Svalbard and Scandinavia, *Permafrost and Periglacial Processes*, Vol. 12, pp. 13-25.

IVERSON N.R., HANSON B., HOOKE R., & JANSSON P., 1995 : Flow mechanism of glaciers on soft beds. *Science*, Vol. 267, pp. 80-81.

JACOBSEN A., CARSTENSEN A. R., KAMPER J., 1993 : *Mapping of satellite derived surface albedo on the Mitdluagkat Glacier, Eastern Greenland, using a digital elevation model and SPOT HRV data,* Geografisk Tidsskrift,

JANIA J. & HAGEN J.O., 1996 : Mass balance of Artic glaciers, International Arctic Science Committee, *IASC Report 5, Sosnowiec - Oslo*, 62 p.

JANSSEN P., 1999 : Effect of uncertainties in measured variables on the calculated mass balance of Storglaciären, *Geografiska Annaler*, *Series A, Physical Geography*, Vol. 81, No. 4, pp. 633-642.

JOBARD S., PLANE M., DELINE P., 2004 : Utilisation du GPS différentiel en milieu glaciaire : méthodologie et premiers résultats de bilan de masse partiel en 2003*, Réunion de la Section Glaciologie Nivologie de la Société Hydrotechnique de France. 17 mars 2004, Grenoble.*

JOBARD S., 2005 : *Les glaciers du Haut Arc : caractérisation et impacts de la décrue post-Petit Âge Glaciaire,* Thèse de doctorat, Université de Savoie, non édité, 268 p.

JOBARD S. & DZIKOWSKI M., 2006 : Evolution of glacial flow and drainage during the ablation period*, Journal of Hydrology*, No. 330, pp. 663-671.

JOBARD J. & DZIKOWSKI M., 2008 : Les réseaux de drainage glaciaires et les milieux karstiques : analogies morphologiques et modélisations hydrologiques*, Karstologia,* No. 51, pp. 45-50.

JOHANNESSON T., SIGURDSSON O., LAUMANN T. & KENNETT M., 1995 : Degree-day glacier mass balance modelling with applications to glaciers in Iceland, Norway and Greenland, *Journal of Glaciology*, Vol. 41 No. 138, pp. 345-358.

JOHNSEN S.A., MØRK A., DYPVIK H. & NAGY J., 2005 : *Outline of the Geology of Svalbard*. 7th ESF IMPACT Workshop

JOLY D., 1980 : *Essai de modélisation des variations thermiques – Base française du Spitsberg, Ny Ålesund*. Thèse de Doctorat, EPHESS, Paris, 2 tomes 526 et 163 p.

JOLY D. & KERGOMARD C., 1983 : Eléments pour une étude comparée du climat au nord et au sud de la presqu' île de Brøgger (Spitsberg). *Norois*, Vol. 30, no. 119, pp. 363-379.

JOLY D., 1994 : *Ambiances climatiques instantannées au Spitsberg (pour une approche méthodique par niveaux d'échelle).* Paris : EHESS. 1 000 p. (Doctorat d'état). Publié.

JOLY D., BROSSARD T., ELVEBAKK A., FURY R. & NILSEN L., 2002 : Présentation d'un SIG pour l'interpolation de températures à grande échelle ; application au piémont de deux glaciers (Spitsberg), *Publications de l'Association Internationale de Climatologie,* Vol. 14, pp. 287-295.

JOLY D., NILSEN L., ELVEBAKK A. & BROSSARD T., 2006 : Distribution de la température et de la végétation en Baie du Roi, Svalbard (79°N) ; mise en place d'une approche spatiale formalisée, *L'Espace Géographique*, No.3, pp. 255-270.

JOLY D. & BROSSARD T., 2007 : Contribution of environment factors to the temperature distribution at different resolution levels on the forefield of the Loven glaciers, Svalbard, *Polar Record*, Vol. 43, No. 227, pp. 353-359.

KÄÄB A. & FUNK M., 1999 : Modelling mass balance using photogrammetric and geophysical data. A pilot study at Griesgletscher, Swiss Alps, *Journal of Glaciology*, Vol 45, No. 151, pp. 575-583.

KÄÄB A., PAUL F., MAISCH M., HOELZLE M., & HAEBERLI W. , 2002 : The new remote-sensing-derived Swiss glacier inventory : II. First Results, *Annals of Glaciology*, Vol. 34, pp. 362–366.

KÄÄB A., HUGGEL C., FISCHER L., GUEX S., PAUL F., ROER I., SALZMANN N., SCHLAEFLI S., SCHMUTZ K., SCHNEIDER D., STROZZI T., & WEIDMANN Y., 2005 : Remote sensing of glacier- and permafrost-related hazards in high mountains: an overview, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, Vol. 5, pp. 527–554.

KASER G., FOUNTAIN A. & JANSSON P., 2003 : A manual for monitoring the mass balance of mountin glaciers, *IHP-VI, Technical Documents in Hydrology,* No. 59.

KATTSOV V. M. & WALSH J. E., 2000 : Twentieth-century trends of Arctic precipitation from observational data and a climate model simulation, *Journal of Climate,* Vol. 13, pp. 1362-1370.

KATTSOV V.M. & KÄLLÉN E., 2005 : Future Changes of Climate : Modelling and Scenarios for the Arctic Region, In *Arctic Climate Impact Assessment (ACIA)*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom 1042 p.

KATTSOV V.M., WALSH J.E., CHAPMAN W.L., GOVORKOVA V.A., PAVLOVA T. & ZHANG X., 2007 : Simulation and projection of arctic freshwater budget components by the IPCC AR4 Global Climate Models, *Journal of Hydrometeorology*, Vol. 8, No. 3, pp. 571-589.

KEMPF C., 1994 : *En voyage au Spitsberg – Terre Polaire,* éd. de l'Est, 176 p.

KERGOMARD C., 1978 : Quelques aspects de l'été arctique au Spitsberg occidental. *Hommes et Terres du Nord*, Vol. 2, pp. 19-35.

KERGOMARD C., 1980 : Variabilité des températures hivernales et circulation atmosphérique dans l'Arctique européen. *Bulletin de l'Association des Géographes Français,* 473-474, pp. 378-384.

KERGOMARD C., 1982 : *Recherches sur les climats océaniques du secteur arctique européen et leur variabilité : températures, circulation atmosphérique et glaces marines*. Thèse de 3e cycle. Université des Sciences et Techniques de Lille. 2 vol. 241 + 163 p.

KERGOMARD C., 1989 : Processing NOAA-AVHRR data for sea ice and oceanographic research in the marginal ice zone of the polar seas. *GeoJournal,* Vol. 18, No. 3, pp. 321-326.

KERGOMARD C., 2007 : L'Arctique face au changement climatique, *Annales de Géographie*, No. 653 (janvier-février 2007), pp. 3-22.

KERGOMARD C., 2007 : The use of GIS in climatology ; challenges in fine-scale applications. Examples in agrometeorological and urban climate studies, Chap 17, in Dobesch H., Dumolard P. and Dyras I., *Spatial Interpolation for Climate Data, The use of GIS in Climatology and Meteorology*, ISTE GIS series, pp. 215-225.

KERGOMARD C., 2007 : Télédétection et changement climatique : l'exemple de l'Arctique, *Photo-Interprétation*, No. 4, pp. 3-12 et 33-34.

KILLINGTVEIT Å., PETTERSON L. E. & SAND K., 2003 : Water balance investigations in Svalbard*, Polar research,* Vol. 22, No. 2, pp. 161-174.

KILLINGTVEIT A., 2004 : Water balance studies in two catchments on Spitsbergen, Svalbard, Northern Research Basins Water Balance (Proceedings of a workshop held at Victoria, Canada, March 2004). IAHS Publ. 290, pp. 120-128.

KING E. C., SMITH A. M., MURRAY T., & STUART G. W., 2008 : Glacierbed characteristics of midtre Lovénbreen, Svalbard, from high-resolution seismic and radar surveying, *Journal of Glaciology*, Vol. 54, pp. 145– 156.

KOBOLTSCHNIG G., SCHÖNER R., ZAPP.A M. & HOLZMANN H., 2007 : Contribution of glacier melt to stream runoff : if the climatically extreme summer of 2003 had happ.ened in 1979, *Annals of Glaciology*, Vol. 46, No 1, pp. 303-308.

KOHLER J., NORDLI Ø., BRANDT O., ISAKSSON E., POHJOLA V., MARTMA T. & AAS H. F., 2003 : Svalbard temperature and precipitation, late 19th century to the present*, Final report on ACIA-funded project,* 20 p.

KOHLER J., JAMES T.D., MURRAY T., NUTH C., BRANDT O., BARRAND N.E., AAS H.F. & LUCKMAN A., 2007 : Accelerating in thinning rate on western Svalbard glaciers, *Geophysical Research Letters,* Vol 24.

KØNIG M., & STURM M., 1998 : Mapping Snow Distribution in the Alaskan Arctic using aerial photography and topographic relationships, *Water Resources Research,* Vol 34, No 12, pp. 3471-3483.

KØNIG M., WINTHER J. & ISAKSSON E., 2001 : Measuring snow and glacier ice properties from satellite. *Reviews of Geophysics,* Vol. 39, pp. 1-27.

KONZELMANN T. & BRAITHWAITE R. J., 1995a : Variations of ablation, albedo and energy balance at the margin of the Greenland ice sheet, Kronprins Christian Land, eastern north Greenland, *Journal of Glaciology*, Vol. 41, No. 137, pp. 174-182.

KORONA J., BERTHIER E., BERNARD M., RÉMY F. & THOUVENOT E., 2009 : SPIRIT SPOT 5 stereoscopic survey of Polar Ice : Reference Images and Topographies during the fourth International Polar Year (2007-2009), *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, Vol. 64, pp. 204-212.

LACROIX P., LEGRÉSY B., LANGLEY K., HAMRAM S. E., KOHLER J., ROQUES S., DECHAMBRE M., RÉMY F., 2008 : In situ measurements of snow surface roughness using a laser device, *Journal of Glaciology*, Vol. 54, No. 187, pp. 753–762.

LAFFLY D., BERNARD E., FRIEDT JM., MARTIN G., MARLIN Ch., GRISELIN M., 2010 : « Snow cover monitoring using combined FORMOSAT satellite imaging, oblique view ground-based pictures and snow drills (East Loven glacier, Spitsbergen, Svalbard) », *11th International Circumpolar Remote Sensing Symposium,* September 20-24, 2010, Cambridge, United Kingdom

LAFFLY D., BERNARD E., FRIEDT J-M., GRISELIN M., MARLIN Ch. & TOLLE F., 2011 (sous presse) : High temporal resolution monitoring of snowcover using oblique view ground-based picture, *Polar Records,* Cambridge, 15 p.

LANGLOIS P., 1994: Une transformation élastique du plan basée sur un modèle d'interaction spatiale, applications en géomatique*, Journées de la Recherche sur les SIG,* GDR Cassini, 13-14 octobre 1994, INSA Lyon, pp. 241-250.

LANGLOIS P., & DENAIN J.C., 1995 : Apports et limites de la cartographie en anamorphose*, 9th European Colloquium on Theorical and Quantitative Geography,* Spa, Belgique.

LAPPEGARD G., KOHLER J., JACKSON M. & HAGEN J.O., 2006 : Characteristics of subglacial drainage systems deduced from long-term load cell measurements at Engabreen, Norway, *Journal of Glaciology,* Vol 52, No. 176, pp. 137-148.

LASLETT G.M., 1994 : Kriging and splines : an empirical comparison of their predictive performance in some applications, *Journal of the American Statistical Association*, Vol. 89, pp. 391-409.

LAUMANN T. & REEH N., 1993 : Sensitivity to climate change of the mass balance of glaciers in southern Norway, *Journal of Glaciology,* Vol. 39, No. 133, pp. 656-665.

LEFAUCONNIER B., 1987 : Fluctuations glaciaires dans le Kongsfjord, Baie du Roi (Spitsberg), Institut de Géographie Alpine, Thèse 252 p.

LEFAUCONNIER B, & HAGEN J.-O., 1990 : Glaciers and climate in Svalbard, statistical analysis and reconstruction of the Brøgger glacier mass balance for the last 77 years, *Annals of Glaciology*, Vol. 14, pp. 148-152.

LEFAUCONNIER B., HAGEN J-O, ØRBÆK J.B., MELVOLD K., & ISAKSSON E., 1999 : Glacier balance trends in the Kongsfjord area, western Spitsbergen, Svalbard, in relation to the climate, *Polar Research*, Vol. 18, No. 2, pp. 307-313.

LIANG S. H.L., CROITORU A. et TAO C.V., 2004 : A distributed geospatial infrastructure for Sensor Web, *Computers & Geosciences,* consultation en ligne.

LIESTØL O., 1977 : Pingos, springs and permafrost in Spitsbergen, *Norsk Polarinstitutt, Arbok* 1975, pp. 7–29.

LIESTØL O., 1993 : Glacier of Svalbard, Norway chap Glacier of Europe in Satellite image atlas of glaciers of the world, éd. Richard S. Williams and Jane G. Ferrigno. USGS, pp. 127-151

LIESTØL O., 2003: Glacier of Svalbard - Norway*, U.S. Geological Survey,* pp. 127-151.

LILLSTRAND T. M. & KIEFER R. W., 2000 : *Remote sensing and image interpretation,* éd. Wiley and sons.

LINSBAUER A., PAUL F., HOELZLE M., FREY H. & HAEBERLI W., 2009 : The Swiss Alps Without Glaciers – A GIS-based Modelling Approach for Reconstruction of Glacier Beds, Proceedings of Geomorphometry 2009. Zurich, Switzerland, 31 August - 2 September.

LLIBOUTRY L., 1965 : *Traité de glaciologie,* éd. Masson, Paris, 2 tomes, 1040 p.

LLIBOUTRY L., 1968 : General theory of subglacial cavitation and sliding of temperate glaciers, *Journal of Glaciology*, Vol. 7, No. 49, pp. 21-58.

LLIBOUTRY L., 1993 : *Glaciers, Glaciologie*. Extraits de *l'Encyclopédie Universalis*, Corpus 10, Paris.

LLIBOUTRY, L., & ECHEVIN M., 1975 : Mesures des bilans annuels en zone d'accumulation, *Zeitschrift fur Gletscherkunde und Glazialgeologie,* Vol. 10, No. 1-2, pp. 71-88.

LLORENS R. & LEIVA J.C., 1995 : Glaciological studies in the high Central Andes through digital processing of satellite images. *Mt. Res. Dev.*, Vol. 15, No. 4, pp. 323-330.

LORIUS C., 1983a : Accumulation rate measurements on cold polar glaciers. *The climatic record in polar ice sheets*.

LORIUS C., 1983b : Les données des carottes de glace de l'Antarctique : évolution du climat et de l'environnement atmosphérique depuis le dernier maximum glaciaire, *Colloque AGSO*, pp. 37-49.

LOWE J.J., ALM T., AMMAN B., ANDERSON S., ANDERSON T., ANDREWS J.T., AUSTIN W., DE-BEAULIEU J.L., BECKER B., BEHRE K.E., BERGLUND B.E., BERGSTEN H., BEUG H.J., BIRKS H.H., BJÖRCK S., BOHNCKE, S., BRANDE, A., BRUNNBERG, L., COOPE, G.R., COXON, P., CWYNAR, L., DENYS L., DONNER J.J., DUGMORE A., DUPLESSY J.C., FAURE H., GAILLARD M.J., HAJDAS I., HARKNESS D.D., HJARTARSON A., HOEK W., HUNTLEY B., INGÓLFSSON Ó., JACOBSEN G., JANSEN E., KOLSTRUP E., KIDEN P., KOC N., KROMER B., JALUT G., LANDVIK J., LEMDAHL G., LEVESQUE A.J., LOTTER A.F., LUNDQVIST J., MANGERUD J., MAYLE F., MILLER U., MOTT R., NORDDAHL H., O´CONNELL M., PAUS A., PETEET D.M., PONS A., REILLE M., RICHARD P., SAARNISTO M., SVENDSEN J.I., THORS K., USINGER H., VANMOURIK J.M., VASARI Y., VERBRUGGEN C., WALKER I., WALKER M.J.C., WATTS W.A. & WOHLFARTH B., 1995: : Paleoclimate of the North-Atlantic seaboards during the last glacial/interglacial transition, *Quaternary International,* Vol. 28, pp. 51-61.

LUNDQUIST J.D., DETTINGER M.D. & CAYAN D.R., 2005 : Snow-fed streamflow timing at different basin scales : Case study of the Tuolumne River above Hetch Hetchy, Yosemite, California, *Water Resources Research,* Vol. 41, 14 p.

MANGERUD J., DOKKEN T.M., HEBBELN D., HEGGEN B., INGÓLFSSON O., LANDVIK J.Y., MEJDAHL V., SVENDSEN J.I. & VORREN T.O. 1998 : Fluctuations of the Svalbard-Barents Sea Ice Sheet the last 150,000 years, *Quaternary Science Reviews,* Vol. 17, pp. 11-42.

MARBOUTY D., 1980 : An experimental study of temperature-gradient metamorphism, *Journal of Glaciology*, Vol. 26, No. 94, pp. 303–312.

MARLIN Ch., TOLLE F., GRISELIN M., BERNARD E., DELANGLE E. and FRIEDT J.M. (soumis) : Evidence of glacier shrinking in the Arctic by comparing Remote sensing and in situ mass balance measurements, *Remote Sensing of Environment*.

MARLIN Ch., GRISELIN M., BERNARD E. and TOLLE F., 2011 : Climate Recent Evolution Observed in Svalbard (air temperature and precipitation): focus on the last 40 years in Ny Alesund (79°N), *International Conference Polar Worlds,* Paris 25-28 janvier 2011.

MARSH P., 1999 : Snowcover formation and melt: recent advances and future prospects, Hydrological Processes, Special Issue*, Snow Hydrology*, Vol. 13, No. 14-15, pp. 2117-2134.

MARTINEC J. & RANGO A., 1986 : Parameter values for snowmelt runoff modelling, *Journal of Hydrology*, Vol. 84, pp. 197-219.

MARTINEC J., RANGO A. & ROBERTS R., 1992 : *The Snowmelt-Runoff Model (SRM),* User's Manual, éd. 1992 (Draft), USDA Hydrology Laboratory, Beltsville, MD, U.S.A.

MASSOM R. & LUBIN D., 2010 : *Polar remote sensing*, Vol. II : ice sheets, éd. Springer & Praxis, 510 p.

MATSON M., ROPELEWSKI C.F. & VARNARDORE M.S., 1986 : *An Atlas of Satellite-Derived Northern Hemisphere Snow Cover Frequency*, NOAA Atlas, US Department of Commerce, Washington, DC, USA.

McCLUNG D.M. & SCHAERER P.A., 1993 : *The Avalanche Handbook,* The Mountaineers, Seattle, 1993.

McNAMARA, J. P., KANE D. L. & HINZMAN L. D., 1997 : Hydrograph separations in an Arctic watershed using mixing model and graphical techniques. *Water Resources Research*, Vol. 33, No. 7, pp. 1707-1719.

McNAMARA, J. P., KANE D. L. & HINZMAN L. D, 1998 : An analysis of streamflow hydrology in the Kuparuk River Basin, Arctic Alaska: a nested watershed approach. *Journal of Hydrology*, Vol. 206, pp. 39-57.

McNAMARA, J. P, KANE D. L. & HINZMAN L. D, 1999 : An analysis of an arctic channel network using a digital elevation model. *Geomorphology*, Vol. 29, pp. 339-353.

MEIER M.F., 1962 : Proposed definitions for glacier mass budget terms, *Journal of Glaciology,* Vol. 4, No. 33, pp. 252-263.

MERCIER D., 2000 : Du glaciaire au paraglaciaire. La métamorphose des paysages polaires au Svalbard, *Annales de Géographie,* Norsk Polarinstitutt, 141 p.

MERCIER D., 2001 : *Le ruissellement au Spitsberg,* éd. PUBP, coll. Nature & Sociétés, 278 p.

MERNILD S.H. & HASHOLT B., 2009 : Observed runoff, jo¨kulhlaups and suspended sediment load from the Greenland ice sheet at Kangerlussuaq, West Greenland, 2007 and 2008. *Journal of Glaciology,* Vol. 55, No. 193, pp. 855–858.

MERNILD S.H. & LISTON G.E., 2010 : The influence of air temperature inversions on snow melt and glacier surface mass-balance simulations, Ammassalik Island, Southeast Greenland. *Journal of App.lied Meteorology and Climatology,* Vol. 49, No. 1, pp. 47–67.

MICHLMAYR G., LEHNING M., KOBOLTSCHNIG G., HOLZMANN H., ZAPP.A M., MOTT R. & SCHÖNER W., 2008 : Application of the Alpine 3D model for glacier mass balance and glacier runoff studies at Goldbergkees, Austria, *Hydrological Processes Special Issue*: *Glaciers in Watershed and Global Hydrology*, Vol. 22, No. 19, pp. 3941-3949.

MITAS L. & MITASOVA H., 1999 : Spatial interpolation. *Geographical information systems : principles and technical issues*, Vol. 1, pp. 481-492.

MOGNARD N.M. & JOSBERGER E.G., 2002 : Northern Great Plains 1996/97 seasonal evolution of snowpack parameters from satellite passive-microwave measurement, *Annals of Glaciology*, Vol. 34, pp. 5-23.

MOGNARD N.M., 2004 : Snow cover dynamics, *Arctic Environmental Variability in the Context of Global Change,* éd. Springer-Verlag, Berlin, 500 p.

MOHOLDT G., NUTH C., HAGEN J. O. & KOHLER J., 2010a : Recent elevation changes of Svalbard glaciers derived from ICESat laser altimetry. *Remote Sensing of Environment,* Vol. 114, No. 15, pp. 2756-2767.

MOHOLDT, G., HAGEN J. O., EIKEN T. & SCHULER. T. V., 2010b : Geometric changes and mass balance of the Austfonna ice cap, Svalbard, *The Cryosphere*, Vol. 4, pp. 21-34.

MOIGN A., 1973 : *Strandflats immergés et émergés du Spitsberg central et nord-occidental*, Brest, Université de Bretagne occidentale, Doctorat d'état, 692 p.

MOORE J. C., PALLI A., LUDWIG F., BLATTER H., JANIA J., GADEK B., GLOWACKI P., MOCHNACKI D., & ISAKSSON E., 1999 : High-resolution hydrothermal structure of Hansbreen, Spitsbergen, mapp.ed by ground-penetrating radar, *Journal of Glaciology*, Vol. 45, No. 151, pp. 524-532.

MOSER H., ESCHER-VETTER H., OERTER H., REINWARTH O. & ZUNKE D., 1986 : *Abfluss in und von Gletschern*. München, Gesellschaft fuür Strahlen- und Umweltforschung. (GSF Bericht 41/86.)

MÜLLER F. & KEELER C. M., 1969 : Errors in short-term ablation measurements on melting ice surfaces, *Journal of Glaciology*, Vol. 8, No. 52, pp. 91-105.

MUNTER W., 2006 : *Avalanches, la gestion du risque dans les sports d'hiver,* éd. du C.A.S, 224 p.

MURRAY T., STUART G. W., FRY M., GAMBLE N. H., CRABTREE M. D., 2000 : Englacial water distribution in a temperate glacier from surface and borehole radar velocity analysis, *Journal of Glaciology,* Vol. 46, No. 154, pp. 389-398.

MURRAY T., STUART G. W., MILLER P. J., WOODWARD J., SMITH A. M., PORTER P. R., JISKOOT H., 2000 : Glacier surge propagation by thermal evolution at the bed, *Journal of Geophysical Research,* Vol. 105, No. 6, pp. 13 491-13 507.

MURRAY T., BOOTH A. & RIPP.IN D., 2007 : Limitations of glacier ice-water content estimated using velocity analysis of surface ground-penetrating radar surveys, *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, Vol. 12, pp. 87-99.

MUSY A. & HIGY C., 2003 : Hydrologie : une science de la nature*, Presses polytechniques et universitaires* romandes, No. 616, pp. 580-596.

NESJE A., DHAL S.O., 2000 : *Glaciers and environemental change. Key issue in environmental change,* Londres, éd. Arnold.

NEWBERY K.B. & SOUTHWELL C., 2009 : An automated camera system for remote monitoring in polar environements, *Cold Regions Science and Technology*, Vol. 55, pp. 47-51.

NICOLAS J.M., VASILE G., GAY M., TUPIN F. & TROUVÉ E., 2007 : *SAR processing in the temporal domain: application to direct interferogram generation and mountain glacier monitoring*, Canadian Journal of Remote Sensing, Vol. 33, No. 1, pp.. 52-59.

NOAA : National Oceanic and Atmospheric Administration. National Operational Hydrologic Remote Sensing Center http://www.nohrsc.noaa.gov/nsa/ http://www.crisp.nus.edu.sg/~research/tutorial/noaa.htm

NORRIS P., 2007 : Spies in the sky, surveillance stellites in war and peace, éd. Springer & Praxis Books, 215 p.

NORSK POLARINSTITUTT, 2007 : *Géologie du Svalbard,* éd. Grafisk Nord AS.

NORSK METEOROLOGICAL INSTITUTT : http://www.yr.no/place/Norway/Svalbard/Ny-Ålesund/statistics.html

NUTH C., KOHLER J., AAS H.F., BRANDT O. & HAGEN J.O., 2007 : Glacier geometry and elevation changes on Svalbard (1936–90) : a baseline dataset, *Annals of Glaciology*, Vol. 46, pp. 106-116.

NUTH C., MOHOLDT, G., KOHLER, J., HAGEN, J. O. & KÄÄB, A., 2010 : Svalbard glacier elevation changes and contribution to sea level rise, *Journal of Geophysical Research,* Vol. 115.

ØDEGÅRD R.S., HAMRAN S.-E., BE P.H., ETZELMIILLER B., VATNE G. & SOLLID J.L., 1992 : Thermal regime of a valley glacier, Erikbreen, northcrn Spitsbergen, *Polar Research,* Vol. 11, No. 2, pp. 69-79.

OERLEMANS J., 2001 : *Glaciers and climate change,* Balkema Publishers, éd. Taylor and Francis.

OERLEMANS E., 2005 : Extracting a climate signal from 169 glacier records, Science, No. 308, pp. 675-677.

OGI M., RIGOR I.G., MCPHEE M.G. & WALLACE J. M., 2008: Summer retreat of Arctic sea ice: Role of summer winds, *Geophysical Research Letters*, Vol. 35,

OKABE A., 1992: *Spatial tessellations, concepts and applications of Voronoi diagrams*. John Wiley and Sons, New York.

OMM : Organisation Météorologique Mondiale, bulletins depuis 2001 http://www.wmo.int/pages/publications/bulletin_fr/index_fr.html

ORVIN A.K., 1934 : Geology of the King's bay region, *Skrifter om Svalbard og Ishavet,* Vol. 57, 195 p.

ØSTREM G. & BRUGMAN M., 1991 : Glacier mass-balance measurements: a manual for field and office work*, National Hydrology Research Institute – NHRI Science report,* No. 4, 220 p.

PAHAUT E, 1975 : *Les cristaux de neige et leur métamorphose,* Monographie de la Météorologie Nationale, No 96.

PÄLLI A., 2003 : *Polythermal glacier studies in Svalbard determined by ground penetrating Radar*, Academic Dissertation, University of Oulu, 31 p.

PARDÉ M., 1968 : *Fleuves et rivières*, coll. U, 2ème éd. A. Colin, 241 p.

PATERSON W.S.B., 1994 : *The physics of glaciers,* Oxford, Pergamon, Elsevier, 3ème édition, 190 p.

PEGUY Ch. P., 1952 : *La neige,* P.U.F., 120 p

PEGUY Ch. P. 1961 : *Précis de climatologie,* éd. Masson, Paris, 347 p.

PEGUY Ch. P., 1969 : *Ces montagnes qui flottent sur la mer,* éd. Arthaud, 318 p.

PILLEWIZER W., 1962 : *The german Spitzberg expedition* in the German-language periodical (Petermanns Geographische Mitteilungen), Vol. 106, No 4, Gotha, 15 December 1962, 286 p.

PILLEWIZER W., 1967 : Zur Karte des Kongsvegen-Kronebre 1/ 50,000, Estspitzbergen, Petermanns Geographische Mitleilungen, Jahrg. Ill, pp. 153-157.

PIVOT F., KERGOMARD C. & DUGUAY C.R., 2002 : On the use of passive microwave data to monitor spatial and temporal variations of snowcover near Churchill, Manitoba, *Annals of Glaciology*, Vol. 34, pp. 58-64.

POGGI A., 1959 : La fusion de la neige et les crues de juin 1957 dans les Alpes françaises orientales, *Revue de Géographie Alpine,* Vol. 47, No. 3, pp. 363-374.

POMEROY J. W. & JONES H. G., 1996 : Wind-Blown Snow: Sublimation, Transport and Changes to Polar Snow, in E. Wolff and R. Bales (eds.), *Chemical Exchange between the Atmosphere and Polar Snow*, NATO ASI Series I, Vol 43, Springer-Verlag, Berlin, pp.. 453–489.

POPE A., MURRAY T. & LUCKMAN A., 2007 : DEM quality assessment for quantification of glacier surface change, *Annals of Glaciology*, Vol. 46, No. 1, pp. 189-194.

PRÉVOST M., BARRY R., STEIN R. & PLAMONDON A.P., 1990 : Snowmelt runoff modelling in a balsam fir forest with a Variable Source Area Simulator (VSAS2), *Water Resources Research* Vol. 26, No. 5, pp. 1066-1070.

PRZYBYLAK R., 2002 : *Variability of air temperature and atmospheric precipitation in the Arctic*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.

PRZYBYLAK R., 2007 : Recent air-temperature changes in the Arctic, *Annals of Glaciology*, Vol. 46, No. 1, pp. 316-324.

PRZYBYLAK R., ARAŹNY A. & KEJNA M., 2010 : Arctic Climate and Environnement of the Nordic Seas and the Svalbard, AWAKE, *Polish-Norwegian Fund, Oslo, 7 juin*.

QUICK M.C. & PIPES A., 1977 : UBC watershed model. *Hydrological Sciences Bulletin*, Vol. 221, pp. 153-161.

RABOT Ch., 1893 : Sur les glaciers du Spitsberg. *Académie des Sciences*. Tome 117, pp. 72-75.

RABOT Ch., 1894 : Voyage de “la Manche” à l’île de Jan Mayen et au Spitsberg. Ed. Ernest Leroux, Paris, 55 p.

RAIBLE C. C., BISCHOF G., FRAEDRICH K. & KIRK E. 1999 : Statistical single station short-term forecasting of temperature and probability of precipitation: Area interpolation and NWP combination. *Weather and Forecasting*, Vol. 14, pp. 203–214.

RAIBLE C.C., CASTY C., LUTERBACHER J., PAULING A., ESPER J., FRANK D., BÜNTGENS U., ROESCH A.C., WILD M., TSCHUCK P., VIDALE P.L., SCHÄR C., & WANNER H., 2006 : Climate variability - observations, reconstructions and model simulations for the Atlantic-European and Alpine Region from 1500-2100 AD. *Climate Change*, Vol. 79, pp. 9-29.

RAU F., MAUZ F., VOGT S., KHALSA S.J.S. & RAUP B., 2005 : Illustrated GLIMS Glacier Classification Manual, Glacier Classification Guidance for the GLIMS Glacier Inventory, 36 p.

REES W.G., & ARNOLD N.S., 2003 : Mass balance and dynamics of a valley glacier measured by high-resolution LiDARa1, Earth Surface Processes and Landforms, Vol. 28, pp. 273–298. Published online in Wiley.

REES W.G., 2005 : *Remote Sensing of Snow and Ice*, éd. Taylor and Francis, CRC Press Inc, 285 p.

REES W.G. & ARNOLD N.S., 2007 : Mass balance and dynamics of a valley glacier measured by high-resolution LiDAR, *Polar Record*, Vol. 43, pp. 311-319.

REINHARDT W. & RENTSCH H., 1986 : Determination of changes in volume and elevation of glaciers using digital elevation models from the Veragtferner, Otztal Alps, Austria, *Annals of Glaciology*, Vol. 8, pp. 151–155.

REYNAUD L., VALLON M. & LETREGUILLY A., 1986 : Mass-balance measurements: problems and two new methods of determining variations, *Journal of Glaciology*, Vol. 32, No. 112, pp. 446-454.

REYNAUD L., RABATEL A. & DEDIEU J.P., 2002 : Suivi du bilan de masse glaciaire par télédétection : application au Glacier Blanc (Massif des Ecrins, France) entre 1985 et 2000, *Revue de Géographie Alpine*, Vol. 90, No. 3, pp 99-109.

RIPLEY B. D.. 1981 : *Spatial Statistics*. Ed. Wiley.

RIPPIN D., WILLIS I., ARNOLD N., HODSON A., MOORE J., KOHLER J. & BJORNSSON H., 2003 : Changes in geometry and subglacial drainage of Midre Lovénbreen, Svalbard, determined from digital elevation models, *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 28, pp. 273–298.

RIVERA A., BOWN F., CASASSA G., ACUÑA C. & CLAVERO J., 2005 : Glacier shrinkage and negative mass balance in the Chilean Lake District (40°S), *Hydrological Sciences–Journal des Sciences Hydrologiques,* Vol. 50, No 6.

ROLSTAD C., WHILLANS I. M., HAGEN J. O. & ISAKSSON E., 2008 : Large-scale force-budget of an outlet glacier : Jutulstraumen, Dronning Maud Land, East Antarctica, *Annals of Glaciology*, Vol. 30, pp. 123-128.

ROUGERIE G. & BEROUCHTCHAVILI N., 1991 : *Géosystèmes et paysages,* éd. Armand Colin, Paris, 306p.

SAALMANN K., & THIEDIG F., 2002 : Thrust tectonics on Broggerhalvoya and their relationship to the Tertiary West Spitzbergen Fold-and-Thrust Belt, *Geological Magazine,* Vol. 139, pp. 47-72.

SAINTENOY A., FRIEDT J.-M., TOLLE F., BERNARD É., LAFFLY D., MARLIN Ch. & GRISELIN M., 2011 : High Density Coverage Investigation of the Austre Lovénbreen (Svalbard) using Ground Penetrating Radar, IWAGPR, Actes du 6ème International Workshop on Advanced Ground Penetrating radar, 22-24 juin, Aachen, Allemagne.

SALOMONSON V. V. & APP.EL I., 2004 : *Estimating fractional snow cover from MODIS using the normalized difference snow index, Remote Sensing of Environment*, No. 89, pp. 351–360.

SALOMONSON V. V. & APP.EL I., 2006 : Development of the Aqua MODIS NDSI fractional snow cover algorithm and validation results. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* Vol. 44, pp. 1747-1756.

SALVIGSEN O., ELGERSMA A., HJORT C., LAGERLUND E. LIESTØL O. & SVENSSON N-O. 1990 : Glacial history and shoreline displacement on Erdmannflya and Bohemanflya, Spitsbergen, Svalbard, *Polar Research,* Vol. 8, pp. 261-273.

SAND K., WINTHER J. G., MARÉCHAL D., BRULAND O. & MELVOLD K., 2002 : Regional Variations of Snow Accumulation on Spitsbergen, Svalbard, 1997-99, *Nordic Hydrology*.

SAUSURE (de) H. B., 1780: Voyages dans les Alpes. 4 volumes, Neuchatel.

SCHULER T., MELVOLD K., HAGEN J. O. & HOCK R., 2005 : Assessing The Future Evolution of Meltwater Intrusions into a Mine below Gruvefonna, Svalbard, *Annals of Glaciology*, Vol. 42, pp.. 262-268.

SCHMIDT D. S., SCHMIDT R.A. & DENT J. D., 1999 : Electrostatic force in blowing snow, *Boundary-Layer Meteorology,* Vol. 93, pp. 29-45.

SCHWEIZER J., HEILIG A., BELLAIRE S., FIERZ C., 2008 : Variations in snow surface properties at the snowpack-depth, the slope and the basin scale, *Journal of Glaciology*, Vol. 54, No. 188, pp. 846-856.

SEXTON, D.J., DOWDESWELL, J.A., SOLHEIM, A. & ELVERHØI, A. 1992 : Seismic architecture and sedimentation in northwest Spitsbergen fjords, *Marine Geology,* Vol. 103, pp. 53-68.

SHEPARD D., 1968 : A two-dimensional interpolation function for irregularly-spaced data, *Proceedings of the 1968 23rd ACM national conference,* 517-524.

SHREVE R.L., 1972 : Movement of water in glaciers, *Journal of Glaciology*, Vol. 11, No. 62, pp. 205–214.

SICART J. E., RIBSTEIN P., FRANCOU B., POUYAUD B., & CONDOM T., 2007 : Glacier mass balance of tropical Zongo glacier, Bolivia, comparing hydrological and glaciological methods, *Global and Planetary Change*, Vol. 59, pp. 27–36.

SILVERIO W. & JACQUET J.M., 2003 : Cartographie provisoire de la couverture du sol du parc national Huascaran (Pérou), à l'aide des images TM de Landsat-5, *Télédétection,* vol. 3, No. 1, pp. 69-83.

SIX D., 2000 : *Analyse statistique des distributions des séries de bilans de masse des glaciers alpins et des calottes polaires de l'hémisphère nord,* Thèse, Université J. Fourier, Grenoble.

SKIDMORE M. L. & SHARP MJ., 1999 : Drainage system behaviour of a high-Arctic polythermal glacier, *Annals of Glaciology*, Vol. 28, pp. 209–215.

SOMMA J., ADJIZIAN-GERARD J., CORBANE C., BERNIER M., FORTIN J. P., DEDIEU J. P., 2003 : Etude préliminaire du manteau neigeux libanais : méthodologie de mesure des profils de densité app.arente. *Séminaire International d'hydrologie nivale*. 16-17 décembre 2002, Beyrouth.

SORUCO A., VINCENT C., FRANCOU B., RIBSTEIN P., BERGER T., SICART J.E., WAGNON P., ARNAUD Y., FAVIER V. & LEJEUNE Y., 2009 : Mass balance of Glaciar Zongo, Bolivia, between 1956 and 2006 using glaciological, hydrological and geodetic methods, *Annals of Glaciology*, Vol. 50, pp. 1-8.

SORUCO A., THIBERT E., VINCENT C., HARTER M., BLANC R., & HENO R., 2009 : Photogrammétrie et risques naturels : application à la dynamique des avalanches et aux chutes de séracs. *Projet CG38 piloté par le CEMAGREF, disponible* à *http://www.obs.ujfgrenoble.fr/risknat/pages/programme_dep/projets/cemagref_etna/thibert_2009.html*.

SORUCO A., THIBERT E., VINCENT C., BLANC R., & HÉNO R., 2011 : Measurement of avalanche front velocity from high-speed terrestrial digital photogrammetry. *Geophysical Research Abstracts*, 13, EGU2011-8177, 2011, EGU General Assembly 2011 Vienna (Austria)

STANGE R., 2008 : *Spitsbergen – Svalbard : a complete guide around the arctic archipelago,* Druckerei, Kark Keuer, 541p.

STEFFEN, K., CLARK P.U., COGLEY J.G., HOLLAND D., MARSHALL S., RIGNOT E. & THOMAS R., 2008 : Rapid changes in glaciers and ice sheets and their impacts on sea level. In: *Abrupt Climate Change*. Report by the U.S. Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research. U.S. Geological Survey, Reston, VA, pp. 60-142.

STONE M., 1974 : Cross-validation choice and assessment of statistical predictions, *Journal of the Royal Statistical Society, Series B*, No.36, pp.. 111-147.

STONE H., ORCHARD M., EE-CHIEN C. & MARTUCCI S., 2001 : Fourier-based algorithm for subpixel registration of images, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 3, No. 10, pp. 2235-2243.

STUART G. W., MURRAY T., GAMBLE N. H., HAYES K., HODSON A., 2003 : A characterisation of englacial channels by ground-penetrating radar : an example from Austre Brøggerbreen, Svalbard, *Journal of Geophysical Research,* Vol. 108, pp. 23-25.

SUGDEN D.E. & JOHN B.S., 1976 : *Glaciers and landscape, a geomorphological app.roach*. New York, A Halsted Press Book, John Wiley and Sons, 376 p.

SUND M., EIKEN T., HAGEN J.O. & KÄÄB A., 2009 : Svalbard surge dynamics derived from geometric changes. *Annals of Glaciology,* Vol. 50, NO. 52, PP. 50-60.

SUND M. & EIKEN T., 2010 : Recent surges on Blomstrandbreen, Comfortlessbreen and Nathorstbreen, Svalbard. *Correspondence to Journal of Glaciology,* Vol. 56, NO. 195, PP. 182-184.

SUTCLIFFE J. V. & PARKS Y. P., 1999 : T*he hydrology of the Nile*. GIBB Water, Reading, UK, 178 p.

SVENDSEN H., BESZCZYNSKA-MØLLER A., HAGEN J. O., LEFAUCONNIER B., TVERBERG V., GERLAND S., ØRBÆK J. B., BISCHOF K., PAPUCCI C., ZAJACZKOWSKI M., AZZOLINI R., BRULAND O., WIENCKE C., WINTHER J.G., HODSON A., MUMFORD P. & DALLMANN W., 2002 : The physical environment of Kongsfjorden-Krossfjorden: an Arctic fjord system in Svalbard, *Polar Research*, Vol. 21, No. 1, 133-166.

SWIPA : Snow, Water, Ice, Permafrost in Arctic. Rapport 2011 - http://www.amap.no/swipa/SWIPA2011ExecutiveSummaryV2.pdf

TABLER R. D., POMEROY J. W. & SANTANA B. W., 1990 : Drifting Snow, *Cold Regions Hydrology and Hydraulics. American Society of Civil Engineers*, New York, pp. 95-146.

TANGBORN W.V., 1984 : Prediction of glacier derived runoff for hydro-electric development. *Geografiska Annaler, serie A*, Vol. 66, No. 3, pp. 257-265.

TAPSOBA D., FORTIN F., ANCTIL F. & HACHÉ M., 2005 : *Apport de la technique du krigeage avec dérive externe pour une cartographie raisonnée de l'équivalent en eau de la neige : Application aux bassins de la rivière Gatineau, Canadian Journal of Civil Engineering / Revue Canadienne de Génie Civil*, No. 32, pp. 289–297.

TAURISANO A., SCHULER T.V., HAGEN J.O., EIKEN T., LOE E., MELVOLD K. & KOHLER J., 2007 : The distribution of snow accumulation across the Austfonna ice cap, Svalbard : direct measurements and modelling, *Polar Research*, Vol. 26, pp. 7-13.

TOBLER W.R., 1976 : *The geometry of mental maps. In spatial choice and spatial behavior: Geographic essays on the analysis of preferences and perceptions*, éd. R. G. Golledge and G. Rushton, 69–81. Ohio State University Press.

TOLLE Fl., BERNARD E., FRIEDT JM., LAFFLY D., MARLIN Ch., GRISELIN M. 2011 : « Seasonal snow cover dynamics and melting processes on a polar glacier », *International Conference Polar Worlds,* Paris 25-28 janvier 2011.

TRICART J., 1963 : *Géomorphologie des régions froides*, Paris, Presses universitaires de France, 1ère édition, 289 p.

TRICART J. & CAILLEUX A., 1969 : *Le modèle glaciaire et nival*, éd. Sedes, 474 p.

TROUVÉ E., VASILE G., GAY M., BOMBRUN L., GRUSSENMEYER P., LANDES T., NICOLAS J.M., BOLON Ph., PETILLOT I.., JULEA A., VALET L., CHANUSSOT J. & KOEHL M., 2007 : *Combining airborne photographs and spaceborne SAR data to monitor temperate glaciers. Potentials and limits*, IEEE - *Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 45, No. 4, pp. 905-923.

TRYSTRAM F., 2001 : *Le procès des étoiles. Récit de la prestigieuse expédition de trois savants française en Amérique du Sud, 1735-1771*. Petite Bibliothèque Payot, 329 p.

TVEIT J. 1980 : Representativity of snow survey systems based on topographical and morphological parameters, Ph.D. Thesis, Norwegian University of Science and Technology, Trondheim, 243 p.

TVEIT J. & KILLINGTVEIT Å., 1994 : *Snow surveys for studies of Water Budget on Svalbard*, Proceedings of Tenth International Northern Research Basins Symposium and Workshop, Norwegian University of Science and Technology, Svalbard, Norway, pp.. 489-509.

TVEITO O. & FØRLAND E.J., 1999 : Mapping temperatures in Norway app.lying terrain information, geostatistics and GIS, *Norsk geografisk tidskrift*, Vol. 53, pp. 202-212.

TVEITO O. & SCHÖNER W., 2002 : *Applications of spatial interpolation of climatological and meteorological elements by the use of geographical information systems (GIS)*. Cost 719, Rep. 28/02. Norwegian. Meteorologisk. Institutt, Blindern, Oslo, Norge, 44 p.

VALLON M., 1968 : Errors in the determination of ablation using stakes, *Journal of Glaciology,* Vol. 7, No. 49, pp. 132-133.

VASILE G., 2007 : *Imagerie Radar à Synthèse d'Ouverture interférométrique et polarimétrique. Application au suivi des glaciers alpins*, Thèse de doctorat, Université de Savoie.

VERBUNT M., GURTZ J., JASPER K., LANG H., WARMERDAM P. & ZAPP.A M., 2003 : The hydrological role of snow and glaciers in alpine river basins and their distributed modeling, *Journal of Hydrology*, Vol. 282, No. 1-4, pp. 36-55.

VICENTE-SERRANO S. M., GRIPPA M., LE TOAN T., & MOGNARD N.M., 2007 : The role of atmospheric circulation with respect to the interannual variability in the date of snow cover disapp.earance over northern latitudes between 1988 and 2003. *Journal of Geophysical Research,* Vol. 112.

VINCENT C., VALLON M., REYNAUD L. & Le MEUR E., 2000 : Dynamic behaviour analysis of glacier de St Sorlin, France from 40 years of observations, 1957-1997, *Journal of glaciology*, Vol. 46, pp. 499-506.

VINCENT C., 2002 : Influence of climate change over the 20th Century on four French glacier

mass balance, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 107, p 4375.

VINCENT M., 1970 : Etude expérimentale de la minéralisation globale de deux rivières au Spitsberg , *Mémoires et documents du CNRS*, pp. 219-229.

VISBECK M., HURRELL J., & KUSHNIR Y., 2001 : First International Conference on the North Atlantic Oscillation (NAO) : Lessons and Challenges for CLIVAR, Vol. 6, No. 1, pp. 24-25.

VIVIAN H., 1964 a : Premières observations sur le régime estival des torrents glaciaires du Spitsberg, 79°N , Norois, No. 43, pp. 283-307.

VIVIAN R., 1964 b : Petits glaciers de haute latitude (Spitsberg, 79°N), *Revue de Géographie Alpine*, Vol. 52, No. 3, pp. 513-531.

VIVIAN R., 1975 : Les glaciers des Alpes occidentales, Thèse, Imprimerie Allier, Grenoble.

VIVIAN R., 1997 : La mesure de l'érosion des glaciers tempérés : Essai de synthèse, *Revue de Géographie Alpine,* Vol. 85-1, pp.. 9-32.

VIVIAN R., 2001 : Des Glacières du Faucigny aux Glaciers du Mont-Blanc, éd. La fontaine de Siloé.

VÖRÖSMARTY C., HINZMAN L., PETERSON B., BROMWICH D., HAMILTON L., MORISON J., ROMANOVSKY V., STURM M. & WEBB R., 2001 : *The Hydrologic Cycle and its Role in Arctic and Global Environmental Change : A Rationale and Strategy for Synthesis Study*, Arctic Research Consortium of the U.S., Fairbanks, Alaska, 84 pp..

WAGNON P., LAFAYSSE M., LEJEUNE Y., MAISINCHO L., ROJAS M., CHAZARIN J.P., 2009 : Understanding and modeling the physical processes that govern the melting of snow cover in a tropical mountain environment in Ecuador*, Journal of Geophysical Research - Atmospheres,* p. 114

WACKERNAGEL H., BERTINO L., SIERRA J.P. & GONZALEZ DEL RIO J. 2002 : Multivariate kriging for interpolating data from different sources. *Quantitative methods for current environmental issues*. éd. Springer-Verlag, Londres.

WACKERNAGEL H., 2003 : Multivariate geostatistics. An introduction with applications, 3e éd. Springer-Verlag, Berlin, 387 p.

WANGENSTEEN B., TØNSBERG O.M., KAAB A., EIKEN T. & HAGEN J.O., 2006 : Surface elevation change and high resolution surface velocities for advancing outlets of Jostedalsbreen, *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography*, Vol. 88, No. 1, pp. 55-74.

WANGENSTEEN, B., GUÐMUNDSSON, Á., EIKEN, T., KÄÄB, A., FARBROT, H., ETZELMULLER, B., 2006 : Surface displacements and surface age estimates for creeping slope landforms in northern and eastern Iceland using digital photogrammetry. *Geomorphology,* Vol. 80, pp.. 59-79.

WEBSTER R. & OLIVER M.A., 2001 : *Geostatistics for environmental scientists*. John Wiley and Sons, Brisbane, Australia.

WGMS : World Glacier Monitoring Service, under the auspices of: ICSU (FAGS), IUGG (IACS), UNEP, UNESCO, WMO, site Internet : http://www.wgms.ch/

WHOI : Woods Hole Oceanographic Institution - http://www.whoi.edu/

WINTHER J.-G., GERLAND S., RBAEK J.B., IVANOV B., BLANCO A. & BOIKE J., 1999 : Spectral reflectance of melting snow in a High Arctic watershed on Svalbard : some implications for Optical satellite remote sensing studies, *Hydrological Processes*, Vol. 13, pp. 2033–2049.

WINTHER J. G., 2003 : *Snow research in Svalbard – an overview*. éd. NPI.

WORSLEY D., 1986 : Evolution of an Arctic archipelago ; *The Geological History of Svalbard*, Statoil, 121 p.

WOO, M.-K. & SAURIOL J., 1980 : Channel development in snow-filled valleys, Resolute, N.W.T., *Canada Geographical Annals,* Vol. 62, No. 1-2, pp. 37-56.

WOO, M.-K. & SAURIOL J., 1981 : Effects of snow jams on fluvial acti vities in the High Arctic. *Physical Geography*., Vol. 2, pp. 83-98.

WOO, M.-K., HERON R. & STEER P., 1981 : Catchment hydrology of a High Arctic lake, Cold Reg. *Sciences and Technology,* Vol. 5, No. 1, pp. 29-41.

WOO, M.-K. & HERON R., 1981 : Occurrence of ice layers at the base of High Arctic snowpacks, *Arctic Alpine Research*, Vol. 13, No. 2, pp. 225-230.

WOO M.-K., 1986 : Permafrost hydrology in North America, *Atmosphere-Ocean*, Vol. 24, No. 3, pp. 202-231.

WOODWARD J., 1996 : *The influence of superimposed ice formation on the sensitivity of glacier mass balance to climate change*, M.Sc. thesis, Edmonton, Alberta, University of Alberta, Department of Geography.

WOODWARD J., SHARP M., & ARENDT A., 1997 : The influence of superimposed-ice formation on the sensitivity of glacier mass balance to climate change, *Annals of Glaciology*, Vol. 24, pp. 186-190.

YOUNG G. J., 1974 : A stratified sampling design for snow surveys based on terrain shape, *Proceedings of the Western Snow Conference*, Vol. 42, pp.. 14-22.

YOUNG G. J., 1975 : Accumulation and ablation patterns as functions of the surface geometry of a glacier, Snow and Ice, éd. J. C. Rodda, *International Association of Hydrological Sciences,* No. 104, pp.. 34-138.

ZEMP, M., HAEBERLI, W., BAJRACHARYA, S., CHINN, T.J., FOUNTAIN, A.G., HAGEN, J.O., HUGGEL, C., KÄÄB, A., KALTENBORN, B.P., KARKI, M., KASER, G., KOTLYAKOV, V.M., LAMBRECHTS, C., LI, Z.Q., MOLINA, B.F., MOOL, P., NELLEMANN, C., NOVIKOV, V., OSIPOVA, G.B., RIVERA, A., SHRESTHA, B., SVOBODA, F., TSVETKOV D.G. & YAO, T.D., 2007 : Glaciers and ice caps. Part I: Global overview and outlook. Part II: Glacier changes around the world, In. éd. UNEP, Global Outlook for Ice & Snow, UNEP/GRID-Arendal, Norway: pp. 115-152.

ZEMP M., HOELZLE M. & HAEBERLI W., 2007 : Distributed modelling of the regional climatic equilibrium line altitude of glaciers in the European Alps, *Global and Planetary Change*, Vol. 56, No. 1-2, pp. 83-100.

ZHANG Y., LIU S.X. & DING Y., 2006 : Application of a degree-day model for the determination of contributions to glacier meltwater and runoff near Keqicar Baqi glacier, southwestern Tien Shan, *Annals of Glaciology*, Vol. 43, pp. 280-284.

ZRYD A., 2001 : *Les glaciers*. Ed. Saint Augustin,

Données météorologiques et hydrologiques
(Ny Ålesund et Austre Lovénbreen)

Les paramètres météorologiques de Ny Alesund sont extraits des données mises à disposition par l'Institut météorologique Norvégien. La station donne 4 valeurs par jour pour les températures dont nous avons extrait une moyenne journalière. Pour les précipitations, la station donne une valeur par jour et nous avons séparé le neige de la pluie arbitrairement en fonction de la température au moment des précipitations.
Les valeurs concernant le bassin de l'Austre Lovénbreen sont affichées à un pas journalier mais sont issues de relevés horaires sur 20 capteurs de températures de l'air (Chap. V). Les précipitations ont été calculées à partir de celles reçues à Ny Alesund avec un gradient à deux pentes (Chap. VIII). L'altitude de l'isotherme O°C a permis de déterminer pour chaque événement la part de neige et de pluie sur le bassin. Les lames d'eau écoulées journellement par les deux émissaires de l'Austre Lovénbreen (Goule et Diable) sont issues de calculs à partir des pressions mesurées toutes les 30 minutes à chaque exutoire. Elles sont rapportées à la surface totale du bassin versant.

année 2007-2008

date	**Ny Alesund** (source Meteo Norsk)				**Bassin de l'Austre Lovénbreen** (source HSF)						
	Température moyenne		Précipitations (mm)		état thermique du glacier (°C)			P totale sur le BV (mm)		lames écoulées (mm) / surf BV 10,577 km2	
	T moy <0°C	T moy >0°C	P neige	P pluie	ET moyen	ET <0°C	ET >0°C	P neige	P pluie	Goule 10,083 km2	Diable 0,494 km2
01/04/08	-17,1										
02/04/08	-15,5										
03/04/08	-11,6		0,4					0,6	0,6		
04/04/08	-12,6										
05/04/08	-13,0										
06/04/08	-11,5										
07/04/08	-6,8		3,6					5,3	5,3		
08/04/08	-8,0		5,0					7,4	7,4		
09/04/08	-11,4										
10/04/08	-10,9										
11/04/08	-14,5										
12/04/08	-9,9										
13/04/08	-4,1										
14/04/08	-4,4										
15/04/08	-5,9		1,5					2,2	2,2		
16/04/08	-9,1		1,1					1,6	1,6		
17/04/08	-12,2		1,3					1,9	1,9		
18/04/08	-11,5		1,2					1,8	1,8		
19/04/08	-8,6										
20/04/08	-9,8										
21/04/08	-13,5										
22/04/08	-13,9										
23/04/08	-11,8		1,1					1,6	1,6		
24/04/08	-9,8										
25/04/08	-10,1										
26/04/08	-7,8										
27/04/08	-4,9										
28/04/08	-3,5										
29/04/08	-4,3										
30/04/08	-5,0										
01/05/08	-3,0										
02/05/08	-5,6		1,4					2,1	2,1		
03/05/08	-8,5										
04/05/08	-8,0										
05/05/08	-6,4										
06/05/08	-3,0										
07/05/08	-1,9		0,4					0,6	0,6		
08/05/08	-1,6		1,0					1,5	1,5		
09/05/08	-1,7										
10/05/08	-2,2										
11/05/08	-2,9										
12/05/08	-1,9		0,2					0,3	0,3		
13/05/08	-2,6		1,1					1,6	1,6		
14/05/08	-3,4		0,8					1,2	1,2		
15/05/08	-2,6		0,1					0,1	0,1		
16/05/08	-3,5		0,2					0,3	0,3		
17/05/08	-1,0		0,9					1,3	1,3		
18/05/08	-1,8										
19/05/08	-2,0										
20/05/08	-2,4										
21/05/08	-4,0										
22/05/08	-2,8										
23/05/08	-0,8										
24/05/08	-1,4										
25/05/08	-0,6										
26/05/08	-0,1										
27/05/08		0,2									
28/05/08	-0,4										
29/05/08	-1,5										
30/05/08		1,4									
31/05/08		2,7									

Données météorologiques et hydrologiques
(Ny Ålesund et Austre Lovénbreen)

année 2007-2008

date	**Ny Alesund** (source Meteo Norsk)				**Bassin de l'Austre Lovénbreen** (source HSF)						
	Température moyenne		Précipitations (mm)		état thermique du glacier (°C)			P totale sur le BV (mm)		lames écoulées (mm) / surf BV 10,577 km2	
	T moy <0°C	T moy >0°C	P neige	P pluie	ET moyen	ET <0°C	ET >0°C	P neige	P pluie	Goule 10,083 km2	Diable 0,494 km2
01/10/07		1,9		3,0				2,3	4,4		
02/10/07	-2,9		11,9					17,7	17,7		
03/10/07	-5,2		1,4					2,1	2,1		
04/10/07	-4,5		12,0					17,8	17,8		
05/10/07	-5,4		3,5					5,2	5,2		
06/10/07	-7,3										
07/10/07	-2,8										
08/10/07	-2,3		1,0					1,5	1,5		
09/10/07	-0,3										
10/10/07	-2,8										
11/10/07	-3,3										
12/10/07	-2,9										
13/10/07	-4,4										
14/10/07	-0,4		0,2					0,3	0,3		
15/10/07	-4,0										
16/10/07	-2,5										
17/10/07	-4,6										
18/10/07	-4,4		0,3					0,4	0,4		
19/10/07	-8,4										
20/10/07		0,3	0,3					0,4	0,4		
21/10/07	-4,4		1,9					2,8	2,8		
22/10/07	-3,0										
23/10/07	-1,4		25,1					37,3	37,3		
24/10/07	-5,7		4,0					5,9	5,9		
25/10/07	-5,2										
26/10/07	-7,3		0,1					0,1	0,1		
27/10/07	-2,6		1,0					1,5	1,5		
28/10/07		1,4		2,0				1,5	3,0		
29/10/07	-0,8		0,5					0,7	0,7		
30/10/07	-4,0		1,7					2,5	2,5		
31/10/07	-3,3										
01/11/07	-3,5										
02/11/07	-4,4		0,6					0,9	0,9		
03/11/07	-4,6		0,3					0,4	0,4		
04/11/07	-0,9		0,2					0,3	0,3		
05/11/07		1,7		0,2				0,2	0,3		
06/11/07		0,6	1,4					2,1	2,1		
07/11/07	-2,6		1,0					1,5	1,5		
08/11/07	-2,0										
09/11/07	-6,3										
10/11/07	-10,4										
11/11/07	-11,0										
12/11/07	-7,1										
13/11/07	-5,9		2,2					3,3	3,3		
14/11/07	-6,2		3,3					4,9	4,9		
15/11/07	-9,1										
16/11/07	-3,1										
17/11/07	-8,9		5,6					8,3	8,3		
18/11/07	-12,8										
19/11/07	-11,3		0,2					0,3	0,3		
20/11/07	-5,6										
21/11/07	-2,2										
22/11/07	-4,9										
23/11/07	-6,3										
24/11/07	-6,3										
25/11/07	-8,3										
26/11/07	-9,0										
27/11/07	-11,2										
28/11/07	-6,7		2,1					3,1	3,1		
29/11/07	-5,5										
30/11/07	-2,8										

Données météorologiques et hydrologiques
(Ny Ålesund et Austre Lovénbreen)

année 2007-2008

date	**Ny Alesund** (source Meteo Norsk)				**Bassin de l'Austre Lovénbreen** (source HSF)						
	Température moyenne		Précipitations (mm)		état thermique du glacier (°C)			P totale sur le BV (mm)		lames écoulées (mm) / surf BV 10,577 km2	
	T moy <0°C	T moy >0°C	P neige	P pluie	ET moyen	ET <0°C	ET >0°C	P neige	P pluie	Goule 10,083 km2	Diable 0,494 km2
01/12/07	-6,5										
02/12/07	-10,8										
03/12/07	-9,5		1,5					2,2	2,2		
04/12/07	-7,5		6,0					8,9	8,9		
05/12/07	-6,4										
06/12/07	-7,6										
07/12/07	-9,7										
08/12/07	-12,0										
09/12/07	-14,1										
10/12/07	-14,4										
11/12/07	-15,6										
12/12/07	-5,1		2,0					3,0	3,0		
13/12/07	-4,0		1,8					2,7	2,7		
14/12/07	-7,7		1,0					1,5	1,5		
15/12/07	-4,0										
16/12/07	-3,5		23,0					34,0	34,0		
17/12/07	-6,6										
18/12/07	-8,3										
19/12/07	-5,5		0,1					0,1	0,1		
20/12/07	-6,4		2,1					3,1	3,1		
21/12/07	-8,5		2,3					3,4	3,4		
22/12/07	-7,5										
23/12/07	-1,2										
24/12/07	-0,8			1,5					2,2		
25/12/07	-9,4		3,0					4,4	4,4		
26/12/07	-9,3		1,0					1,5	1,5		
27/12/07	-15,1		0,6					0,9	0,9		
28/12/07	-18,3										
29/12/07	-18,6										
30/12/07	-16,3										
31/12/07	-10,5		0,8					1,2	1,2		
01/01/08		0,8	12,0					11,5	17,7		
02/01/08		2,6		21,8				20,8	32,2		
03/01/08	-5,3			41,5					61,3		
04/01/08	-9,7		1,2					1,8	1,8		
05/01/08	-0,1			2,5					3,7		
06/01/08	-3,1										
07/01/08	-7,1										
08/01/08	-6,3										
09/01/08	-11,8										
10/01/08	-13,1										
11/01/08	-13,8										
12/01/08	-15,1										
13/01/08	-14,1										
14/01/08	-11,7		3,2					4,7	4,7		
15/01/08	-5,0		1,0					1,5	1,5		
16/01/08	-2,6										
17/01/08	-2,9										
18/01/08	-6,2										
19/01/08	-8,4										
20/01/08	-9,8										
21/01/08	-4,0		3,7					5,5	5,5		
22/01/08	-7,9		10,0					14,8	14,8		
23/01/08	-14,3		0,1					0,1	0,1		
24/01/08	-2,9		0,6					0,9	0,9		
25/01/08	-3,2		0,2					0,3	0,3		
26/01/08	-5,5										
27/01/08	-11,1										
28/01/08	-10,5										
29/01/08	-7,7										
30/01/08	-8,5										
31/01/08	-15,3										

Données météorologiques et hydrologiques
(Ny Ålesund et Austre Lovénbreen)

année 2007-2008

date	**Ny Alesund** (source Meteo Norsk)				**Bassin de l'Austre Lovénbreen** (source HSF)						
	Température moyenne		Précipitations (mm)		état thermique du glacier (°C)			P totale sur le BV (mm)		lames écoulées (mm) / surf BV 10,577 km2	
	T moy <0°C	T moy >0°C	P neige	P pluie	ET moyen	ET <0°C	ET >0°C	P neige	P pluie	Goule 10,083 km2	Diable 0,494 km2
01/02/08	-12,5		0,7					1,0	1,0		
02/02/08	-14,7										
03/02/08	-13,3		0,3					0,4	0,4		
04/02/08	-10,7		0,2					0,3	0,3		
05/02/08	-4,6										
06/02/08	-3,1										
07/02/08		0,4									
08/02/08	-2,9										
09/02/08	-4,4		5,1					7,5	7,5		
10/02/08	-2,3		1,1					1,6	1,6		
11/02/08	-3,8		9,9					14,6	14,6		
12/02/08	-8,9		0,1					0,1	0,1		
13/02/08	-12,1										
14/02/08	-16,0										
15/02/08	-9,1										
16/02/08	-3,5										
17/02/08	-13,0										
18/02/08	-16,2										
19/02/08	-16,5										
20/02/08	-14,4		0,8					1,2	1,2		
21/02/08	-7,4		2,0					3,0	3,0		
22/02/08	-3,0		0,1					0,1	0,1		
23/02/08	-4,9										
24/02/08	-10,2		0,3					0,4	0,4		
25/02/08	-11,8										
26/02/08	-6,8										
27/02/08	-8,3										
28/02/08	-12,6										
01/03/08	-15,9										
02/03/08	-15,5										
03/03/08	-10,1		0,1					0,1	0,1		
04/03/08	-12,2										
05/03/08	-13,6										
06/03/08	-14,5		0,7					1,0	1,0		
07/03/08	-16,9										
08/03/08	-10,3										
09/03/08	-11,9		0,3					0,4	0,4		
10/03/08	-10,1										
11/03/08	-8,4										
12/03/08	-6,8										
13/03/08	-8,0										
14/03/08	-9,5										
15/03/08	-12,9										
16/03/08	-15,4										
17/03/08	-15,8										
18/03/08	-18,0										
19/03/08	-17,9										
20/03/08	-17,6										
21/03/08	-20,1										
22/03/08	-18,1										
23/03/08	-19,2										
24/03/08	-18,6		0,2					0,3	0,3		
25/03/08	-20,3										
26/03/08	-18,8										
27/03/08	-17,7										
28/03/08	-15,3										
29/03/08	-13,5										
30/03/08	-16,3										
31/03/08	-19,2		1,5					2,2	2,2		

Données météorologiques et hydrologiques
(Ny Ålesund et Austre Lovénbreen)

année 2007-2008

date	**Ny Alesund** (source Meteo Norsk)				**Bassin de l'Austre Lovénbreen** (source HSF)						
	Température moyenne		Précipitations (mm)		état thermique du glacier (°C)			P totale sur le BV (mm)		lames écoulées (mm) / surf BV 10,577 km2	
	T moy <0°C	T moy >0°C	P neige	P pluie	ET moyen	ET <0°C	ET >0°C	P neige	P pluie	Goule 10,083 km2	Diable 0,494 km2
01/06/08		3,4									
02/06/08		3,4									
03/06/08	0,0		1,5					1,9	2,2		
04/06/08		1,8									
05/06/08		2,6									
06/06/08		1,6									
07/06/08		2,5									
08/06/08		3,6									
09/06/08		2,0									
10/06/08		1,9									
11/06/08		1,2		1,0				1,2	1,5		
12/06/08		2,3									
13/06/08		1,2									
14/06/08		0,6									
15/06/08	-0,5		0,1					0,1	0,1		
16/06/08	0,0										
17/06/08		0,2									
18/06/08		0,6									
19/06/08		0,8									
20/06/08		1,2									
21/06/08		3,7									
22/06/08		4,5									
23/06/08		3,0		3,0				1,4	4,4		
24/06/08		4,0		2,0				0,9	3,0		
25/06/08		4,5									
26/06/08		6,6									
27/06/08		7,2									
28/06/08		5,3									
29/06/08		7,1									
30/06/08		6,7									
01/07/08		5,9									
02/07/08		5,0		0,8					1,2		
03/07/08		3,6		0,8					1,2		
04/07/08		3,4									
05/07/08		4,7									
06/07/08		6,0									
07/07/08		5,4									
08/07/08		4,2									
09/07/08		3,9		0,3					0,4		0,392
10/07/08		1,9		6,4				6,1	9,5		0,351
11/07/08		1,6									0,237
12/07/08		1,4		0,5				0,5	0,7	3,835	0,237
13/07/08		2,9		1,6				1,2	2,4	7,615	0,441
14/07/08		6,1		1,3					1,9	9,423	0,400
15/07/08		5,4		0,1					0,1	8,985	0,310
16/07/08		5,1			2,5	-0,1	2,6			9,232	0,245
17/07/08		6,4			2,9	0,0	2,9			9,595	0,212
18/07/08		7,6			3,9		3,9			9,522	0,172
19/07/08		6,7			2,9		2,9			10,257	0,172
20/07/08		5,4		0,1	2,5		2,5		0,1	10,203	0,172
21/07/08		6,5		0,3	4,1		4,1		0,4	11,695	0,155
22/07/08		6,7		0,1	3,7	0,0	3,7		0,2	12,844	0,139
23/07/08		7,1			4,8		4,8			12,518	0,114
24/07/08		7,5			3,7		3,7			12,646	0,106
25/07/08		7,1			4,2		4,2			12,052	0,106
26/07/08		8,2			5,1		5,1			13,217	0,090
27/07/08		7,0			3,3		3,3			13,895	0,098
28/07/08		6,1			4,1		4,1			11,025	0,082
29/07/08		4,8			1,2	-0,3	1,5			11,803	0,098
30/07/08		3,7			0,8	-0,3	1,1			8,804	0,106
31/07/08		5,4			2,9	0,0	2,9			10,896	0,098

Données météorologiques et hydrologiques
(Ny Ålesund et Austre Lovénbreen)

année 2007-2008

date	**Ny Alesund** (source Meteo Norsk)				**Bassin de l'Austre Lovénbreen** (source HSF)						
	Température moyenne		Précipitations (mm)		état thermique du glacier (°C)			P totale sur le BV (mm)		lames écoulées (mm) / surf BV 10,577 km2	
	T moy <0°C	T moy >0°C	P neige	P pluie	ET moyen	ET <0°C	ET >0°C	P neige	P pluie	Goule 10,083 km2	Diable 0,494 km2
01/08/08		5,4			2,6	0,0	2,6			10,898	0,082
02/08/08		2,9			1,6	-0,1	1,7			7,365	0,082
03/08/08		1,7			1,6	-0,1	1,7			6,597	0,082
04/08/08		2,7			2,1	-0,1	2,2			6,292	0,090
05/08/08		3,6			0,4	-0,3	0,7			6,507	0,090
06/08/08		2,2			-0,4	-0,6	0,2			5,189	0,098
07/08/08		3,3		0,2	0,1	-0,6	0,6	0,2	0,3	3,878	0,090
08/08/08		2,9			0,2	-0,2	0,4			3,057	0,082
09/08/08		1,9			0,2	-0,1	0,3			2,902	0,082
10/08/08		2,0		5,5	0,3	-0,1	0,4	4,0	8,1	2,137	0,082
11/08/08		2,5		2,2	0,5	-0,1	0,5		3,2	2,141	0,090
12/08/08		3,9		3,9	2,2	0,0	2,2		5,8	2,946	0,082
13/08/08		3,0		3,1	-0,2	-0,6	0,4	2,2	4,6	3,186	0,090
14/08/08		3,0		2,7	0,4	-0,2	0,6	2,0	4,0	1,983	0,098
15/08/08		3,9			0,5	-0,3	0,8			1,519	0,098
16/08/08		4,6			0,7	-0,3	1,0			1,416	0,090
17/08/08		2,7			0,0	-0,4	0,4			1,469	0,106
18/08/08		5,6			3,4	0,0	3,4			2,885	0,098
19/08/08		5,4			2,7		2,7			5,061	0,106
20/08/08		5,0			3,8		3,8			7,420	0,098
21/08/08		4,8		0,1	3,4		3,4		0,1	7,772	0,090
22/08/08		3,9		0,4	2,3		2,3		0,6	6,218	0,082
23/08/08		3,7		1,4	2,1		2,1		2,1	5,247	0,082
24/08/08		4,3			3,1		3,1			5,550	0,090
25/08/08		5,1			2,9		2,9			5,629	0,098
26/08/08		3,9			1,4	0,0	1,4			5,738	0,098
27/08/08		2,6			1,5	0,0	1,5			3,757	0,098
28/08/08		3,5			0,7	0,0	0,8			3,039	0,106
29/08/08		3,5			1,7	0,0	1,7			2,365	0,106
30/08/08		2,1			-1,0	-1,1	0,1			2,133	0,114
31/08/08		1,5			-0,8	-1,3	0,5			1,544	0,123
01/09/08		2,4			0,6	-0,4	1,0			0,993	0,131
02/09/08		3,0			2,2	0,0	2,2			0,616	0,123
03/09/08		2,7			0,3	-0,5	0,8			0,469	0,106
04/09/08	-0,2		0,6		-1,4	-1,5	0,0	0,7	0,9	0,255	0,090
05/09/08	0,0				-1,4	-1,5	0,1			0,150	0,106
06/09/08	-0,1				-0,2	-0,5	0,2			0,078	0,106
07/09/08		0,8			-0,3	-0,6	0,3			0,016	0,106
08/09/08		1,5			0,9	-0,3	1,1			0,013	0,123
09/09/08		5,0		2,4	2,9		2,9		3,5	3,828	0,114
10/09/08		4,1		0,3	2,8		2,8		0,4	4,363	0,123
11/09/08		4,8		0,6	3,0		3,0		0,9	7,457	0,114
12/09/08		4,0		1,0	2,2		2,2		1,5	6,379	0,114
13/09/08		5,0			4,2		4,3			7,471	0,106
14/09/08		6,9		4,5	4,5		4,5		6,6	13,471	0,090
15/09/08		6,9		3,6	5,6		5,6		5,3	29,621	0,090
16/09/08		6,6		18,2	3,3		3,3		26,9	30,240	0,155
17/09/08		4,0		13,5	0,0	-1,2	1,2	6,1	19,9	26,970	0,400
18/09/08		1,7	0,1		3,4	-0,2	3,6		0,1	15,415	0,392
19/09/08		6,9		16,5	5,6	0,0	5,6		24,4	34,342	0,384
20/09/08		5,2		14,5	3,5	0,0	3,5		21,4	27,261	0,441
21/09/08		4,5		12,2	2,6	0,0	2,6		18,0	20,086	0,457
22/09/08		2,6		9,7	0,1	-0,4	0,6	7,5	14,3	11,432	0,449
23/09/08	-1,1				-4,2	-4,2				7,714	0,408
24/09/08	-1,7		0,1		-3,9	-3,9		0,1	0,1	6,051	0,335
25/09/08	-3,6				-6,8	-6,8				4,699	0,327
26/09/08	-0,8				-0,7	-1,1	0,4			3,918	0,392
27/09/08		2,0		0,6	0,5	-0,1	0,7	0,4	0,9	3,608	0,245
28/09/08	0,0				-2,8	-2,8				2,816	0,212
29/09/08	-2,3				-4,2	-4,2				2,352	0,212
30/09/08	-3,8		0,8		-5,8	-5,8		1,2	1,2	0,992	0,457

Données météorologiques et hydrologiques
(Ny Ålesund et Austre Lovénbreen)

année 2008-2009

date	**Ny Alesund** (source Meteo Norsk)				**Bassin de l'Austre Lovénbreen** (source HSF)						
	Température moyenne		Précipitations (mm)		état thermique du glacier (°C)			P totale sur le BV (mm)		lames écoulées (mm) / surf BV 10,577 km2	
	T moy <0°C	T moy >0°C	P neige	P pluie	ET moyen	ET <0°C	ET >0°C	P neige	P pluie	Goule 10,083 km2	Diable 0,494 km2
01/10/08	-4,7		0,2		-7,2	-7,2		0,3	0,0		
02/10/08	-4,4		0,6		-6,2	-6,2		0,9			
03/10/08	-8,6				-10,2	-10,2					
04/10/08	-9,7				-11,0	-11,0					
05/10/08	-3,9				-4,1	-4,1					
06/10/08	-2,3		12,2		-3,2	-3,2	0,0	18,0			
07/10/08	-5,1		2,0		-5,2	-5,2		3,0			
08/10/08		0,9	1,0		-0,8	-1,0	0,2	1,2	0,3		
09/10/08		1,5		27,4	-1,1	-1,2	0,2	26,2	14,3		
10/10/08	-1,4		0,6		-3,7	-3,7		0,9			
11/10/08	-3,4				-5,5	-5,5					
12/10/08	-6,9				-9,3	-9,3					
13/10/08	-9,5				-10,5	-10,5					
14/10/08	-4,0				-4,7	-4,7	0,0				
15/10/08	-6,6		6,8		-9,3	-9,3		10,0			
16/10/08	-7,1		4,2		-9,0	-9,0		6,2			
17/10/08	-10,6		1,9		-12,4	-12,4		2,8			
18/10/08	-7,5				-8,0	-8,0					
19/10/08	-4,2				-5,4	-5,4	0,0				
20/10/08		0,5			-2,0	-2,0	0,0				
21/10/08	-2,6				-4,1	-4,1					
22/10/08	-4,0				-7,2	-7,2					
23/10/08	-8,6				-11,6	-11,6					
24/10/08	-11,6				-13,8	-13,8					
25/10/08	-7,8				-10,6	-10,6					
26/10/08	-8,5				-11,9	-11,9					
27/10/08	-12,3				-14,3	-14,3					
28/10/08	-11,6				-13,8	-13,8					
29/10/08	-13,6				-15,7	-15,7					
30/10/08	-14,2				-15,3	-15,3					
31/10/08	-7,4				-6,1	-6,1	0,0				
01/11/08		1,1		12,9	0,2	-0,4	0,6	9,3	9,7		
02/11/08	-2,0				-5,1	-5,1	0,0				
03/11/08	-11,0				-12,5	-12,5					
04/11/08	-7,3		1,4		-8,8	-8,8		2,1			
05/11/08	-6,4		1,4		-9,4	-9,4		2,1			
06/11/08	-7,2				-8,0	-8,0					
07/11/08	-6,8		5,9		-10,0	-10,0		8,7			
08/11/08	-7,7				-8,7	-8,7					
09/11/08	-4,4		4,9		-5,1	-5,1		7,2			
10/11/08	-3,4		4,8		-5,6	-5,6		7,1			
11/11/08	-7,5		0,5		-10,8	-10,8		0,7			
12/11/08	-12,0		0,8		-14,1	-14,1		1,2			
13/11/08	-12,7		2,8		-13,6	-13,6		4,1			
14/11/08	-12,6		0,1		-16,6	-16,6		0,1			
15/11/08	-16,1				-18,8	-18,8					
16/11/08	-16,3				-18,6	-18,6					
17/11/08	-15,5				-18,7	-18,7					
18/11/08	-16,9				-18,0	-18,0					
19/11/08	-18,5				-21,4	-21,4					
20/11/08	-17,4				-17,0	-17,0					
21/11/08	-6,0		0,1		-5,4	-5,4		0,1			
22/11/08	-4,5				-5,9	-5,9					
23/11/08	-4,1				-4,3	-4,3					
24/11/08	-4,1				-4,9	-4,9					
25/11/08	-3,5				-4,7	-4,7					
26/11/08	-6,6				-8,3	-8,3					
27/11/08	-10,6				-12,1	-12,1					
28/11/08	-11,1				-12,3	-12,3					
29/11/08	-12,8				-15,7	-15,7					
30/11/08	-12,6				-12,1	-12,1					

Données météorologiques et hydrologiques
(Ny Ålesund et Austre Lovénbreen)

année 2008-2009

date	**Ny Alesund** (source Meteo Norsk)				**Bassin de l'Austre Lovénbreen** (source HSF)						
	Température moyenne		Précipitations (mm)		état thermique du glacier (°C)			P totale sur le BV (mm)		lames écoulées (mm) / surf BV 10,577 km2	
	T moy <0°C	T moy >0°C	P neige	P pluie	ET moyen	ET <0°C	ET >0°C	P neige	P pluie	Goule 10,083 km2	Diable 0,494 km2
01/12/08	-8,8		1,1		-11,0	-11,0		1,6			
02/12/08	-14,9				-16,1	-16,1					
03/12/08	-7,3		1,5		-7,6	-7,6		2,2			
04/12/08	-7,1		10,4		-10,1	-10,1		15,4			
05/12/08	-7,5		0,4		-7,7	-7,7		0,6			
06/12/08	-5,4		0,9		-7,2	-7,2		1,3			
07/12/08	-4,4		3,6		-5,4	-5,4		5,3			
08/12/08	-7,3		3,2		-11,0	-11,0		4,7			
09/12/08	-13,8				-18,2	-18,2					
10/12/08	-8,0				-7,8	-7,8	0,0				
11/12/08	-1,8			21,5	-5,3	-5,3	0,0		31,8		
12/12/08	-2,9		1,3		-3,7	-3,8	0,0	1,9			
13/12/08	-0,2		1,5		-1,0	-1,2	0,2	2,2			
14/12/08	-7,8		2,1		-10,8	-10,8	0,0	3,1			
15/12/08	-9,4		1,6		-9,1	-9,1	0,0	2,4			
16/12/08		0,6			0,7	-0,3	1,0				
17/12/08		0,3	2,3		-2,2	-2,3	0,1	3,4			
18/12/08	-0,8		2,1		-1,4	-1,6	0,2	3,1			
19/12/08	-4,6				-7,5	-7,5					
20/12/08	-8,2				-10,5	-10,5					
21/12/08	-11,7				-15,6	-15,6					
22/12/08	-14,1				-17,7	-17,7					
23/12/08	-15,1				-16,6	-16,6					
24/12/08	-8,2				-6,5	-6,5	0,0				
25/12/08	-1,0		15,3		-3,4	-3,4	0,0	22,6			
26/12/08	-8,7		9,5		-12,0	-12,0		14,0			
27/12/08	-11,3		11,0		-13,5	-13,5		16,2			
28/12/08	-7,2		1,4		-10,0	-10,0		2,1			
29/12/08	-16,5		0,2		-21,4	-21,4		0,3			
30/12/08	-18,1		3,0		-22,4	-22,4		4,4			
31/12/08	-18,8				-21,3	-21,3					
01/01/09	-18,9				-22,5	-22,5					
02/01/09	-17,3				-19,8	-19,8					
03/01/09	-17,0				-21,5	-21,5					
04/01/09	-14,2				-16,3	-16,3					
05/01/09	-20,6		4,3		-25,4	-25,4		6,4			
06/01/09	-23,6				-27,2	-27,2					
07/01/09	-22,2		1,0		-26,5	-26,5		1,5			
08/01/09	-16,4				-18,0	-18,0					
09/01/09	-19,2		0,6		-22,6	-22,6		0,9			
10/01/09	-23,8				-26,2	-26,2					
11/01/09	-24,7				-29,1	-29,1					
12/01/09	-24,2		0,1		-26,9	-26,9		0,1			
13/01/09	-21,2		2,0		-23,8	-23,8		3,0			
14/01/09	-18,9		3,0		-21,3	-21,3		4,4			
15/01/09	-18,9		2,9		-21,8	-21,8		4,3			
16/01/09	-18,8		4,8		-22,6	-22,6		7,1			
17/01/09	-15,3				-19,5	-19,5					
18/01/09	-5,6				-5,1	-5,1	0,0				
19/01/09	-0,2			1,5	-2,9	-2,9	0,0		2,2		
20/01/09	-1,0		0,2		-1,9	-1,9	0,0	0,3			
21/01/09	-0,3				-1,8	-1,8	0,0				
22/01/09	-1,9				-4,8	-4,8	0,0				
23/01/09	-7,6				-10,3	-10,3					
24/01/09	-6,1				-6,8	-6,8					
25/01/09	-5,5				-8,4	-8,4					
26/01/09	-4,7				-6,8	-6,8					
27/01/09	-2,2				-1,8	-1,8	0,0				
28/01/09	0,0				0,1	-0,4	0,5				
29/01/09		2,1		9,4	0,0	-0,7	0,7	9,0	4,9		
30/01/09	-2,2		0,1		-2,8	-2,9	0,0	0,1			
31/01/09	-2,1		0,1		-4,5	-4,5	0,0	0,1			

Données météorologiques et hydrologiques
(Ny Ålesund et Austre Lovénbreen)

année 2008-2009

date	**Ny Alesund** (source Meteo Norsk)				**Bassin de l'Austre Lovénbreen** (source HSF)						
	Température moyenne		Précipitations (mm)		état thermique du glacier (°C)			P totale sur le BV (mm)		lames écoulées (mm) / surf BV 10,577 km2	
	T moy <0°C	T moy >0°C	P neige	P pluie	ET moyen	ET <0°C	ET >0°C	P neige	P pluie	Goule 10,083 km2	Diable 0,494 km2
01/02/09	-3,1		0,4		-5,1	-5,1		0,6			
02/02/09	-5,9		4,3		-8,5	-8,5		6,4			
03/02/09	-13,8		1,1		-16,5	-16,5		1,6			
04/02/09	-13,6				-15,3	-15,3					
05/02/09	-12,8				-16,7	-16,7					
06/02/09	-14,2				-17,9	-17,9					
07/02/09	-14,6				-17,3	-17,3					
08/02/09	-17,0				-20,4	-20,4					
09/02/09	-13,4				-13,4	-13,4					
10/02/09	-9,7				-10,9	-10,9					
11/02/09	-10,8				-11,5	-11,5					
12/02/09	-8,4				-11,9	-11,9					
13/02/09	-9,5				-10,3	-10,3					
14/02/09	-8,1		2,4		-10,6	-10,6		3,5			
15/02/09	-10,3		1,3		-11,5	-11,5		1,9			
16/02/09	-6,9		1,4		-8,0	-8,0		2,1			
17/02/09	-1,0		5,5		-2,6	-2,6	0,0	8,1			
18/02/09		1,7		6,7	-1,3	-1,4	0,1	6,4	3,5		
19/02/09	-3,0		14,3		-4,4	-4,4	0,0	21,1			
20/02/09	-1,2		6,0		-1,8	-2,0	0,1	8,9			
21/02/09	-9,8		4,2		-12,4	-12,4		6,2			
22/02/09	-14,3		1,8		-16,4	-16,3		2,7			
23/02/09	-13,5				-16,1	-16,1					
24/02/09	-14,4				-17,3	-17,3					
25/02/09	-17,9				-20,8	-20,8					
26/02/09	-19,6				-22,9	-22,9					
27/02/09	-19,7				-23,4	-23,4					
28/02/09	-17,5				-18,8	-18,8					
01/03/09	-13,1		1,9		-17,0	-17,0		2,8			
02/03/09	-16,9				-21,7	-21,7					
03/03/09	-11,4				-13,8	-13,8					
04/03/09	-7,0		2,0		-8,5	-8,5		3,0			
05/03/09	-4,4		1,3		-6,6	-6,6		1,9			
06/03/09	-5,5		4,4		-8,0	-8,0		6,5			
07/03/09	-12,4				-13,4	-13,4					
08/03/09	-4,4		1,5		-7,7	-7,8		2,2			
09/03/09	-2,4				-6,0	-6,0					
10/03/09	-4,1				-8,2	-8,2					
11/03/09	-5,4		0,2		-7,2	-7,2		0,3			
12/03/09	-6,1		0,3		-8,6	-8,6		0,4			
13/03/09	-13,4		0,2		-16,1	-16,1		0,3			
14/03/09	-16,6				-18,4	-18,4					
15/03/09	-22,2				-25,2	-25,2					
16/03/09	-13,5		0,4		-14,0	-14,0		0,6			
17/03/09	-11,4		2,1		-13,1	-13,1		3,1			
18/03/09	-18,4		6,0		-19,0	-19,0		8,9			
19/03/09	-22,1		4,9		-21,7	-21,7		7,2			
20/03/09	-17,7				-18,1	-18,1					
21/03/09	-15,2		0,1		-16,8	-16,8		0,1			
22/03/09	-12,3		0,5		-14,1	-14,1		0,7			
23/03/09	-17,3				-18,6	-18,6					
24/03/09	-22,7				-23,4	-23,4					
25/03/09	-19,4				-20,4	-20,4					
26/03/09	-11,1				-14,6	-14,6					
27/03/09	-8,1				-11,4	-11,4					
28/03/09	-6,4		0,5		-8,9	-8,9		0,7			
29/03/09	-5,5		0,3		-9,1	-9,1		0,4			
30/03/09	-12,5		2,1		-12,3	-12,3		3,1			
31/03/09	-17,5				-17,4	-17,4					

Données météorologiques et hydrologiques
(Ny Ålesund et Austre Lovénbreen)

année 2008-2009

date	**Ny Alesund** (source Meteo Norsk)				**Bassin de l'Austre Lovénbreen** (source HSF)						
	Température moyenne		Précipitations (mm)		état thermique du glacier (°C)			P totale sur le BV (mm)		lames écoulées (mm) / surf BV 10,577 km2	
	T moy <0°C	T moy >0°C	P neige	P pluie	ET moyen	ET <0°C	ET >0°C	P neige	P pluie	Goule 10,083 km2	Diable 0,494 km2
01/04/09	-21,4				-21,2	-21,2					
02/04/09	-20,2				-21,2	-21,2					
03/04/09	-12,7		0,3		-14,9	-14,9		0,4			
04/04/09	-16,4		0,5		-17,7	-17,7		0,7			
05/04/09	-20,7				-22,8	-22,8					
06/04/09	-20,6				-22,8	-22,8					
07/04/09	-11,6		0,1		-14,2	-14,2		0,1			
08/04/09	-9,0		2,8		-11,6	-11,6		4,1			
09/04/09	-12,9				-13,3	-13,3					
10/04/09	-10,1				-11,6	-11,6					
11/04/09	-5,2		5,6		-9,1	-9,1	0,0	8,3			
12/04/09	-16,9		1,1		-16,1	-16,1		1,6			
13/04/09	-17,1				-19,5	-19,5					
14/04/09	-18,9				-20,5	-20,5					
15/04/09	-20,3				-21,5	-21,5					
16/04/09	-20,1				-21,4	-21,4					
17/04/09	-19,4				-21,5	-21,5					
18/04/09	-17,4				-19,4	-19,4					
19/04/09	-20,1				-21,1	-21,1					
20/04/09	-16,7				-15,7	-15,7					
21/04/09	-14,9		2,0		-17,5	-17,5		3,0			
22/04/09	-20,8		0,1		-21,1	-21,1		0,1			
23/04/09	-19,0				-18,6	-18,6					
24/04/09	-14,5				-16,4	-16,4					
25/04/09	-14,1				-15,9	-15,9					
26/04/09	-13,6				-16,1	-16,1					
27/04/09	-15,3				-17,3	-17,3					
28/04/09	-17,1				-19,3	-19,3					
29/04/09	-12,2		0,1		-9,7	-9,7		0,1			
30/04/09	-6,2		3,8		-8,7	-8,7		5,6			
01/05/09	-8,6				-5,5	-5,5					
02/05/09	-0,4		0,1		-0,1	-0,4	0,4	0,1			
03/05/09	-0,4		2,9		0,5	-0,1	0,6	4,3			
04/05/09		1,7		1,5	1,3	0,0	1,4		2,2		
05/05/09		0,1			-1,4	-1,6	0,1				
06/05/09	-2,2				-4,6	-4,6	0,0				
07/05/09	-5,2				-8,0	-8,0					
08/05/09	-5,5				-8,6	-8,6					
09/05/09	-5,4				-5,1	-5,2	0,0				
10/05/09		1,3			1,9	0,0	1,9				
11/05/09		1,6			0,6	-0,2	0,8				
12/05/09		1,0		0,1	-0,3	-0,6	0,3	0,1	0,1		
13/05/09		1,1		4,1	-1,8	-2,0	0,2	4,8	1,3		
14/05/09	-0,3				-1,3	-1,6	0,3				
15/05/09		1,0			-0,3	-0,6	0,3				
16/05/09		1,0			-2,1	-2,3	0,2				
17/05/09	-4,3		0,1		-7,7	-7,7		0,1			
18/05/09	-3,2				-4,6	-4,6	0,0				
19/05/09	-1,7				-3,4	-3,4					
20/05/09	-0,3				-2,3	-2,3	0,0				
21/05/09		0,9			-1,9	-1,9	0,0				
22/05/09		1,2			-0,9	-1,0	0,1				
23/05/09		0,7			-1,0	-1,2	0,2				
24/05/09	-3,5		0,2		-6,8	-6,8		0,3			
25/05/09	-7,6		1,0		-10,7	-10,7		1,5			
26/05/09	-7,8		0,1		-9,7	-9,7		0,1			
27/05/09	-4,4		1,0		-4,9	-4,9		1,5			
28/05/09	-1,9		5,5		-3,8	-3,8		8,1			
29/05/09	-2,2		0,6		-3,9	-3,9	0,0	0,9			
30/05/09		0,3			-1,8	-1,8	0,0				
31/05/09		1,6			-1,3	-1,4	0,1				

Données météorologiques et hydrologiques
(Ny Ålesund et Austre Lovénbreen)

année 2008-2009

date	**Ny Alesund** (source Meteo Norsk)				**Bassin de l'Austre Lovénbreen** (source HSF)						
	Température moyenne		Précipitations (mm)		état thermique du glacier (°C)			P totale sur le BV (mm)		lames écoulées (mm) / surf BV 10,577 km2	
	T moy <0°C	T moy >0°C	P neige	P pluie	ET moyen	ET <0°C	ET >0°C	P neige	P pluie	Goule 10,083 km2	Diable 0,494 km2
01/06/09		1,0			-1,5	-1,6	0,2				
02/06/09		0,3			-2,7	-2,7	0,0				
03/06/09	-1,4				-4,0	-4,0					
04/06/09		0,3			-2,1	-2,2	0,1				
05/06/09		1,4			-0,7	-0,9	0,2				
06/06/09		0,1			-2,0	-2,0	0,0				
07/06/09		2,3			-1,1	-1,3	0,2				
08/06/09		2,1			-0,5	-0,8	0,3				
09/06/09		2,7			-1,2	-1,4	0,2				
10/06/09		1,6			-1,1	-1,3	0,2				
11/06/09	0,0				-1,8	-1,8	0,0				
12/06/09		0,9		0,1	-1,1	-1,2	0,1	0,1	0,0		
13/06/09		2,8			-0,7	-0,9	0,2				
14/06/09		0,2			-0,4	-1,0	0,6				
15/06/09		2,5			2,7	0,0	2,7				
16/06/09		2,4		0,1	0,9	-0,1	1,1		0,1		
17/06/09		2,1		8,1	1,0	-0,2	1,2	3,7	8,3		
18/06/09		4,0			1,7		1,7				
19/06/09		3,8			2,8		2,8				
20/06/09		2,0			2,7		2,7				
21/06/09		1,3			0,2	-0,4	0,6				
22/06/09		1,4			-0,6	-0,8	0,2				
23/06/09		1,4			0,4	-0,6	1,0				
24/06/09		3,9		1,1	2,2	0,0	2,2		1,6		
25/06/09		5,4			3,8	0,0	3,8				
26/06/09		1,8			-0,7	-0,9	0,2				
27/06/09		2,0			0,4	-0,3	0,7				
28/06/09		3,0			0,8	-0,1	0,9				
29/06/09		3,2			1,3	-0,1	1,3				
30/06/09		3,1		1,2	1,2	0,0	1,2		1,8		
01/07/09		3,1		0,6	0,7	-0,2	0,9	0,3	0,6		
02/07/09		3,5			0,9	-0,1	1,0				
03/07/09		5,3			3,6	-0,1	3,7				
04/07/09		7,6			4,8		4,8				
05/07/09		8,3			6,2		6,2				
06/07/09		7,6			6,2		6,2				
07/07/09		4,2			4,1		4,1				
08/07/09		3,3			1,1	-0,1	1,2				6,643
09/07/09		2,5		4,8	0,2	-0,2	0,4	3,5	3,6		6,119
10/07/09		3,6		1,0	1,7		1,7		1,5	7,957	5,420
11/07/09		6,8		0,2	5,7		5,7		0,3	10,480	6,469
12/07/09		9,6			7,9		7,8			12,617	6,993
13/07/09		9,8			7,9		7,9			14,172	6,643
14/07/09		9,0			7,1		7,1			14,315	5,944
15/07/09		6,9			3,9		3,9			14,821	5,420
16/07/09		5,3			2,5		2,5			13,158	5,070
17/07/09		4,1			1,9		1,9			12,409	4,720
18/07/09		4,0			2,1		2,1			11,167	4,371
19/07/09		3,3			0,9	-0,1	1,0			10,066	3,846
20/07/09		3,3			0,6	-0,2	0,7			9,051	3,147
21/07/09		4,8			1,9		1,9			7,936	2,797
22/07/09		5,2			2,8		2,8			7,407	2,448
23/07/09		7,5			6,0		6,0			9,875	2,622
24/07/09		9,0			6,9		6,9			12,007	2,797
25/07/09		8,7			7,6		7,6			14,647	2,972
26/07/09		6,1		0,6	5,8		5,8		0,9	14,761	2,797
27/07/09		6,5		1,5	6,3		6,3		2,2	14,961	2,622
28/07/09		10,2			9,8		9,8			22,407	2,622
29/07/09		8,2		1,1	7,4		7,4		1,6	23,792	2,797
30/07/09		5,3		5,4	4,9		4,9		8,0	20,561	2,972
31/07/09		4,9		5,8	4,7		4,7		8,6	20,020	2,972

Données météorologiques et hydrologiques
(Ny Ålesund et Austre Lovénbreen)

année 2008-2009

date	**Ny Alesund** (source Meteo Norsk)				**Bassin de l'Austre Lovénbreen** (source HSF)						
	Température moyenne		Précipitations (mm)		état thermique du glacier (°C)			P totale sur le BV (mm)		lames écoulées (mm) / surf BV 10,577 km2	
	T moy <0°C	T moy >0°C	P neige	P pluie	ET moyen	ET <0°C	ET >0°C	P neige	P pluie	Goule 10,083 km2	Diable 0,494 km2
01/08/09		5,3		0,6	5,4		5,4		0,9	17,068	2,797
02/08/09		7,2			6,4		6,4			16,086	2,797
03/08/09		5,9		6,0	5,1		5,1		8,9	17,628	2,622
04/08/09		5,6		2,0	5,0		5,0		3,0	15,969	2,448
05/08/09		5,1			2,9		2,9			14,872	2,448
06/08/09		3,7			2,4		2,4			12,502	2,273
07/08/09		5,7			5,4		5,4			14,644	2,098
08/08/09		5,4		7,5	5,2		5,2		11,1	18,569	2,448
09/08/09		4,7		2,9	3,9		3,9		4,3	14,715	2,273
10/08/09		5,2		0,3	2,7		2,7		0,4	13,919	2,448
11/08/09		5,4			3,5		3,5			12,398	2,273
12/08/09		5,1			3,3		3,3			11,763	2,273
13/08/09		5,2			3,0		3,0			10,915	2,273
14/08/09		4,5			2,3		2,4			9,320	2,098
15/08/09		2,7			-0,4	-0,6	0,2			7,379	1,748
16/08/09		1,1			-0,2	-0,6	0,4			6,174	1,573
17/08/09		3,1			2,0	-0,1	2,1			5,165	1,573
18/08/09		4,7			4,1		4,1			6,426	1,748
19/08/09		5,0			3,0		3,0			7,573	1,573
20/08/09		4,3			2,6		2,6			7,302	1,399
21/08/09		5,2			3,8		3,8			7,411	1,399
22/08/09		6,5		4,0	6,1		6,1		5,9	18,885	1,748
23/08/09		7,0		1,1	5,5		5,5		1,6	14,556	1,573
24/08/09		4,5			3,4		3,4			10,238	1,399
25/08/09		1,5		0,4	2,0	-0,1	2,1		0,6	6,225	1,049
26/08/09		2,2		0,2	2,2	-0,1	2,3		0,3	5,618	1,049
27/08/09		3,4			1,7	-0,1	1,8			5,110	1,224
28/08/09		2,3			0,3	-0,5	0,8			4,262	1,049
29/08/09		2,8			1,1	-0,1	1,3			3,356	1,049
30/08/09		1,6			1,2	-0,1	1,3			2,666	0,874
31/08/09		4,5			3,7		3,7			4,300	1,224
01/09/09		4,0		1,8	2,3		2,3		2,7	6,626	1,224
02/09/09		3,0		1,1	3,2		3,2		1,6	6,282	1,049
03/09/09		5,9			5,5		5,5			9,770	1,049
04/09/09		4,3			2,5		2,5			6,123	0,874
05/09/09		3,2			1,5		1,5			5,599	0,874
06/09/09		1,8			-0,3	-0,7	0,4			4,564	0,524
07/09/09		3,9		1,0	2,4		2,4		1,5	8,166	0,699
08/09/09		5,1		15,6	2,8		2,8		23,0	11,523	0,874
09/09/09		4,4		5,5	2,5		2,5		8,1	9,524	1,049
10/09/09		1,4		1,3	0,6	-0,3	0,8		1,9	5,499	0,524
11/09/09		1,1		8,0	-0,7	-1,0	0,4	7,6	4,2	5,865	0,699
12/09/09		1,9		3,0	0,9	-0,1	1,0	1,0	3,5	4,223	1,224
13/09/09		0,9		3,3	-1,6	-1,8	0,1	3,8	1,0	3,512	1,399
14/09/09	-2,1				-4,5	-4,5				2,505	1,399
15/09/09	-4,7		2,6		-7,7	-7,7		3,8		1,942	1,049
16/09/09	-2,7				-5,5	-5,5				1,384	1,573
17/09/09	-2,7				-4,2	-4,2				0,868	1,399
18/09/09	-3,2				-4,6	-4,6				0,564	1,573
19/09/09	-2,9				-4,8	-4,8				0,535	1,573
20/09/09	-2,9				-3,1	-3,2	0,1			0,479	2,622
21/09/09		1,0			-0,7	-0,7	0,1			0,542	1,573
22/09/09	-0,1		0,2		-1,3	-1,3	0,0	0,3		0,431	0,874
23/09/09		2,8			3,8	-0,1	3,9			0,397	0,874
24/09/09		5,2			4,6		4,6			2,969	0,699
25/09/09		1,2		7,0	-1,2	-1,4	0,2	8,1	2,2	3,157	1,399
26/09/09		1,6			0,6	-0,4	1,0			0,911	3,497
27/09/09		1,9			-0,1	-0,7	0,6			0,380	4,196
28/09/09	-0,2				-2,1	-2,2	0,1			0,429	4,895
29/09/09		1,1			-0,5	-0,8	0,3			0,254	0,350
30/09/09	-0,3				-1,6	-1,6	0,0			0,044	0,350

Données météorologiques et hydrologiques
(Ny Ålesund et Austre Lovénbreen)

année 2009-2010

date	**Ny Alesund** (source Meteo Norsk)				**Bassin de l'Austre Lovénbreen** (source HSF)						
	Température moyenne		Précipitations (mm)		état thermique du glacier (°C)			P totale sur le BV (mm)		lames écoulées (mm) / surf BV 10,577 km2	
	T moy <0°C	T moy >0°C	P neige	P pluie	ET moyen	ET <0°C	ET >0°C	P neige	P pluie	Goule 10,083	Diable 0,494 km2
01/10/09		0,6			-2,5	-2,5	0,0				
02/10/09	-3,5				-6,8	-6,8					
03/10/09	-4,1				-4,7	-4,7					
04/10/09	-5,0				-8,7	-8,7					
05/10/09	-5,8		3,4		-8,0	-8,0		5,1			
06/10/09	-5,6				-8,4	-8,4					
07/10/09	-3,1				-4,6	-4,6					
08/10/09	-2,6				-4,2	-4,2					
09/10/09	-5,0				-4,8	-4,8					
10/10/09	-4,5				-4,2	-4,2					
11/10/09	-4,6				-5,0	-5,0					
12/10/09	-6,0				-6,6	-6,6					
13/10/09	-4,5				-5,2	-5,2					
14/10/09		0,4		11,3	-0,6	-0,8	0,2	10,8	5,9		
15/10/09	-4,3		0,2		-7,3	-7,3		0,3			
16/10/09	-5,6		2,7		-7,5	-7,5		4,0			
17/10/09	-3,8				-5,2	-5,2					
18/10/09	-3,8				-5,0	-5,0					
19/10/09	-1,3				-2,5	-2,5	0,0				
20/10/09		0,5		0,8	-0,4	-0,7	0,3	0,8	0,4		
21/10/09		0,3	0,7		-1,4	-1,6	0,2	1,0			
22/10/09	-2,6		7,1		-4,8	-4,8		10,6			
23/10/09	-3,4		0,4		-5,3	-5,3		0,6			
24/10/09	-3,0		6,7		-5,5	-5,5		10,0			
25/10/09	-8,4				-10,7	-10,7					
26/10/09	-11,7				-12,0	-12,0					
27/10/09	-8,2		2,3		-8,7	-8,7		3,4			
28/10/09	-8,8		0,2		-10,8	-10,8		0,3			
29/10/09	-7,7		0,2		-8,0	-8,0		0,3			
30/10/09	-4,6		8,5		-6,6	-6,6		12,6			
31/10/09	-6,1		3,0		-6,8	-6,8		4,5			
01/11/09	-2,3		1,5		0,5	-0,8	1,3	2,2			
02/11/09		2,5		5,8	2,2		2,3		8,6		
03/11/09	-2,0				-4,2	-4,2	0,0				
04/11/09	-5,3				-4,3	-4,3					
05/11/09	-6,0		1,5		-7,9	-7,9		2,2			
06/11/09	-8,4				-5,8	-5,8					
07/11/09	-3,0				-3,0	-3,0					
08/11/09	-6,1				-4,6	-4,6					
09/11/09	-3,9				-3,0	-3,1	0,0				
10/11/09		1,2		1,1	0,2	-0,4	0,5	0,8	0,8		
11/11/09		3,6		15,0	1,3		1,3		22,3		
12/11/09		1,1	42,5		-1,3	-1,8	0,5	63,2			
13/11/09	-7,3		0,1		-11,8	-11,8		0,1			
14/11/09	-13,7				-18,2	-18,2					
15/11/09	-14,2				-17,8	-17,8					
16/11/09	-9,3				-10,1	-10,1					
17/11/09	-2,3		1,5		-2,0	-2,9	0,9	2,2			
18/11/09		1,8		0,3	0,5	-0,9	1,5	0,1	0,3		
19/11/09	-4,1		0,1		-7,2	-7,2		0,1			
20/11/09	-5,2				-5,8	-5,8					
21/11/09	-2,3				-1,3	-1,4	0,1				
22/11/09	-0,9				-1,7	-1,8	0,0				
23/11/09	-2,2				-2,8	-2,8					
24/11/09	-3,7				-4,7	-4,7					
25/11/09	-4,9				-4,8	-4,8					
26/11/09	-0,7			0,1	-0,6	-0,9	0,4	0,1	0,1		
27/11/09		0,6		2,5	0,0	-0,5	0,5	1,6	2,0		
28/11/09	-0,3				-3,1	-3,4	0,2				
29/11/09	-4,7		0,2		-6,8	-6,8		0,3			
30/11/09	-4,0				-6,0	-6,0					

Données météorologiques et hydrologiques
(Ny Ålesund et Austre Lovénbreen)

année 2009-2010

date	**Ny Alesund** (source Meteo Norsk)				**Bassin de l'Austre Lovénbreen** (source HSF)						
	Température moyenne		Précipitations (mm)		état thermique du glacier (°C)			P totale sur le BV (mm)		lames écoulées (mm) / surf BV 10,577 km2	
	T moy <0°C	T moy >0°C	P neige	P pluie	ET moyen	ET <0°C	ET >0°C	P neige	P pluie	Goule 10,083	Diable 0,494 km2
01/12/09	-3,6				-4,9	-4,9					
02/12/09	-4,9				-6,7	-6,7					
03/12/09	-9,4				-10,1	-10,1					
04/12/09	-7,0		0,1		-6,2	-6,2		0,1			
05/12/09	-2,7		0,4		-2,4	-2,5	0,0	0,6			
06/12/09	-2,3		0,9		-4,0	-4,0		1,3			
07/12/09	-3,2		0,2		-4,7	-4,7		0,3			
08/12/09		1,0		2,7	0,9	-0,1	1,0	0,9	3,1		
09/12/09		1,2			0,5	-0,2	0,7				
10/12/09		1,7		16,6	1,8		1,8		24,7		
11/12/09		0,7		0,6	0,2	-0,2	0,5		0,9		
12/12/09		0,6	1,2		-1,2	-1,4	0,2	1,4	0,3		
13/12/09	-1,9				-3,8	-3,8	0,0				
14/12/09	-3,7				-3,4	-3,4	0,0				
15/12/09	-0,2				-0,9	-1,0	0,1				
16/12/09	-2,3		1,6		-4,7	-4,7	0,0	2,4			
17/12/09	-3,8		4,0		-4,2	-4,2		5,9			
18/12/09	-2,3		1,2		-4,1	-4,1	0,0	1,8			
19/12/09	-3,3				-6,3	-6,3					
20/12/09	-7,2				-9,8	-9,8					
21/12/09	-8,4				-9,9	-9,9					
22/12/09	-5,0				-5,8	-5,8					
23/12/09	-4,1				-5,8	-5,8					
24/12/09	-8,9				-12,1	-12,1					
25/12/09	-13,4				-14,6	-14,6					
26/12/09	-12,5				-14,4	-14,4					
27/12/09	-13,9				-16,0	-16,0					
28/12/09	-13,1		0,1		-15,0	-15,0		0,1			
29/12/09	-14,4				-17,7	-17,7					
30/12/09	-12,1				-13,0	-13,0					
31/12/09	-6,3				-9,4	-9,4					
01/01/10	-6,8				-4,3	-4,3	0,0				
02/01/10	-4,8		1,1		-9,6	-9,6		1,6			
03/01/10	-13,4				-15,2	-15,2					
04/01/10	-14,5				-16,6	-16,6					
05/01/10	-17,2				-17,8	-17,8					
06/01/10	-12,4				-11,0	-11,0					
07/01/10	-10,3		3,9		-14,5	-14,5		5,8			
08/01/10	-16,1		1,6		-18,1	-18,1		2,4			
09/01/10	-17,9		0,3		-19,5	-19,5		0,4			
10/01/10	-15,2				-18,0	-18,0					
11/01/10	-19,7		1,7		-21,0	-21,0		2,5			
12/01/10	-18,5		0,2		-19,1	-19,1		0,3			
13/01/10	-11,9				-10,3	-10,3					
14/01/10	-4,7		2,5		-4,9	-4,9	0,0	3,7			
15/01/10	-0,9		8,6		-0,7	-0,8	0,1	12,8			
16/01/10		1,2		30,4	-0,6	-0,8	0,2	29,0	15,9		
17/01/10		0,2		11,6	-1,5	-1,7	0,1		17,3		
18/01/10		1,9		25,2	0,2	-0,3	0,5		37,5		
19/01/10	0,0		7,1		-3,3	-3,3	0,1	10,6			
20/01/10	-9,8		4,2		-14,4	-14,4		6,2			
21/01/10	-14,3		0,1		-14,6	-14,6	0,1	0,1			
22/01/10	-0,1		27,0		-2,7	-2,8	0,1	40,2			
23/01/10	-1,5		0,7		-2,3	-2,3	0,0	1,0			
24/01/10		1,1		2,4	-1,9	-2,1	0,2	2,8	0,8		
25/01/10		1,3		7,6	-1,2	-1,4	0,2	8,8	2,4		
26/01/10	-4,0		2,2		-6,4	-6,4		3,3			
27/01/10	-9,8				-14,6	-14,6					
28/01/10	-12,0				-13,0	-13,0					
29/01/10	-10,6		0,1		-11,7	-11,7		0,1			
30/01/10	-7,6		0,4		-7,9	-7,9		0,6			
31/01/10	-6,9				-6,9	-6,9					

Données météorologiques et hydrologiques
(Ny Ålesund et Austre Lovénbreen)

année 2009-2010

date	**Ny Alesund** (source Meteo Norsk)				**Bassin de l'Austre Lovénbreen** (source HSF)						
	Température moyenne		Précipitations (mm)		état thermique du glacier (°C)			P totale sur le BV (mm)		lames écoulées (mm) / surf BV 10,577 km2	
	T moy <0°C	T moy >0°C	P neige	P pluie	ET moyen	ET <0°C	ET >0°C	P neige	P pluie	Goule 10,083	Diable 0,494 km2
01/02/10	-3,4		0,6		-4,3	-4,3		0,9			
02/02/10	-6,7				-9,8	-9,8					
03/02/10	-8,8				-8,8	-8,8					
04/02/10	-4,8				-3,8	-3,8					
05/02/10	-3,8				-4,7	-4,7					
06/02/10	-7,9				-10,4	-10,4					
07/02/10	-10,0				-11,1	-11,1					
08/02/10	-5,9		1,1		-5,6	-5,6		1,6			
09/02/10	-4,2				-6,3	-6,3					
10/02/10	-6,8				-8,5	-8,5					
11/02/10	-8,0				-7,8	-7,8					
12/02/10	-4,4		1,4		-5,3	-5,3		2,1			
13/02/10	-6,7				-8,6	-8,6					
14/02/10	-11,4				-12,9	-12,9					
15/02/10	-13,1				-15,9	-15,9					
16/02/10	-14,2				-16,7	-16,7					
17/02/10	-12,9				-14,7	-14,7					
18/02/10	-14,6				-17,4	-17,4					
19/02/10	-17,0				-18,0	-18,0					
20/02/10	-17,7				-18,4	-18,4					
21/02/10	-18,6				-18,8	-18,8					
22/02/10	-18,0				-20,7	-20,7					
23/02/10	-19,8				-21,7	-21,7					
24/02/10	-10,9				-10,5	-10,5					
25/02/10	-11,7				-13,5	-13,5					
26/02/10	-14,4				-16,2	-16,2					
27/02/10	-12,1				-13,6	-13,6					
28/02/10	-15,2				-17,2	-17,2					
01/03/10	-14,7				-16,4	-16,4					
02/03/10	-12,6		5,5		-12,6	-12,6		8,2			
03/03/10	-15,4		0,2		-17,4	-17,4		0,3			
04/03/10	-20,7				-22,1	-22,1					
05/03/10	-21,7				-22,0	-22,0					
06/03/10	-11,3		5,0		-8,0	-8,0		7,4			
07/03/10	-4,9		10,8		-6,3	-6,3		16,1			
08/03/10	-13,9		1,9		-17,8	-17,8		2,8			
09/03/10	-16,9		0,4		-19,3	-19,3		0,6			
10/03/10	-16,9		1,3		-18,2	-18,2		1,9			
11/03/10	-14,3				-15,0	-15,0					
12/03/10	-10,7				-11,7	-11,7					
13/03/10	-12,3				-12,8	-12,8					
14/03/10	-15,3				-16,5	-16,5					
15/03/10	-14,1				-16,2	-16,2					
16/03/10	-16,4				-19,0	-19,0					
17/03/10	-17,7		0,3		-19,1	-19,1		0,4			
18/03/10	-15,4				-17,6	-17,6					
19/03/10	-14,6				-17,2	-17,2					
20/03/10	-14,6				-15,5	-15,5					
21/03/10	-11,5		0,1		-10,4	-10,4		0,1			
22/03/10	-11,1				-13,4	-13,4					
23/03/10	-14,9				-16,0	-16,0					
24/03/10	-14,5				-15,5	-15,5					
25/03/10	-13,5		0,1		-15,8	-15,8		0,1			
26/03/10	-15,7				-17,8	-17,8					
27/03/10	-16,9				-17,8	-17,8					
28/03/10	-14,9				-16,2	-16,2					
29/03/10	-13,8				-13,5	-13,5					
30/03/10	-14,0				-16,4	-16,4					
31/03/10	-9,8				-10,7	-10,7					

Données météorologiques et hydrologiques
(Ny Ålesund et Austre Lovénbreen)

année 2009-2010

date	**Ny Alesund** (source Meteo Norsk)				**Bassin de l'Austre Lovénbreen** (source HSF)						
	Température moyenne		Précipitations (mm)		état thermique du glacier (°C)			P totale sur le BV (mm)		lames écoulées (mm) / surf BV 10,577 km2	
	T moy <0°C	T moy >0°C	P neige	P pluie	ET moyen	ET <0°C	ET >0°C	P neige	P pluie	Goule 10,083	Diable 0,494 km2
01/04/10	-9,7				-11,8	-11,8					
02/04/10	-11,5				-12,2	-12,2					
03/04/10	-10,8				-11,3	-11,3					
04/04/10	-4,8				-4,8	-4,8					
05/04/10	-2,3		0,3		-2,0	-2,1	0,0	0,4			
06/04/10		0,7			-0,4	-0,7	0,3				
07/04/10	-0,6				-1,3	-1,5	0,1				
08/04/10	-2,6				-3,0	-3,1	0,1				
09/04/10	-2,7				-3,1	-3,1					
10/04/10	-2,7		1,8		-5,8	-5,8		2,7			
11/04/10	-8,4		0,8		-8,7	-8,7		1,2			
12/04/10	-5,4		0,5		-8,7	-8,7		0,7			
13/04/10	-12,9				-16,9	-16,9					
14/04/10	-11,7				-12,9	-12,9					
15/04/10	-10,5				-12,6	-12,6					
16/04/10	-9,2				-12,7	-12,7					
17/04/10	-9,9				-11,3	-11,3					
18/04/10	-10,3				-12,3	-12,3					
19/04/10	-10,0				-11,2	-11,2					
20/04/10	-10,0				-12,3	-12,3					
21/04/10	-11,5		1,1		-14,3	-14,3		1,6			
22/04/10	-14,8				-15,9	-15,9					
23/04/10	-10,4		0,5		-13,1	-13,1		0,7			
24/04/10	-11,9				-12,7	-12,7					
25/04/10	-9,1				-8,4	-8,4					
26/04/10	-5,8		2,2		-6,9	-6,9		3,3			
27/04/10	-7,1		0,1		-6,7	-6,7		0,1			
28/04/10	-4,1				-5,3	-5,3					
29/04/10	-8,7				-11,0	-11,0					
30/04/10	-9,5				-11,8	-11,8					
01/05/10	-8,1		0,1		-9,4	-9,4		0,1			
02/05/10	-4,8				-5,3	-5,3					
03/05/10	-2,0				-3,8	-3,8	0,0				
04/05/10	-2,6				-4,3	-4,3					
05/05/10	-1,7		0,1		-3,5	-3,5	0,0	0,1			
06/05/10		0,3		0,1	-1,2	-1,3	0,2	0,1	0,0		
07/05/10		1,9		0,9	1,0	-0,1	1,1	0,4	0,9		
08/05/10		0,9	0,4		-1,0	-1,7	0,7	0,5	0,1		
09/05/10	-1,5				-4,0	-4,1	0,0				
10/05/10	-4,5				-6,7	-6,7					
11/05/10	-5,0				-6,5	-6,5					
12/05/10		0,6			-1,9	-1,9	0,0				
13/05/10		1,2			-1,0	-1,2	0,2				
14/05/10	-0,1				-2,8	-2,8	0,0				
15/05/10		0,1			-1,4	-1,5	0,0				
16/05/10		1,1			-1,0	-1,1	0,2				
17/05/10		2,1			-0,2	-0,8	0,6				
18/05/10		2,7			1,0	-0,3	1,3				
19/05/10		2,5		8,9	0,2	-0,5	0,7	6,9	6,3		
20/05/10		2,0		2,5	-1,8	-1,8	0,0	2,9	0,8		
21/05/10		1,7			0,2	-0,7	0,8				
22/05/10		2,0		2,0	1,4		1,4		3,0		
23/05/10		1,9			0,7	-0,1	0,9				
24/05/10		1,6			-0,5	-0,8	0,3				
25/05/10		1,4			-1,4	-1,5	0,1				
26/05/10		1,2			-1,5	-1,5	0,0			0,207	
27/05/10		0,2			-2,0	-2,0	0,0			0,489	
28/05/10		0,2			-1,7	-1,7	0,0			0,718	
29/05/10		0,7			-1,1	-1,2	0,1			1,037	
30/05/10		0,8		2,8	-1,6	-1,6	0,0	4,2	0,0	1,345	
31/05/10	0,0			4,0	-1,8	-1,9	0,1	5,9	0,0	1,481	

Données météorologiques et hydrologiques
(Ny Ålesund et Austre Lovénbreen)

année 2009-2010

date	**Ny Alesund** (source Meteo Norsk)				**Bassin de l'Austre Lovénbreen** (source HSF)						
	Température moyenne		Précipitations (mm)		état thermique du glacier (°C)			P totale sur le BV (mm)		lames écoulées (mm) / surf BV 10,577 km2	
	T moy <0°C	T moy >0°C	P neige	P pluie	ET moyen	ET <0°C	ET >0°C	P neige	P pluie	Goule 10,083	Diable 0,494 km2
01/06/10	-0,7				-3,1	-3,1	0,0			1,264	
02/06/10	-0,9		0,3		-3,1	-3,1	0,0	0,4	0,0	0,975	
03/06/10		0,9			-1,8	-1,8	0,1			1,076	
04/06/10		1,3			-1,0	-1,1	0,1			0,985	
05/06/10		0,6			-2,2	-2,2	0,0			1,026	
06/06/10	-0,6				-2,6	-2,6	0,0			1,034	
07/06/10	-0,2				-2,2	-2,2	0,0			1,099	
08/06/10		1,0		0,3	-1,4	-1,5	0,1	0,3	0,1	1,234	
09/06/10		2,8			0,2	-0,5	0,7			1,185	
10/06/10		3,0			-0,8	-0,9	0,2			1,109	
11/06/10		1,2			0,0	-0,5	0,5			0,973	
12/06/10		3,2			0,6	-0,2	0,8			1,020	
13/06/10		2,8		1,7	0,5	-0,2	0,7	0,8	1,7	1,236	
14/06/10		1,7			-0,8	-0,9	0,1			1,325	
15/06/10		0,6			-1,2	-1,3	0,1			1,465	
16/06/10		0,4		0,1	-1,9	-1,9	0,0	0,1	0,0	2,223	
17/06/10		1,2		0,6	-1,0	-1,1	0,1	0,7	0,2	1,977	
18/06/10		3,0			0,6	-0,3	0,9			2,041	
19/06/10		4,3			1,1	-0,1	1,2			4,068	
20/06/10		4,1			1,4	-0,1	1,4			4,811	
21/06/10		7,3		2,0	6,4		6,4		3,0	6,872	
22/06/10		7,3			5,3	0,0	5,3			11,998	
23/06/10		3,2			0,9	-0,1	1,0			10,097	
24/06/10		4,3			2,1	0,0	2,1			7,892	
25/06/10		2,4			-0,2	-0,5	0,3			6,644	
26/06/10		4,5			2,2		2,2			6,679	
27/06/10		7,7			5,7		5,7			9,398	14,686
28/06/10		7,8			6,0		6,0			10,236	13,462
29/06/10		6,2			3,6		3,6			10,962	13,112
30/06/10		5,1			2,0		2,0			10,658	12,063
01/07/10		4,1			1,9		1,9			10,406	10,665
02/07/10		4,4			1,6		1,6			9,270	9,441
03/07/10		3,6			1,0		1,0			8,728	8,392
04/07/10		4,3		0,3	1,9		1,9		0,4	8,226	8,042
05/07/10		4,7			1,9		1,9			8,484	8,042
06/07/10		5,3			2,7		2,7			8,926	7,343
07/07/10		6,7			5,3		5,3			10,152	6,993
08/07/10		7,1			5,1		5,1			11,399	6,993
09/07/10		8,1			5,7		5,7			13,059	6,818
10/07/10		7,7		0,7	5,6		5,6		1,0	13,862	6,469
11/07/10		7,1		0,6	6,0		6,0		0,9	16,763	6,119
12/07/10		6,4		0,5	4,8		4,8		0,7	15,892	5,594
13/07/10		6,5			5,9		5,9			13,621	5,245
14/07/10		6,1			4,5		4,5			12,964	5,245
15/07/10		5,5			2,7		2,7			12,223	4,895
16/07/10		7,8			4,4		4,4			14,306	4,720
17/07/10		7,8			3,9		3,9			14,681	4,196
18/07/10		6,7		1,1	3,5		3,5		1,6	13,130	4,196
19/07/10		5,6		0,4	3,6		3,6		0,6	10,227	4,021
20/07/10		5,1		2,0	2,5		2,5		3,0	9,101	4,196
21/07/10		5,2			2,2		2,2			7,371	4,371
22/07/10		5,2			2,2		2,2			6,708	4,196
23/07/10		5,0			2,4		2,4			6,540	3,497
24/07/10		6,0			3,0		3,0			7,740	3,322
25/07/10		5,5			3,0		3,0			8,380	3,497
26/07/10		5,5		1,2	2,8		2,8		1,8	11,958	3,497
27/07/10		4,8		0,7	1,9		2,0		1,0	9,187	3,497
28/07/10		4,6			1,8		1,8			9,051	3,497
29/07/10		5,3			2,6		2,6			8,422	3,322
30/07/10		6,3			3,6		3,6			9,916	3,147
31/07/10		5,6			2,1		2,1			8,845	2,972

Données météorologiques et hydrologiques
(Ny Ålesund et Austre Lovénbreen)

année 2009-2010

date	**Ny Alesund** (source Meteo Norsk)				**Bassin de l'Austre Lovénbreen** (source HSF)						
	Température moyenne		Précipitations (mm)		état thermique du glacier (°C)			P totale sur le BV (mm)		lames écoulées (mm) / surf BV 10,577 km2	
	T moy <0°C	T moy >0°C	P neige	P pluie	ET moyen	ET <0°C	ET >0°C	P neige	P pluie	Goule 10,083	Diable 0,494 km2
01/08/10		6,0			4,1		4,1			7,736	2,448
02/08/10		5,6			2,3		2,3			8,330	2,622
03/08/10		5,5			2,4		2,4			7,851	2,448
04/08/10		4,5			2,1		2,2			7,562	2,448
05/08/10		6,3			4,3		4,3			9,772	2,622
06/08/10		6,4			3,6		3,6			11,363	2,797
07/08/10		5,3			2,9		2,9			9,833	2,972
08/08/10		5,0		1,9	2,6	-0,2	2,8		2,8	13,113	3,147
09/08/10		3,5		1,4	2,3	-0,2	2,5		2,1	10,262	2,972
10/08/10		3,6		0,3	-0,1	-0,6	0,5	0,3	0,2	9,671	3,497
11/08/10		2,3		0,3	-0,8	-1,0	0,2	0,3	0,2	6,912	3,147
12/08/10		2,4		3,3	0,3	-0,2	0,5	1,5	3,4	5,351	2,797
13/08/10		2,8		0,5	0,5	-0,4	0,8	0,2	0,5	5,647	2,972
14/08/10		0,4		0,8	-2,2	-2,2	0,0	1,0	0,2	4,166	3,497
15/08/10		0,5		0,1	-2,0	-2,1	0,0	0,1	0,0	2,657	3,671
16/08/10		0,5			-2,6	-2,6	0,0			1,890	3,846
17/08/10		1,2			-1,4	-1,5	0,1			1,743	3,671
18/08/10		3,3			2,6	-0,1	2,7			1,777	3,671
19/08/10		4,8			5,8		5,8			2,941	3,322
20/08/10		7,6			7,2		7,2			9,043	2,972
21/08/10		7,0			6,4		6,4			9,519	3,322
22/08/10		6,0			5,2		5,2			7,564	3,846
23/08/10		3,4			2,4	-0,1	2,5			5,280	4,021
24/08/10		2,0			2,3	-0,2	2,5			3,855	4,021
25/08/10		3,0			0,1	-0,4	0,5			3,047	4,021
26/08/10		1,4			0,3	-0,3	0,6			2,407	4,196
27/08/10		1,9			0,1	-0,3	0,3			2,219	4,196
28/08/10		1,1		1,3	-1,9	-1,9	0,0	1,3	0,6	2,101	4,371
29/08/10		1,1		1,4	-0,8	-0,9	0,1	1,6	0,4	1,857	4,196
30/08/10		1,4		0,1	-0,9	-1,0	0,1	0,1	0,0	1,855	4,021
31/08/10		2,0			-0,8	-1,0	0,1			1,741	4,196
01/09/10		2,0		1,5	-0,3	-0,6	0,2	1,4	0,8	1,778	3,846
02/09/10		1,0			-0,9	-1,1	0,2			1,670	3,671
03/09/10		2,9		1,1	1,2	0,0	1,3		1,6	3,293	3,322
04/09/10		1,4		0,4	-0,4	-0,8	0,4	0,4	0,2	2,593	3,846
05/09/10		1,8		1,0	-0,1	-0,5	0,3	0,9	0,6	1,782	3,846
06/09/10		1,8		1,1	0,1	-0,3	0,4	1,0	0,6	2,228	3,671
07/09/10		0,7			-2,2	-2,2	0,0			1,807	4,196
08/09/10	0,0			0,5	-2,4	-2,4		0,7	0,0	1,575	4,371
09/09/10		0,7			-0,6	-0,9	0,3			1,412	4,546
10/09/10		1,8			0,9		0,9			1,383	4,196
11/09/10		1,1		0,6	-1,5	-1,6	0,1	0,7	0,2	1,350	4,720
12/09/10	-0,5				-2,2	-2,2	0,0			1,120	5,245
13/09/10		1,5			2,3	-0,5	2,8			1,159	4,720
14/09/10		4,0			4,1		4,1			1,312	4,196
15/09/10		1,5			-1,2	-1,4	0,2			1,082	4,720
16/09/10		0,5			-2,1	-2,1	0,0			1,052	4,720
17/09/10		0,1		0,5	-0,2	-0,9	0,7	0,5	0,3	1,028	6,119
18/09/10		0,5		0,9	1,7	-0,2	1,9	0,9	0,5	1,035	4,371
19/09/10		1,0			-0,6	-1,1	0,5			0,973	5,070
20/09/10		0,2			-2,1	-2,1	0,0			0,938	7,168
21/09/10		1,5		0,1	1,1	-0,1	1,2	0,1	0,0	0,939	4,196
22/09/10		2,3		2,6	2,3		2,3	1,3	2,6	0,952	4,371
23/09/10		2,3		0,5	1,8		1,8		0,7	0,996	4,720
24/09/10		1,2			0,1	-0,4	0,4			0,879	5,769
25/09/10	-1,6				-2,9	-2,9	0,0			1,155	8,392
26/09/10	-1,5			0,4	-0,7	-1,2	0,5	0,6	0,0	1,404	7,518
27/09/10		1,4		3,9	-0,1	-0,5	0,4	3,0	2,7	1,008	6,294
28/09/10		3,1		0,4	2,8		2,8		0,6	1,797	5,769
29/09/10		1,8			-1,6	-2,1	0,5			3,553	4,895
30/09/10	-0,8			0,9	-1,0	-1,9	0,9		1,3	1,109	6,993
01/10/10				7,5					11,2	14,473	4,720
02/10/10				4,0					5,9	8,991	5,245
03/10/10				4,0					5,9	2,557	7,867
04/10/10				0,1					0,1	2,556	4,720
05/10/10				11,1					16,5	11,854	
06/10/10			0,7					1,0		1,747	

Données nivologiques de l'Austre Lovénbreen 2008-2011

Les données nivologqiues sont issues des carottages effectués en 42 points sur l'Austre Lovénbreen pendant les campagnes de terrain entre 2008 et 2010. Les protocoles de mesure sont détaillés au chapitre V. Les points d'échantillonnage sont localisables sur le marque-page. Pour une meilleure compréhension, les balises sont classées par ordre d'altitude.

				25 avril 2009			5 mai 2009			14 mai 2009		
balises par altiitude	X	Y	altitude (m)	prof (cm)	masse (g)	weq (mm)	prof (cm)	masse (g)	weq (mm)	prof (cm)	masse (g)	weq (mm)
B36	439 113	8 758 609	147	114	1 995	314	106	1 740	274	101	2 015	317
B08	438 622	8 758 833	148	127	3 190	501	123	3 455	543	111	1 840	289
B09	438 890	8 758 733	162	111	1 525	240	123	2 300	362	110	1 290	203
B37	439 063	8 758 457	166	137	3 840	604	131	2 320	365	129	2 610	410
B40	438 631	8 758 557	220	142	3 565	560	142	3 590	564	138	2 550	401
B11	438 745	8 758 311	221	153	4 055	637	148	4 280	673	144	3 175	499
C07	438 569	8 758 325	227	148	4 075	641	145	4 010	630	150	3 410	536
B10	438 246	8 758 301	239	175	4 180	657	154	4 545	714	157	3 325	523
B14	438 657	8 757 907	259	172	4 675	735	158	4 710	740	164	3 825	601
B38	438 540	8 757 896	260	170	5 185	815	171	4 415	694	164	3 690	580
B13	438 190	8 757 864	281	180	4 445	699	160	5 710	898	157	3 715	584
C11	438 502	8 757 650	287	170	4 315	678	173	4 380	688	164	4 530	712
B39	438 562	8 757 260	295	180	5 620	883	186	4 560	717	170	5 330	838
B16	438 669	8 757 550	298	158	4 345	683	156	4 300	676	160	4 345	683
B15	438 163	8 757 501	305	168	4 450	699	170	6 085	957	167	5 015	788
B20	438 837	8 757 370	327	167	4 630	728	181	5 600	880	174	5 105	802
B19	438 315	8 757 161	329	186	4 540	714	185	6 030	948	177	5 440	855
C15	438 153	8 757 190	330	176	4 440	698	183	5 905	928	176	5 045	793
B22	438 564	8 756 770	354	200	4 795	754	196	5 955	936	200	6 080	956
B23	438 989	8 757 003	355	185	4 605	724	177	5 840	918	178	5 590	879
B35	438 783	8 757 091	355	175	5 280	830	169	5 990	942	170	5 545	872
B34	437 805	8 757 369	365	232	6 440	1 012	230	8 380	1 317	228	7 780	1 223
B18	437 766	8 757 128	377	198	5 915	930	203	6 340	997	210	7 300	1 147
B33	439 239	8 756 812	378	195	4 590	722	193	6 210	976	190	6 115	961
C16	439 316	8 756 989	379	195	4 710	740	200	7 340	1 154	199	5 940	934
B25	438 925	8 756 662	381	183	5 205	818	182	5 890	926	187	5 780	909
B28	439 093	8 756 389	404	203	5 370	844	200	7 105	1 117	205	6 325	994
B42	437 601	8 756 966	407	330	12 025	1 890	333	12 150	1 910	333	13 905	2 186
B26	439 619	8 757 057	413	180	4 180	657	190	6 205	975	191	6 900	1 085
B32	438 849	8 756 035	429	292	7 155	1 125	306	10 650	1 674	307	11 690	1 838
C18	438 639	8 756 211	441	238	6 760	1 063	241	8 265	1 299	238	8 535	1 342
C17	440 034	8 757 081	447	223	6 875	1 081	236	9 945	1 563	231	8 260	1 298
B29	439 174	8 756 075	448	205	5 515	867	223	6 870	1 080	223	6 570	1 033
B30	439 370	8 755 867	481	223	7 554	1 187	230	6 620	1 041	232	8 295	1 304
B24	438 484	8 755 994	485	268	8 980	1 412	328	14 635	2 300	338	14 445	2 271
B47	438 255	8 756 439	493	218	4 890	769	255	7 675	1 206	265	8 750	1 375
B46	438 183	8 756 156	497	305	7 080	1 113	338	13 155	2 068	340	12 553	1 973
B27	440 309	8 757 109	500	220	6 415	1 008	230	8 565	1 346	221	8 305	1 305
B43	440 471	8 756 944	505	188	4 530	712	196	5 735	901	203	7 110	1 118
B44	440 513	8 757 110	514	218	4 820	758	236	8 150	1 281	243	8 940	1 405
B31	440 378	8 757 350	515	283	5 705	897	290	10 955	1 722	285	11 110	1 746
B45	439 583	8 755 657	521	240	7 780	1 223	340	14 025	2 205	340	14 915	2 344

Données nivologiques de l'Austre Lovénbreen 2009

				21 mai 2009			27 mai 2009			9 juin 2009		
balises par altiitude	X	Y	altitude (m)	prof (cm)	masse (g)	weq (mm)	prof (cm)	masse (g)	weq (mm)	prof (cm)	masse (g)	weq (mm)
B36	439 113	8 758 609	147	100			90	1 620	255	102	2 050	322
B08	438 622	8 758 833	148	108			111	1 825	287	100	2 315	364
B09	438 890	8 758 733	162	90	1 250	196	111	1 200	189	103	2 335	367
B37	439 063	8 758 457	166	120			103	2 455	386	121	2 850	448
B40	438 631	8 758 557	220	132	2 760	434	136	2 160	340	129	3 120	490
B11	438 745	8 758 311	221	137			150	3 075	483	138	3 475	546
C07	438 569	8 758 325	227	141			150	3 400	534	147	3 760	591
B10	438 246	8 758 301	239	152			161	3 245	510	153	3 980	626
B14	438 657	8 757 907	259	168			172	3 820	600	156	4 235	666
B38	438 540	8 757 896	260	163	3 645		174	3 645	573	163	5 360	843
B13	438 190	8 757 864	281	157			173	3 790	596	161	5 325	837
C11	438 502	8 757 650	287	164	4 320	679	177	4 620	726	164	4 430	696
B39	438 562	8 757 260	295	175	5 390	847	190	5 460	858	176	5 515	867
B16	438 669	8 757 550	298	157			173	4 650	731	163	4 790	753
B15	438 163	8 757 501	305	165			185	5 260	827	176	5 660	890
B20	438 837	8 757 370	327	173			172	4 890	769	169	4 335	681
B19	438 315	8 757 161	329	175			190	5 425	853	178	5 760	905
C15	438 153	8 757 190	330	174			183	5 565	875	190	5 180	814
B22	438 564	8 756 770	354	196			208	5 955	936	196	5 140	808
B23	438 989	8 757 003	355	176			190	5 590	879	180	5 190	816
B35	438 783	8 757 091	355	168			191	5 325	837	176	4 800	755
B34	437 805	8 757 369	365	225			233	7 550	1 187	227	7 735	1 216
B18	437 766	8 757 128	377	215			213	6 900	1 085	201	5 490	863
B33	439 239	8 756 812	378	190			198	6 090	957	190	5 750	904
C16	439 316	8 756 989	379	195			204	6 005	944	196	4 955	779
B25	438 925	8 756 662	381	186	5 695	895	198	5 330	838	186	4 775	751
B28	439 093	8 756 389	404	203	6 400	1 006	213	6 420	1 009	205	5 615	883
B42	437 601	8 756 966	407	333			343	13 260	2 084	329	11 900	1 871
B26	439 619	8 757 057	413	188	6 830	1 074	194	6 830	1 074	186	5 310	835
B32	438 849	8 756 035	429	305			320	11 710	1 841	265	7 250	1 140
C18	438 639	8 756 211	441	238			253	8 450	1 328	237	6 555	1 030
C17	440 034	8 757 081	447	220	8 120	1 276	233	8 110	1 275	217	5 875	923
B29	439 174	8 756 075	448	218			229	6 645	1 045	217	6 815	1 071
B30	439 370	8 755 867	481	230	8 105	1 274	240	8 060	1 267	239	7 405	1 164
B24	438 484	8 755 994	485	335	12 565	1 975	350	12 190	1 916	305	10 060	1 581
B47	438 255	8 756 439	493	261			270	8 840	1 390	239	6 865	1 079
B46	438 183	8 756 156	497	337			300	10 561	1 660	256	7 880	1 239
B27	440 309	8 757 109	500	218	7 460	1 173	220	7 400	1 163	221	6 845	1 076
B43	440 471	8 756 944	505	195			205	7 020	1 103	189	5 370	844
B44	440 513	8 757 110	514	235			255	9 015	1 417	236	6 110	960
B31	440 378	8 757 350	515	285			317	11 075	1 741	292	9 685	1 522
B45	439 583	8 755 657	521	335	14 395	2 263	383	14 350	2 256	209	6 385	1 004

Données nivologiques de l'Austre Lovénbreen 2009

				18 juin 2009			2 juillet 2009			14 juillet 2009		
balises par altiitude	X	Y	altitude (m)	prof (cm)	masse (g)	weq (mm)	prof (cm)	masse (g)	weq (mm)	prof (cm)	masse (g)	weq (mm)
B36	439 113	8 758 609	147	61	1 292	203	31	864	136			
B08	438 622	8 758 833	148	80	1 838	289	43	1 030	162	0	0	0
B09	438 890	8 758 733	162	80	1 834	288	36	1 010	159			
B37	439 063	8 758 457	166	94	2 396	377	47	1 088	171			
B40	438 631	8 758 557	220	110	2 740	431	72	1 858	292	12	100	
B11	438 745	8 758 311	221	95	2 716	427	77	1 752	275			
C07	438 569	8 758 325	227	130	3 226	507	78	2 450	385	31	910	143
B10	438 246	8 758 301	239	130	2 746	432	81	3 046	479			
B14	438 657	8 757 907	259	143	3 022	475	88	2 252	354			
B38	438 540	8 757 896	260	153	3 330	523	96	3 170	498	42	1 466	230
B13	438 190	8 757 864	281	144	3 518	553	96	2 296	361			
C11	438 502	8 757 650	287	153	3 756	590	93	3 100	487	41	1 092	172
B39	438 562	8 757 260	295	168	4 532	712	110	3 576	562	67	1 830	288
B16	438 669	8 757 550	298	138	3 122	491	91	3 154	496			
B15	438 163	8 757 501	305	150	3 822	601	93	3 082	484			
B20	438 837	8 757 370	327	147	3 504	551	104	3 758	591			
B19	438 315	8 757 161	329	167	4 872	766	102	2 190	344			
C15	438 153	8 757 190	330	154	4 216	663	111	3 566	561			
B22	438 564	8 756 770	354	182	4 858	764	125	3 746	589			
B23	438 989	8 757 003	355	163	4 090	643	94	3 352	527			
B35	438 783	8 757 091	355	168	4 352	684	116	2 652	417	67	1 910	300
B34	437 805	8 757 369	365	207	5 838	918	167	4 942	777			
B18	437 766	8 757 128	377	188	5 622	884	131	4 140	651			
B33	439 239	8 756 812	378	183	5 558	874	123	3 926	617			
C16	439 316	8 756 989	379	180	5 328	838	121	4 888	768			
B25	438 925	8 756 662	381	176	4 590	722	121	3 830	602	78	2 422	381
B28	439 093	8 756 389	404	203	4 438	698	142	4 574	719	99	2 902	456
B42	437 601	8 756 966	407	310	10 790	1 696	280	9 706	1 526			
B26	439 619	8 757 057	413	173	5 174	813	114	3 676	578			
B32	438 849	8 756 035	429	256	7 372	1 159	233	9 394	1 477			
C18	438 639	8 756 211	441	227	6 482	1 019	214	4 858	764			
C17	440 034	8 757 081	447	193	5 158	811	158	5 442	855			
B29	439 174	8 756 075	448	210	5 720	899	162	5 004	787	114	3 583	563
B30	439 370	8 755 867	481	233	7 886	1 240	172	5 326	837	129	3 822	601
B24	438 484	8 755 994	485	262	7 838	1 232	239	7 172	1 127			
B47	438 255	8 756 439	493	222	6 420	1 009	205	6 790	1 067			
B46	438 183	8 756 156	497	255	7 216	1 134	257	6 490	1 020			
B27	440 309	8 757 109	500	197	5 256	826	164	4 802	755			
B43	440 471	8 756 944	505	178	4 908	771	123	3 932	618			
B44	440 513	8 757 110	514	210	5 493	863	183	5 748	904			
B31	440 378	8 757 350	515	210	6 120	962	106	6 764	1 063			
B45	439 583	8 755 657	521	210	6 086	957	203	6 168	970			

Données nivologiques de l'Austre Lovénbreen 2010

				30 avril 2010			15 juin 2010			8 juillet 2010		
balises par altiitude	X	Y	altitude (m)	prof (cm)	masse (g)	weq (mm)	prof (cm)	masse (g)	weq (mm)	prof (cm)	masse (g)	weq (mm)
B36	439 113	8 758 609	147	53	836	131	14	538	85	0	0	0
B08	438 622	8 758 833	148	68	1 146	180	16	378	59	0	0	0
B09	438 890	8 758 733	162	76	1 504	236	18	368	58	0	0	0
B37	439 063	8 758 457	166	82	1 078	169	38	786	124	0	0	0
B40	438 631	8 758 557	220	78	1 356	213	37	652	102	10	230	36
B11	438 745	8 758 311	221	102	2 026	318	68	1 038	163	8	330	52
C07	438 569	8 758 325	227	100	1 712	269	51	1 088	171	14	570	90
B10	438 246	8 758 301	239	124	2 454	386	103	2 252	354	15	380	60
B14	438 657	8 757 907	259	103	1 830	288	73	1 630	256	7	258	41
B38	438 540	8 757 896	260	102	1 694	266	73	1 600	252	14	780	123
B13	438 190	8 757 864	281	143	3 448	542	111	2 458	386	45	1 230	193
C11	438 502	8 757 650	287	117	2 946	463	83	2 132	335	17	720	113
B39	438 562	8 757 260	295	153	3 950	621	123	2 992	470	50	1 450	228
B16	438 669	8 757 550	298	124	3 322	522	103	2 696	424	22	745	117
B15	438 163	8 757 501	305	161	4 228	665	133	3 654	574	53	1 460	229
B20	438 837	8 757 370	327	140	3 438	540	113	2 974	467	43	1 130	178
B19	438 315	8 757 161	329	161	4 270	671	133	3 228	507	52	1 665	262
C15	438 153	8 757 190	330	169	3 698	581	148	3 678	578	73	2 130	335
B22	438 564	8 756 770	354	179	4 366	686	150	4 456	700	80	1 820	286
B23	438 989	8 757 003	355	161	4 198	660	148	4 130	649	73	1 630	256
B35	438 783	8 757 091	355	156	3 874	609	128	2 992	470	62	1 570	247
B34	437 805	8 757 369	365	220	6 854	1 077	186	5 432	854	134	3 330	523
B18	437 766	8 757 128	377	192	6 362	1 000	178	5 016	788	131	2 948	463
B33	439 239	8 756 812	378	185	4 640	729	168	4 050	637	94	1 950	307
C16	439 316	8 756 989	379	177	4 500	707	167	4 236	666	91	2 326	366
B25	438 925	8 756 662	381	180	4 970	781	173	3 988	627	78	1 680	264
B28	439 093	8 756 389	404	192	4 544	714	173	5 080	799	98	1 765	277
B42	437 601	8 756 966	407	248	6 778	1 065	218	6 348	998	188	5 305	834
B26	439 619	8 757 057	413	165	3 980	626	158	3 988	627	89	1 410	222
B32	438 849	8 756 035	429	224	6 912	1 086	200	6 206	976	148	3 684	579
C18	438 639	8 756 211	441	223	6 566	1 032	210	5 508	866	143	3 830	602
C17	440 034	8 757 081	447	210	6 218	977	203	5 334	838	126	3 490	549
B29	439 174	8 756 075	448	188	5 498	864	183	4 514	710	110	2 570	404
B30	439 370	8 755 867	481	210	6 272	986	208	5 614	882	135	3 656	575
B24	438 484	8 755 994	485	235	6 786	1 067	209	6 232	641	171	4 102	645
B47	438 255	8 756 439	493	221	6 616	1 040	213	6 050	951	175	4 449	699
B46	438 183	8 756 156	497	248	6 972	1 096	223	5 920	931	176	4 605	724
B27	440 309	8 757 109	500	200	6 354	999	186	5 502	865	110	1 890	297
B43	440 471	8 756 944	505	145	3 546	557	148	3 228	507	81	2 000	314
B44	440 513	8 757 110	514	223	7 052	1 109	200	5 505	865	160	5 730	901
B31	440 378	8 757 350	515	227	7 096	1 115	200	4 502	708	174	5 825	916
B45	439 583	8 755 657	521	248	8 662	1 362	245	8 138	1 279	189	5 506	865

Données nivologiques de l'Austre Lovénbreen 2010-2011

				17 juillet 2010			14 avril 2011		
balises par altiitude	X	Y	altitude (m)	prof (cm)	masse (g)	weq (mm)	prof (cm)	masse (g)	weq (mm)
B36	439 113	8 758 609	147	0	0	0	52	628	99
B08	438 622	8 758 833	148	0	0	0	99	2 594	408
B09	438 890	8 758 733	162	0	0	0	62	586	92
B37	439 063	8 758 457	166	0	0	0	104	2 458	386
B40	438 631	8 758 557	220	0	0	0	97	2 638	415
B11	438 745	8 758 311	221	0	0	0	109	2 380	374
C07	438 569	8 758 325	227	0	0	0	116	2 424	381
B10	438 246	8 758 301	239	0	0	0	129	2 904	456
B14	438 657	8 757 907	259	0	0	0	112	2 798	440
B38	438 540	8 757 896	260	0	0	0	115	2 538	399
B13	438 190	8 757 864	281	0	0	0	140	3 864	607
C11	438 502	8 757 650	287	0	0	0	112	2 192	345
B39	438 562	8 757 260	295	12	350	55	141	3 282	516
B16	438 669	8 757 550	298	0	0	0	108	2 244	353
B15	438 163	8 757 501	305	15	530	83	161	4 200	660
B20	438 837	8 757 370	327	0	0	0	130	2 834	445
B19	438 315	8 757 161	329	20	440	69	152	4 170	655
C15	438 153	8 757 190	330	34	800	126	137	3 476	546
B22	438 564	8 756 770	354	43	1 150	181	157	3 810	599
B23	438 989	8 757 003	355	26	850	134	139	3 860	607
B35	438 783	8 757 091	355	15	400	63	126	2 670	420
B34	437 805	8 757 369	365	109	2 130	335	177	4 872	766
B18	437 766	8 757 128	377	73	1 880	296	166	4 326	680
B33	439 239	8 756 812	378	53	1 450	228	171	3 664	576
C16	439 316	8 756 989	379	47	1 280	201	156	3 822	601
B25	438 925	8 756 662	381	32	1 240	195	146	3 578	562
B28	439 093	8 756 389	404	59	1 240	195	144	3 402	535
B42	437 601	8 756 966	407	155	2 810	442	193	4 626	727
B26	439 619	8 757 057	413	48	1 030	162	128	2 998	471
B32	438 849	8 756 035	429	118	1 800	283	162	3 808	599
C18	438 639	8 756 211	441	106	2 130	335	166	3 424	538
C17	440 034	8 757 081	447	85	2 160	340	168	5 120	805
B29	439 174	8 756 075	448	66	2 070	325	139	2 910	457
B30	439 370	8 755 867	481	112	2 270	357	144	2 912	458
B24	438 484	8 755 994	485	128	3 360	528	179	4 420	695
B47	438 255	8 756 439	493	143	3 230	508	187	4 456	700
B46	438 183	8 756 156	497	151	3 710	583	217	5 798	911
B27	440 309	8 757 109	500	75	2 480	390	95	2 048	322
B43	440 471	8 756 944	505	44	1 630	256	47	744	117
B44	440 513	8 757 110	514	123	3 030	476	127	2 782	437
B31	440 378	8 757 350	515	126	3 350	527	205	5 644	887
B45	439 583	8 755 657	521	173	6 730	1 058	179	4 502	708

Densités du manteau neigeux sur l'Austre Lovénbreen 2009

Les densités de la neige ont été mesurées sur chaque profil par prélèvement d'échantillons dans des fioles qui ont été pesées (Chap. X). Le point 5 est le plus proche de la surface, le point 1 est à l'interface neige/glace. Parfois, le point 0 indique un prélèvement de neige gorgée d'eau à l'interface neige/glace. Les profils sont localisables sur le marque-page.

numérotation : 1 près de la glace ; 5 en surface. 0 = slush au fond eau + neige

2009																				
	23/04/09			8/05/09			11/06/09			24/06/09			2/07/09			14/07/09			
profil	H profil cm	densité	moyenne	H profil cm	densité	moyenne	H profil cm	densité	moyenne	H profil cm	densité	moyenne	H profil cm	densité	moyenne	H profil cm	densité	moyenne
B30/5	220	0,265		230	0,258		212	0,373		210	0,590		172	0,525		129	0,500	
B30/4		0,285			0,275			0,335			0,593			0,523			0,520	
B30/3		0,365			0,373			0,465			0,588			0,553			0,540	
B30/2		0,403			0,400			0,430			0,523			0,545			0,500	
B30/1		0,468			0,478			0,548			0,613			0,525			0,580	
B30/0		0,473	0,376		0,495	0,380			0,430		0,805	0,618		0,740	0,568		0,890	0,588
B24/5	268	0,405		331	0,383		240	0,353		306	0,405		300	0,518				
B24/4		0,445			0,460			0,425			0,485			0,503				
B24/3		0,470			0,493			0,418			0,593			0,520				
B24/2		0,495			0,508			0,463			0,518			0,558				
B24/1		0,553			0,553			0,503			0,460			0,495				
B24/0		0,515	0,480		0,540	0,489			0,432			0,492		0,518	0,518			
B27/5	220	0,280		225	0,270		228	0,393		172	0,458		164	0,535				
B27/4		0,293			0,295			0,503			0,430			0,600				
B27/3		0,395			0,413			0,493			0,463			0,520				
B27/2		0,413			0,430			0,425			0,458			0,500				
B27/1		0,400			0,423			0,408			0,475			0,590				
B27/0		0,490	0,378		0,500	0,388			0,444		0,830	0,519		0,815	0,593			
B18/5	197	0,310		205	0,293		197	0,345		150	0,520		150	0,455				
B18/4		0,413			0,428			0,395			0,540			0,535				
B18/3		0,503			0,513			0,453			0,530			0,518				
B18/2		0,478			0,488			0,455			0,525			0,505				
B18/1		0,498			0,523			0,405			0,530			0,460				
B18/0		0,483	0,447		0,495	0,456			0,411		0,780	0,571			0,495			
B25/5	182	0,343		185	0,320		179	0,438		139	0,520		121	0,505		78		
B25/4		0,453			0,458			0,340			0,543			0,533				
B25/3		0,455			0,468			0,443			0,495			0,498			0,490	
B25/2		0,483			0,495			0,438			0,540			0,513			0,470	
B25/1		0,475			0,483			0,368			0,540			0,535			0,510	
B25/0			0,442			0,445			0,405		0,683	0,553		0,888	0,578		0,890	0,590
B39/5	180	0,265		178	0,280		181	0,370		138	0,505		110			67		
B39/4		0,353			0,340			0,348			0,590			0,493				
B39/3		0,425			0,438			0,498			0,555			0,555			0,500	
B39/2		0,455			0,475			0,445			0,538			0,520			0,460	
B39/1		0,510			0,523			0,400			0,503			0,445			0,480	
B39/0			0,402			0,411			0,412		0,823	0,585		0,828	0,568		0,910	0,588
B38/5	171	0,395		170	0,403		163	0,463		118	0,568		96			42		
B38/4		0,383			0,393			0,445			0,613			0,465				
B38/3		0,518			0,515			0,450			0,508			0,473			0,500	
B38/2		0,423			0,430			0,418			0,560			0,430			0,550	
B38/1		0,428			0,448			0,348			0,378			0,375			0,560	
B38/0			0,429			0,438			0,425		0,850	0,579		0,805	0,510		0,820	0,608
B40/5	143			140			136	0,420		97	0,580		72			12		
B40/4		0,373			0,403			0,475			0,558			0,488				
B40/3		0,465			0,483			0,423			0,568			0,443				
B40/2		0,430			0,433			0,400			0,628			0,460			0,400	
B40/1		0,325			0,345			0,338			0,555			0,755				
B40/0			0,398			0,416			0,411			0,578			0,536		0,910	0,655
moyenne			0,419			0,428			0,421			0,562			0,546			0,606

Densités du manteau neigeux sur l'Austre Lovénbreen 2010-2011

numérotation : 1 près de la glace ; 5 en surface. 0 = slush au fond eau + neige

2010												
	1/05/10			16/06/10			22/06/10			29/06/10		
profil	H profil cm	densité	moyenne	H profil cm	densité	moyenne	H profil cm	densité	moyenne	H profil cm	densité	moyenne
B30/5	200	0,353		208	0,538		188	0,580		160	0,580	
B30/4		0,275			0,275			0,275			0,275	
B30/3		0,373			0,373			0,373			0,373	
B30/2		0,4			0,400			0,400			0,400	
B30/1		0,478			0,478			0,478			0,478	
B30/0			0,376			0,413			0,421			0,421
B24/5	230	0,36		190	0,508		172	0,580		173	0,593	
B24/4		0,433			0,543			0,575			0,548	
B24/3		0,445			0,575			0,625			0,628	
B24/2		0,44			0,543			0,633			0,623	
B24/1		0,445			0,513			0,543			0,600	
B24/0			0,425			0,536			0,591			0,598
B27/5	210	0,383		199	0,418		178	0,685		144	0,645	
B27/4		0,448			0,613			0,480			0,543	
B27/3		0,445			0,480			0,508			0,460	
B27/2		0,458			0,470			0,688			0,493	
B27/1		0,385			0,598			0,520			0,485	
B27/0			0,424			0,516		0,678	0,593			0,525
B18/5	197	0,425		173	0,613		155	0,683		139	0,560	
B18/4		0,443			0,645			0,593			0,630	
B18/3		0,448			0,603			0,605			0,605	
B18/2		0,445			0,558			0,475			0,628	
B18/1		0,425			0,615			0,750			0,628	
B18/0			0,437			0,607		0,730	0,639		0,893	0,657
B25/5	185	0,360		173	0,590		155	0,523		125	0,638	
B25/4		0,485			0,563			0,580			0,640	
B25/3		0,458			0,470			0,565			0,665	
B25/2		0,445			0,588			0,610			0,515	
B25/1		0,495			0,530			0,865			0,935	
B25/0			0,449			0,548			0,629			0,679
B39/5	145	0,405		120	0,648		105	0,610		89	0,510	
B39/4		0,410			0,585			0,585			0,610	
B39/3		0,405			0,533			0,618			0,575	
B39/2		0,385			0,430			0,568			0,483	
B39/1		0,405			0,370			0,480			0,890	
B39/0			0,402			0,513			0,572			0,614
B38/5	93	0,328		58	0,578		42	0,628		8		
B38/4		0,448			0,555							
B38/3		0,413			0,545			0,613			0,590	
B38/2		0,395			0,600							
B38/1		0,380			0,595			0,650				
B38/0			0,393			0,575			0,630			0,590
B40/5	79	0,280		36	0,595		17	0,508		0		
B40/4		0,350										
B40/3		0,458			0,613							
B40/2		0,428										
B40/1		0,395			0,918			0,858				
B40/0			0,382			0,708			0,683			
moyenne			0,411			0,552			0,595			0,583

2011			
	22/04/11		
profil	H profil cm	densité	moyenne
B30/5	150	0,318	
B30/4		0,433	
B30/3		0,463	
B30/2		0,398	
B30/1		0,485	
B30/0			0,419
B24/5	179	0,273	
B24/4		0,435	
B24/3		0,385	
B24/2		0,358	
B24/1		0,395	
B24/0			0,369
B27/5	95	0,473	
B27/4		0,358	
B27/3		0,493	
B27/2		0,388	
B27/1		0,410	
B27/0			0,424
B18/5	166	0,265	
B18/4		0,448	
B18/3		0,415	
B18/2		0,483	
B18/1		0,398	
B18/0			0,402
B25/5	155	0,315	
B25/4		0,425	
B25/3		0,450	
B25/2		0,500	
B25/1		0,393	
B25/0			0,417
B39/5	149	0,430	
B39/4		0,430	
B39/3		0,425	
B39/2		0,470	
B39/1		0,410	
B39/0			0,433
B38/5	119	0,408	
B38/4		0,413	
B38/3		0,400	
B38/2		0,435	
B38/1		0,408	
B38/0			0,413
B40/5	102	0,418	
B40/4		0,358	
B40/3		0,430	
B40/2		0,378	
B40/1		0,380	
B40/0			0,393
moyenne			0,409

Données glaciologiques de l'Austre Lovénbreen 2008-2010

Les données glaciologiques sont issues des mesures effectuées chaque automne aux 36 balises implantées sur l'Austre Lovénbreen. Les protocoles de mesure sont détaillés au chapitre V et les résultats sont exposés au chapitre XI. Les balises sont localisables sur le marque-page. Pour une meilleure compréhension, elles sont classées par ordre d'altitude. Les 2 dernières colonnes concernent les 2 périodes de crue détaillées au chapitre XI.

balise par altitude	x	y	alt. (m)	Bilan de masse 2007-2008 (cm)	Bilan de masse 2008-2009 (cm)	Bilan de masse 2009-2010 (cm)	Bilan de masse 2007-2010 (cm)	abla. crue 2008 (cm)	abla. crue 2010 (cm)
B36	439 113	8 758 609	147	-181	-174	-167	-521		-2
B08	438 622	8 758 833	148	-162	-215	-219	-596	-16	-8
B09	438 890	8 758 733	162	-208	-167	-195	-569	-26	-7
B37	439 063	8 758 457	166	-158	-103	-123	-384		-2
B40	438 631	8 758 557	220	-140	-107	-137	-384		-8
B11	438 745	8 758 311	221	-99	-72	-84	-255	-31	-5
B10	438 246	8 758 301	239	-50	-48	-73	-171	-29	-7
B14	438 657	8 757 907	259	-96	-37	-75	-207	-47	-25
B38	438 540	8 757 896	260	-79	-54	-64	-197		-2
B13	438 190	8 757 864	281	-25	-34	-54	-112	-32	-2
B39	438 562	8 757 260	295	1	-43	-38	-80	-16	-7
B16	438 669	8 757 550	298	-48	-38	-60	-145	-24	-18
B15	438 163	8 757 501	305	-8	-27	-37	-72	-33	-7
B20	438 837	8 757 370	327	-15	-56	-52	-122	-23	-2
B19	438 315	8 757 161	329	13	-20	-17	-24	-12	-6
B22	438 564	8 756 770	354	10	-2	12	20		-3
B23	438 989	8 757 003	355	-2	-36	-12	-49	-20	-8
B35	438 783	8 757 091	355	7	-37	-38	-68		-9
B34	437 805	8 757 369	365	20	13	36	69	-51	-6
B18	437 766	8 757 128	377	2	2	12	16	-61	-7
B33	439 239	8 756 812	378	12	-2	-8	2		-14
B25	438 925	8 756 662	381	6	-24	27	10	-126	-9
B28	439 093	8 756 389	404	21	-12	16	25	-124	-4
B42	437 601	8 756 966	407			88	88		-7
B26	439 619	8 757 057	413	17	-26	-49	-58	-116	-9
B32	438 849	8 756 035	429	20	86	48	154		-1
B29	439 174	8 756 075	448	30	-7	10	33		-6
B30	439 370	8 755 867	481	13	17	46	76		-1
B24	438 354	8 756 203	485	78	112	79	269		4
B47	438 255	8 756 439	493			50	50		3
B27	440 309	8 757 109	500	54	-21	41	74	-105	-5
B46	438 183	8 756 156	503			136	136		6
B43	440 471	8 756 944	505			-6	-6		-14
B44	440 513	8 757 110	513			55	55		-6
B31	440 378	8 757 350	515	115	16	50	181		-2
B45	439 583	8 755 657	525			127	127		4

TABLE DES FIGURES

Introduction générale

Figure I – Les paysages du Spitsberg sont caractéristiques, mêlant l'océan à la montagne 8
Figure II – Localisation du Spitsberg et de l'Austre Lovénbreen : un terrain d'étude à 1 000 km du Pôle Nord par 79°N 9

Chapitre I

Figure 1 – La carte réalisée par la Cartographie Royale, inspirée de La Varenne (1758). 17
Figure 2 – La Manche, le transporteur aviso utilisé par Charles Rabot 17
Figure 3 – L'expédition de Jean Corbel ou l'héritage des pionniers du Spitsberg. 19
Figure 4 – L'héritage scientifique du Spitsberg. 20
Figure 5 – La base Corbel, centre névralgique de nos missions 22
Figure 6 – Le groupe des glaciers « îles arctiques » 23
Figure 7 – Distribution mondiale des glaciers 24
Figure 8 – L'Arctique face aux anomalies climatiques globales 25
Figure 9 – Évolution possible des écoulements dus aux glaciers. 26
Figure 10 – Le retrait des glaciers au Svalbard 27
Figure 11 – Vers un équilibre accumulation-ablation ? 27
Figure 12 – La définition scalaire du sujet. 29
Figure 13 – Modèle de circulation des eaux de l'Austre Lovénbreen. 31

Chapitre II

Figure 14 – Le Svalbard et sa forme caractéristique 37
Figure 15 – Un caractère alpin marqué : sur l'arête sud du Nobilefjellet. 38
Figure 16 – L'évolution de la position du Svalbard à travers les âges. 39
Figure 17 – Le Svalbard dans l'ensemble géologique actuel de l'Arctique. 40
Figure 18 – La stratification alternée sur les versants du 42
Figure 19 – La plaine de strandflat de Kvadehuken. 42
Figure 20 – La géologie de la presqu'île de Brøgger (adapté de la carte de A. Hjelle, 1993). 44
Figure 21 – l'instabilité des versants illustre parfaitement l'action des alternances gel-dégel. 45
Figure 22 – Les affleurements de roche mère dans la moraine de l'Austre Lovénbreen. 45
Figure 23 – Le permafrost subit les changements climatiques et réagit. 45
Figure 24 – Le bassin de l'Austre Lovénbreen et ses cinq « vigies ». 47
Figure 25 – La répartition des surfaces en fonction des altitudes. 47
Figure 26 – Le système de pente du bassin de l'Austre Lovénbreen. 48
Figure 27 – L'hypsométrie du bassin de l'Austre Lovénbreen. 49
Figure 28 – Le point culminant du bassin, le Nobilefjellet (879 m). 49
Figure 29 – Présentation en 3D du bassin de l'Austre Lovénbreen. 50
Figure 30 – Trois vues différentes de l'Austre Lovénbreen. 51
Figure 31 – Le puissant complexe morainique de l'Austre. 52
Figure 32 – Les deux exutoires de l'Austre Lovénbreen, le Diable et la Goule. 53
Figure 33 – La vaste plaine côtière en direction de Gåsebu. 54
Figure 34 –Changements saisonniers et annuels de la température moyenne de l'air en Arctique. 56
Figure 35 – La circulation océanique détermine la température de l'eau. 57
Figure 36 – Les températures mensuelles de l'air à Longyearbyen, les précipitations et l'indice NAO-depuis 1965. 58
Figure 37 – Températures et précipitations annuelles à Ny Ålesund. 59
Figure 38 – Comparaison des chroniques de températures de trois stations arctiques. 60
Figure 39 – Corrélation entre les températures moyennes annuelles de Ny Ålesund et celles de Longyearbyen. 61
Figure 41 – Corrélation entre les précipitations moyennes annuelles de Ny Ålesund et celles de Longyearbyen. 62

Figure 40 –Les températures enregistrées à Longyearbyen. 62
Figure 42 – Températures annuelles de l'air pour 1969-2010 à Ny Ålesund. 63
Figure 43 – Somme des événements négatifs et des événements positifs à Ny Ålesund. 64
Figure 44 – Le nombre d'événements chauds pendant l'hiver à Ny Ålesund. 64
Figure 45 – La part de précipitations liquides dans les précipitations totales. 65
Figure 46 – L'emprise de la banquise dans le Kongsfjorden. 66
Figure 47 – Les conséquences climatiques sur la réponse des glaciers. 67

Chapitre III

Figure 48 – La transformation de la neige en glace. 71
Figure 49 – Qu'est-ce qu'un glacier ? 72
Figure 50 – L'altitude moyenne de la ligne d'équilibre des glaciers mondiaux. 73
Figure 51 – Les trois méthodes classiques pour déterminer le bilan de masse d'un glacier. 78
Figure 52 – Image MODIS du 22 mai 2002. 81
Figure 53 – Les marges glacées de l'Austre Lovénbreen. 83
Figure 54 – La consistance en aiguilles de glace est caractéristique des marges glacées. 84
Figure 55 – Bédières, moulins et lacs supra-glaciaires. 85
Figure 56 – Les treize glaciers plus particulièrement suivis au Svalbard. 86
Figure 57 – Recensement des petits glaciers de type alpin sur la presuq'île de Brøgger. 86
Figure 58 – Les chroniques de mesures de bilans de masse pour l'Austre Brøggerbreen, le Midtre Lovénbreen et le Kongsvegen. 87
Figure 59 – L'Austre Lovénbreen est en retrait continu depuis 1850. 89
Figure 60 – La métamorphose du manteau neigeux. 90
Figure 61 – Les strates de glace présentes dans le manteau. 91
Figure 62 – Le phénomène d'endiguement est typique de l'Arctique. 95
Figure 63 – Les écoulements au sein du manteau neigeux. 96
Figure 64 – Givre de surface. 97

Chapitre IV

Figure 65 – Les trois types de données exogènes : la carte de 1962, les photos aériennes et le MNT de 1995. 105
Figure 66 – Présentation du capteur Formosat. 107
Figure 67 – Calendrier des acquisitions des images Formosat. 108
Figure 69 – Les rimayes, des indices fiables pour tracer la limite du glacier. 111
Figure 68 – La limite glacier/versants est extrêmement difficile à déterminer. 111
Figure 70 – Le tracé des limites du glacier. 112
Figure 71 – Opérations de détourage des limites du front du glacier au DGPS. 113
Figure 72 – Skidoo et DGPS, une association pour dresser un MNT précis. 114
Figure 73 – Élaboration du MNT de l'Austre Lovénbreen après couverture au DGPS. 115
Figure 74 – Le GPR couplé à un GPS a permis de mener plusieurs campagnes de mesures. 116
Figure 75 – Couverture de l'Austre Lovénbreen au GPR. 117
Figure 76 –Trois exemples de radargrammes illustrent les grands axes du glacier. 119
Figure 77 – Modèle numérique de terrain du lit rocheux de l'Austre Lovénbreen. 120
Figure 78 – Échantillonnage des versants au GPR. 121
Figure 79 – Le retrait du front de l'Austre Lovénbreen. 123
Figure 80 – Les variations en volume de l'Austre Lovénbreen. 125

Chapitre V

Figure 81 – Le réseau de capteurs couvre efficacement le bassin. 131
Figure 82 – Les différences entre les températures à Ny Ålesund et l'état thermique de l'Austre Lovénbreen. 133
Figure 83 – L'évolution du mode de fixation des capteurs de température. 134
Figure 84 – La répartition des capteurs de température sur l'Austre Lovénbreen. 136

Figure 85 – Estimation de la marge d'erreur à partir d'un point équipé de deux capteurs. 137
Figure 86 – Les anémomètres et les pluviomètres sont installés sur des mâts en aluminium. 137
Figure 87 – La station météorologique de l'Épaulement. 138
Figure 88 – L'instrumentation de la Goule et du Diable pour le suivi hydrologique. 138
Figure 89 – Installation des stations photo automatiques. 141
Figure 90 – Couverture du réseau de stations photos automatiques. 142
Figure 91 – Les trois générations de station photo. 143
Figure 92 – Présentation de la station photo automatique de 3e génération. 144
Figure 93 – Les caractéristiques de calibration de l'appareil photo. 145
Figure 94 – La maintenance des stations photo automatiques. 146
Figure 95 – Le climat extrême a parfois des conséquences importantes et inattendues sur les stations photos. 147
Figure 96 – Fonctionnement des stations-photos en fonction des conditions climatiques. 148
Figure 97 – Le carottier PICO prêt à l'utilisation. 149
Figure 98 – Le réseau de balises est réparti sur toute la surface du glacier. 150
Figure 99 – Pratique des sessions de carottages : une adaptation à la saison. 151
Figure 100 – Le test du drill effectué pour connaître la marge d'erreur. 152
Figure 102 – Réalisation du profil nivologique. 153
Figure 101 – Répartition des profils nivologiques. 153
Figure 103 – La répartition des balises à glace s'articule sur une disposition le long du profil longitudinal du glacier. 155
Figure 104 – Les balises à glace utilisées. 156
Figure 105 – Les balises sont relevées en fin d'année budgétaire : exemple de la balise B9. 157
Figure 106 – L'accumulation et l'ablation sont mesurées à chaque fin de saison budgétaire. 157

Chapitre VI

Figure 107 – Qu'est-ce que l'interpolation ? 161
Figure 108 – Un état thermique similaire mais une spatialisation différente. 162
Figure 109 – L'année hydrologique 2006-2007. 167
Figure 110 – Spatialisation du manteau neigeux sur l'Austre Lovénbreen. 168
Figure 111 – Valeur globale du manteau neigeux de l'Austre Lovénbreen exprimé en équivalent-eau (*w.eq.*). 169
Figure 112 – Spatialisation de quatre états thermiques (ET) par IDW et comparaison des valeurs globales obtenues ainsi que des bornes extrêmes 171
Figure 113 – Spatialisations et valeurs globales d'un état thermique « mixte » 172
Figure 114 – Erreur quadratique moyenne (EQM) de quatre états thermiques en fonction des méthodes d'interpolatio 172
Figure 115 – La connaissance du terrain dans la spatialisation « éclairée » des données. 173
Figure 116 – Les particularités du terrain dans le relevé des balises. 176
Figure 117 – Vérification terrain des interpolations. 177
Figure 118 – Les résultats de la vérification terrain des estimations de profondeur de neige. 178
Figure 119 – Application de l'IDW pour le calcul du bilan de masse. 179
Figure 120 – Application du KDE sous LISDQS. 180

Chapitre VII

Figure 121 – Le problème de l'ombre sur les images satellites pendant les saisons clés. 187
Figure 122 – Arrivée d'une couche de stratus : le phénomène d'inversion thermique. 188
Figure 123 – Utilisation des images satellites : une discrétisation spatiale simple. 191
Figure 124 – Comparaison de photos entre différentes stations en planches-contact. 192
Figure 125 – Comparaison de photos entre différentes stations. 193
Figure 126 – Quelle est la nature de la surface du glacier, quel temps fait-il ? 194
Figure 127 – Application de la transformée de Fourier aux images dans un but de simplification. 195
Figure 128 – La chaine de traitement des images selon le coefficient de Fourier. 195
Figure 129 – Résultats de traitement d'images par des modèles classiques implémentés dans ArcGIS. 197

Figure 130 – La méthode d'interpolation de Delaunay. 198
Figure 131 – Utilisation de marqueurs GPS : des drapeaux de tissu sur le glacier. 199
Figure 132 – De la projection à l'identification, du modèle à la correction géométrique des photos. 200
Figure 133 – Complément du réseau de marqueurs par enregistrement de position en skidoo. 200
Figure 134 – Le problème de la différence d'angle de vue d'une saison à l'autre. 201
Figure 135 – Des marqueurs GPS supplémentaires dans les versants.... 202
Figure 136 – Test de cohérence entre une photo corrigée et une image satellite. 203
Figure 137 – Mise en cohérence des images corrigées. 203
Figure 138 – Correspondance photo in situ/photo corrigée : l'Austre Lovénbreen en mosaïque. 204
Figure 139 – La mosaïque construite avec les photos référentielles. 204
Figure 140 – Utilisation des mosaïques : le calcul de la fraction du glacier couverte de neige et celle en glace vive. 207

Chapitre VIII

Figure 141 – Présentation des trois années prises en compte (d'après les données de Meteo Norsk). 215
Figure 142 – Détails climatiques des trois années à Ny Ålesund. 216
Figure 143 – Trois années d'état thermique de l'Austre Lovénbreen : les données des capteurs de température *in situ*. 220
Figure 144 – Gradient de précipitation appliqué au bassin de l'Austre Lovénbreen. 223
Figure 145 – Comparaison des lames précipitées et des hauteurs de neige mesurées (en weq) par rapport à la surface du bassin.... 224
Figure 146 – Évolution des coefficients nivométriques de Ny Ålesund et du bassin de l'Austre Lovénbreen.... 225
Figure 147 – Les lames de précipitations (neige et pluie) supposément reçues par l'ensemble du bassin versant de l'Austre Lovénbreen.... 226
Figure 148 – L'exemple d'un coup de chaud en hiver. 227
Figure 149 – L'inversion thermique hivernale. 228
Figure 150 – Un événement chaud en hiver : exemple du 15 janvier 2010. 228
Figure 151 – Un événement froid en été : exemple d'août 2010. 229

Chapitre IX

Figure 152 – Mesures nivologiques sur plusieurs transects dans la moraine. 233
Figure 153 – Détourage des marges glacées à partir des images satellite.... 234
Figure 154 – Suivi de l'évolution nivologique de la moraine grâce aux stations photos. 235
Figure 155 – Exemple d'avalanches sur les flancs du Haavimbfjellet. 237
Figure 156 – Les deux types d'avalanches les plus fréquentes au Spitsberg.....237
Figure 157 – Recensement des avalanches sur le bassin de l'Austre Lovénbreen. 239
Figure 158 – Comparaison interannuelle de l'occurrence des avalanches. 240
Figure 159 – Exemple de Carte de Localisation des Phénomènes d'Avalanches appliquée aux versant du Haavimbfjellet.....241
Figure 160 – Mise en place de l'activité avalancheuse sur le versant ouest du Haavimbfjellet. 242
Figure 161 – Visualisation des accumulations dues aux avalanches sur les mosaïques. 243
Figure 162 – Exemple de zones de dépôts des coulées situées au niveau des cirques.... 244
Figure 163 – Les dépôts avalancheux des coulées récentes. 244
Figure 165 – Les cônes d'avalanches en zone d'ablation.... 245
Figure 164 – Carte de synthèse des coulées atteignant le glacier (compilation 2008-2010). 245
Figure 166 – Synthèse des huit profils stratigraphiques : fin d'hiver et saison de fonte. 248
Figure 167 – Transformation du manteau neigeux en 2009.... 249
Figure 168 – Le manteau neigeux, mémoire saisonnière du climat. Comparaison des profils stratigraphiques avec les chroniques de températures d'un capteur proche.... 250
Figure 169 – Calendrier de l'éclairement à Longyearbyen.....251
Figure 170 – Le vent sur le bassin de l'Austre Lovénbreen en 2007-2008. 252

Chapitre X

Figure 171 – L'information des photos tangentielles. 258
Figure 172 – Calendrier de la disparition du manteau neigeux établi pour les 3 années d'observations. . 260
Figure 173 – Exemple d'un épisode neigeux en plein cœur de l'été. 261
Figure 174 – Traitement des mosaïques et dimension spatiale du retrait du manteau neigeux. 263
Figure 175 – Un exemple de phénomène de reptation du manteau neigeux. 265
Figure 176 – Spatialisation de la fonte potentielle : croisement des données des capteurs de température avec la carte binaire (neige / glace) de l'état de surface du glacier. 269
Figure 177 – Représentation spatiale de la fonte et quantification des lames d'eau potentielles (par rapport à la surface du glacier). 270
Figure 178 – Les lames cumulées de fonte potentielle (rapportées à la surface du BV) des trois années hydrologiques. 271
Figure 179 – Lames de fonte potentielle de la neige et de la glace sur l'Austre Lovénbreen en 2008-2009 et 2009-2010. 272
Figure 180 – Comparaison des lames de fontes potentielles du 16 juillet au 30 septembre pour 2008, 2009 et 2010. 273
Figure 181 – Résultats des sessions de carottage des années observées. 276
Figure 182 – Évolution du manteau neigeux : comparaison interannuelle. 277
Figure 183 – Hauteurs de neige et équivalents en eau du manteau neigeux à la fin de l'hiver. 279
Figure 184 – Évolutions saisonnières du manteau neigeux en 2009 et 2010. 281
Figure 185 – Le lac supra-glaciaire et ses répercussions sur la fonte nivale. 283
Figure 186 – Variation spatiale des équivalents en eau et des hauteurs de neige. 284
Figure 187 – La corrélation entre les températures de l'air et la fonte du manteau neigeux. 285
Figure 188 – Le gradient altitudinal de la neige reçue (exprimée en équivalents-eau). 287
Figure 189 – Comparaison interannuelle des densités du manteau neigeux (2009, 10 et 11). 288
Figure 190 – Évolution saisonnière des densités de la neige en huit points du glacier en 2009. 290
Figure 191 – Indices visuels de la fonte sur le manteau neigeux. 291
Figure 192 – Confrontation des lames potentielles et réelles, mises en regard avec les paramètres météorologiques. 292

Chapitre XI

Figure 193 – Bilan de masse de l'Austre Lovénbreen cumulé 2007-2010. 297
Figure 194 – Bilans de masse annuels de l'Austre Lovénbreen. 299
Figure 195 – Croisement des équivalents-eau du manteau neigeux avant la fonte et des bilans de masse. 300
Figure 196 – Comparaison interannuelle des corrélations du manteau neigeux à mi-saison de fonte (hauteurs et équivalents-eau) avec les bilans de masse. 302
Figure 197 – Synthèse de l'ensemble des données et inter-comparaison : comprendre le comportement de l'Austre Lovénbreen. 305
Figure 198 – Croisement des données pour expliquer les bilans de masse. 307
Figure 200 – Le système chinois de peson. 309
Figure 201 – Variation de la garde au sol des capteurs de températures. 310
Figure 202 – Les lames potentielles avec un coefficient *k* corrigé. 312
Figure 203 – Le glacier Austre Lovénbreen vu par Formosat avant et après la crue d'automne 2008. 314
Figure 204 – Le contexte climatique avant les crues d'automne 2008 et 2010. 315
Figure 205 – Synthèse de la crue de septembre 2008. 316
Figure 206 – Se mouiller pour obtenir des données n'est pas un vain mot ! 318
Figure 207 – Réponse du manteau neigeux pendant la crue de 2008. 319
Figure 208 – Impacts de la crue de 2008 sur l'Austre Lovénbreen. 320
Figure 209 – Comparaison des crues d'automne de 2008 et de 2010. 322

TABLE DES MATIERES

Remerciements 3
Avant-propos 5

Introduction générale 7

Première partie
Le Spitsberg, un double héritage glaciaire et scientifique

Introduction première partie 13

Chapitre 1 - Le Spitsberg, site d'observation privilégié 15
Introduction 16
1.Une terre chargée d'histoire 16
1.1. Le temps des explorateurs et de la science naturaliste 16
1.1.1. Les travaux des précurseurs 16
1.1.2. La géographie et les géographes à l'origine 17
1.2. Quarante années de missions au Spitsberg : les précurseurs de l'Austre Lovénbreen 18
1.2.1. Des karsts vers les glaciers : l'héritage de Jean Corbel 18
1.2.2. De la grande expédition de 1966 à la redécouverte de la base 19
1.3. Travailler dans le sillage des pionniers : la base Corbel 20
1.3.1. Une base entièrement dédiée à la recherche de terrain 20
1.3.2. Les missions actuelles 21
1.3.3. Une remise en question permanente 22
2. Du contexte aux concepts 23
2.1. L'importance de l'Arctique dans le système Terre 23
2.1.1. Des changements d'échelle nécessaires 23
2.1.2. L'Arctique dans les problématiques actuelles de l'augmentation du niveau des océans 24
2.1.3. Le Svalbard dans le contexte arctique 26
2.2. De l'Année Polaire Internationale au programme HSF 28
2.2.1. Le contexte de l'IPY : un élan pour la recherche polaire 28
2.2.2. Des séries d'observations finalement peu étendues, une échelle d'étude à affiner 28
2.2.3. Le programme Hydro-Sensor-FlOWS 29
.3. Une approche géographique et pluridisciplinaire 30
2.3.1. Des dynamiques spatio-temporelles sous l'œil du géographe 30
2.3.2. Le contexte physique et des particularités locales à intégrer 32
2.3.3. Des outils 32
2.3.4. ... Et des données 33
Conclusion 34

Chapitre II - Originalité du cadre structural et climatique : entre mer et haute montagne 35
Introduction 36
1. Des montagnes qui flottent sur la mer 36
1.1. Petite présentation du Svalbard 36
1.1.1. Une situation entre Terre et Mer 37
1.1.2. Le domaine continental 38
1.1.3. Quand géologie et climat s'entremêlent 38
1.2. Une genèse complexe 40
1.2.1. Les grandes phases géologiques et leurs héritages 40
1.2.2. Formation des montagnes et des modelés contemporains : la puissance de l'érosion 41
1.2.3. Une succession de glaciations depuis trois millions d'années 41
1.3. Le Kongsfjorden et la presqu'île de Brøgger 43
1.3.1. Un agencement dicté par les failles 43
1.3.2. Le rôle de l'érosion sur la géologie 44
1.3.3. L'importance du changement des dynamiques du permafrost 45

2. Le bassin de l'Austre Lovénbreen : les données physiques 46
2.1. Les caractéristiques topographiques du bassin 46
2.1.1. Un hydrosystème arctique 46
2.1.2. Les superficies 47
2.1.3. Topographie et système de pente 48
2.2. Le bassin de l'Austre Lovénbreen : de la montagne à la mer 49
2.2.1. La montagne : un ensemble au caractère alpin marqué 49
2.2.2. Le bassin glaciaire de l'Austre Lovenbreen : un héritage réduit à un glacier de vallée 50
2.2.3. La moraine : un espace complexe en mutations et un indicateur des évolutions climatiques 52
2.2.4. L'originalité du piémont et l'interface côtière 53

3. Les facteurs du climat 54
3.1. Les caractéristiques du climat polaire océanique 55
3.1.1. La forte influence de l'océan 55
3.1.2. Des dynamiques thermiques oscillatoires et asymétriques 55
3.1.3. De la circulation atmosphérique aux contingences locales : les précipitations au Svalbard 57
3.2. Des changements climatiques contemporains 59
3.2.1. La tendance générale de la côté ouest 59
3.2.2. Trois stations pour comparer 60
3.3. Que cachent ces données globales ? 63
3.3.1. Douze années clef qui marquent une rupture 63
3.3.2. Les régimes thermiques évoluent 64
3.3.3. Et les précipitations changent 65
3.4. Quels changements observe-t-on ? 65
3.4.1. Des conséquences visibles 65
3.4.2. Le système glaciaire directement affecté 66
3.4.3. Quel bilan tirer de la climatologie ? 67
Conclusion 68

Chapitre III - Eau, neige et glace en Arctique : quelles spécificités dans un contexte d'évolutions climatiques? 69
Introduction 70
1. Du cristal de neige au glacier : fonctionnement et suivi 70
1.1. Qu'est-ce qu'un glacier ? Principes généraux 70
1.1.1. Le glacier : définition 70
1.1.2. De la neige à la glace 71
1.1.3. Zone d'accumulation, zone d'ablation et ligne d'équilibre : un fonctionnement binaire 72
1.2. Fonctionnement et dynamiques glaciaires 73
1.2.1. Le ratio accumulation/ablation 73
1.2.2. Albedo et absorption 74
1.2.3. Glaciers froids, glaciers tempérés et glaciers polythermes 75
1.3 Des indicateurs climatiques 75
1.3.1. Les interactions glaciers et climat 75
1.3.2. Le bilan de masse glaciaire : un indicateur climatique pertinent 76
1.3.3. L'interprétation du bilan de masse 77
.4. Les méthodes de mesures 78
1.4.1. La méthode directe ou glaciologique 78
1.4.2. La méthode hydrologique 79
1.4.3. La méthode cartographique 80

2. Les glaciers du Svalbard : des systèmes sous surveillance 80
2.1. Des processus et des dynamiques caractéristiques 80
2.1.1 Les glaciers au Svalbard : un héritage « à l'épreuve du climat » 80
2.1.2. Les conditions de température 82
2.1.3. Les marges glacées, un phénomène capital de l'hydrologie polaire 83
2.1.4. Les conditions hydrologiques 84
2.2. Le suivi des glaciers au Spitsberg occidental : un état des lieux 86
2.2.1. Beaucoup de glaciers suivis mais peu de longues chroniques 86
2.2.2. L'importance de la glace surimposée et de l'accumulation interne 88
2.2.3. Des situations caractéristiques 88
2.2.4. L'Austre Lovénbreen : une évolution dans la tendance générale 89

3. En amont du système : neige et manteau neigeux 89
3.1. Les caractéristiques du manteau neigeux : principes généraux 90
3.1.1. De la neige sèche à la neige humide 90
3.1.2. L'importance de la teneur en eau liquide (TEL) : une phase de fonte cruciale 91
3.1.3. L'action du vent et de la pluie sur le manteau neigeux 92
3.1.4. Le coefficient nivométrique, un bon indicateur 93
3.2. La neige dans les dynamiques hydrologiques 93
3.2.1. Répartition du manteau neigeux : stockage et restitution de l'eau 94
3.2.2. Manteau neigeux et écoulements 95
3.2.3. Évaporation, sublimation, condensation 96
3.2.4. Etudier le manteau neigeux pour comprendre l'hydrologie : l'équivalent en eau 97
Conclusion 98

Conclusion de la première partie 99

Deuxième partie
L'Austre Lovénbreen, un glacier sous surveillance : des outils et des méthodes adaptés au milieux

Introduction de la deuxième partie 101

Chapitre IV - Des données disponibles à la mesure de terrain : Connaître l'espace, le mesurer et le représenter 103
Introduction 104
1. Des archives historiques aux archives numériques actelles : cartes photos et images satellites 104
1.1. De la carte à la photo aérienne, de la photo aérienne au modèle numérique de terrain 105
1.1.1. La « carte des Allemands » : une archive cartographique précieuse 105
1.1.2. Les photos aériennes et le MNT de 1995 106
1.2. Les images satellites : une source d'information capitale 106
1.2.1. Le capteur Formosat-2 106
1.2.2. Le jeu de données disponibles 108
2. Mesures et observations *in situ* : un complément indispensable 109
2.1. Les limites, un problème bien géographique 109
2.1.1. De la théorie à la réalité : la « vérité terrain » 109
2.1.2. Détermination des limites : intégration du contexte physique 110
2.1.3. Validation informatique des limites du glacier : MNT et imagerie 111
2.2. Les campagnes de mesures au DGPS 113
2.2.1. Délimitation du bassin versant et du front du glacier 113
2.2.2. L'élaboration d'un MNT de surface de l'Austre Lovénbreen 114
2.3. L'utilisation du GPR : un outil indispensable pour connaître un glacier « en profondeur » 115
2.3.1. Utilisation du système et campagnes de mesures de profondeur 115
2.3.2. Interprétation des profils : la topographie du lit rocheux 117
2.3.3. Une estimation du volume de l'Austre Lovénbreen 118
2.3.4. Pour aller plus loin : la recherche des interfaces glacier/versant 120
3. Appréhender l'Austre Lovénbreen : évolution contemporaine et situation actuelle 122
3.1. Morphologie et dynamiques contemporaines de l'Austre Lovénbreen de 1948 à aujourd'hui 122
3.1.1. Soixante années de recul glaciaire : un retrait en trompe l'œil 122
3.1.2. Les variations en volume : la réponse immédiate du glacier 125
3.2. Un glacier qui s'affaisse ? 127
Conclusion 128

Chapitre V – Un glacier sous surveillance : instrumentation pour une observation à échelle locale 129
Introduction 130
1. L'instrumentation du glacier 130
1.1. Un réseau de capteurs multi-paramètres 130
1.1.1. Le réseau actuel de capteurs 130
1.1.2. Un réseau de capteurs *in situ* : pourquoi ? 132
1.1.3. L'évolution du réseau et son adaptation : tâtonner pour optimiser l'installation 133

1.2. Dans le détail de l'instrumentation météorologique *in situ* 135
1.2.1. Le réseau, les données et leur utilisation 135
1.2.2. Vérification de la précision de la mesure de température....135
1.2.3. Des stations météo pour compléter l'information....137
1.2.4. Les mesures hydrologiques....137
1.3. Les stations photos automatiques : la couverture du bassin par mesure *in situ* pour une surveillance accrue....139
1.3.1. Le projet initial dans le cadre de HSF et l'utilisation du réseau pour la surveillance des dynamiques nivo-glaciologiques 139
1.3.2. Mise au point d'un réseau d'observation au sol : des choix en amont....140
1.3.3. Le réseau de surveillance actuel du bassin de l'Austre Lovénbreen 141
1.3.4. Les principes de la station photo automatique de troisième génération....142
1.3.5. Maintenance, recueil des données et fonctionnement en milieu arctique 145
1.3.6. Et pourtant, elles tournent !....147

2. Mesures nivologiques et campagnes d'échantillonnage de terrain 148
2.1. Les mesures nivologiques 149
2.1.1. Le carottier PICO (*Polar Ice Coring Office*) et son utilisation 149
2.1.2. Les campagnes de terrain : des mesures *in situ* fondées sur un réseau d'échantillonnage représentatif....150
2.1.3. Précision de la mesure et marge d'erreur....152
2.1.4. Les profils stratigraphiques : un complément à la connaissance du manteau neigeux et de ses dynamiques 152
2.2. Les mesures glaciologiques 154
2.2.1. Du suivi hydrologique au suivi glaciologique....154
2.2.2. Répartition des balises du réseau de mesures 154
2.2.3. Types de balises et implantation 155
2.2.4. Les campagnes de mesures 156
Conclusion 158

Chapitre VI - Le traitement des données ponctuelles : l'approche géographique....159
Introduction 160
1. De la mesure ponctuelle à la généralisation spatiale : la représentation des données géographiques 160
1.1. Les principes de la géographie appliqués à la glaciologie....161
1.1.1. Qu'est-ce qu'interpoler ?....161
1.1.2. Définitions, notions et notations 162
1.2. Du questionnement initial au test 163
1.2.1. Pourquoi ce test ?....163
1.2.2. La mise en œuvre de la spatialisation de l'information 164
1.3. Méthodes de calculs et choix méthodologiques 164
1.3.1. Les méthodes de discrétisation spatiale....164
1.3.2. Les méthodes de calcul utilisées : un large panel d'interpolateurs....165
1.3.3. Des méthodes qui imposent certains choix....166

2. Du terrain à l'interpolation : confrontation de méthodes 166
2.1. Deux exemples d'application pour tester et comparer 166
2.1.1. La couverture neigeuse....166
2.1.2. L'état thermique du glacier 167
2.2. Des résultats à nuancer en fonction de l'approche choisie 167
2.2.1. Neige et équivalent-eau (*w.eq.*)....167
2.2.2. Températures et état thermique du glacier....170
2.2.3. Les limites des « anciennes » méthodes de calcul....173
2.3. Vers un traitement différencié 174
2.3.1. Valeur globale et spatialisation : deux approches, deux informations 174
2.3.2. Quels choix à partir de ces tests 175
2.4. Des choix adaptés aux contextes de trois domaines 176
2.4.1. Validation des choix : à chaque domaine sa méthode....176
2.4.2. Application de l'IDW pour les mesures nivologiques et vérifications....177
2.4.3. La spatialisation des données glaciologiques : bilan de masse et w.eq. 178
2.4.4. Le krigeage à dérive externe (KDE) pour interpoler les températures 179
Conclusion 181

Chapitre VII - Traitement de l'image satellite et des photos *in situ* : du qualitatif vers le quantitatif 183
Introduction 184
1. La télédétection en hydro-glaciologie : des possibilités &tendues et des limites 184
1.1. Difficultés et nécessité de l'observation satellite 184
1.1.1. Du ballon au satellite, une méthode clé pour comprendre l'environnement glaciaire 185
1.1.2. Un outil utile pour le suivi de la cryosphère mais parfois handicapé 185
1.2. L'utilisation de la télédétection : des observations difficiles mais riches d'informations 186
1.2.1. Taille des objets, ombre et topographie : des facteurs limitant 186
1.2.2. Couverture nuageuse et neige : les contraintes climatologiques 187
1.2.3. Diverses situations et diverses difficultés 188
1.3. Résultats des traitements : apports et limites de la télédétection dans notre contexte 189
1.3.1. Une information riche et un référentiel 189
1.3.2. Traitements et résultats 190
1.3.3. Des limites qui nécessitent d'être complétées 190
2. L'imagerie *in situ* : le passage d'une information qualitative à une information quantitative 192
2.1. Le traitement en amont, une étape lourde 192
2.1.1. De la carte mémoire à la banque d'image : le tri de l'information, une étape cruciale 192
2.1.2. L'œil humain, une nécessité 193
2.1.3. Un essai d'automatisation 194
2.2. Traitement et interprétation des clichés : du qualitatif au quantitatif 196
2.2.1. La correction géométrique des photographies : quelle(s) méthode(s) et comment ? 196
2.2.2. Méthode de correction des images *in situ* 198
2.2.3. Quelques réajustements pour calibrer le modèle 201
2.3. Application du modèle et mosaïquage des photos corrigées 202
2.3.1. Le calage des images 202
2.3.2. Application de la méthode de traitement et résultats 205
2.3.3. Manipulation et utilisation des mosaïques 205
Conclusion 207

Conclusion de la deuxième partie 209

Troisième partie
Comprendre le fonctionnement d'un hydrosystème polaire : croisement de trois années de données

Introduction de la troisième partie 211

Chapitre VIII - Approche climatologique locale : de Ny Ålesund à l'échelle du bassin de l'Austre Lovénbreen 213
Introduction 214
1. Trois années climatologiques différentes pour Ny Alesund et l'Austre Lovénbreen 214
1.1. Les données de Ny Ålesund : les tendances climatiques générales 214
1.1.1. Trois années climatiquement très différentes 214
1.1.2. Le croisement des températures et des précipitations 216
1.2. Approche météorologique du bassin de l'Austre Lovénbreen 217
1.2.1. La disponibilité des données et leur prise en compte 217
1.2.2. Les états thermiques : observations générales 219
1.2.3. L'été, une saison clé 221
1.2.4. L'hiver et l'effet des « événements chauds » 221
1.3. Le problème des précipitations 222
1.3.1. Un paramètre climatique complexe à mesurer 222
1.3.2. Déterminer un gradient altitudinal 223
1.3.3. Les lames « supposément » reçues 225
2. Représentation spatiale des états thermiques et précipitations sur le glacier 226
2.1. Dans le détail de l'état thermique : pour une observation à échelle temporelle fine, du journalier à l'horaire 227
2.1.1. Brutalité et rapidité des oscillations de températures 227
2.1.2. Un phénomène particulier : l'inversion thermique 227

2.2. État thermique et précipitations : quelle météorologie sur l'Austre Lovénbreen ? 228
2.2.1. Un événement caractéristique : le « coup de chaud » en hiver..... 228
2.2.2. De la neige en été ? 229
Conclusion 230

Chapitre IX - Les aspects qualitatifs du manteau neigeux : une entrée vers la quantification..... 231
Introduction 232
1. La moraine : un espace nivologiquement complexe 232
1.1. L'influence des (micros) reliefs dans les dynamiques nivales 233
1.1.1. La difficulté à instrumenter, l'aide des stations photos 233
1.1.2. Les mesures effectuées 234
1.2. Une zone caractérisée par les marges glacées 234
1.2.1. L'information satellite : les dynamiques des marges glacées 235
1.2.2. L'apport de la photographie au sol : des marges glacées au manteau neigeux 235
2. Les dynamiques nivologiques des versants..... 236
2.1. Un site propice aux dynamiques avalancheuses 236
2.1.1. Un contexte très favorable..... 236
2.1.2. Quel type d'avalanche au Svalbard ? 237
2.2. L'activité avalancheuse sur le bassin de l'Austre Lovénbreen 238
2.2.1. Recensement et inventaire des événements avalancheux 238
2.2.2. Interprétation du recensement : approche spatio-temporelle 240
2.2.3. Quelle contribution de la neige des versants au manteau neigeux du glacier ? 243
2.2.4. Une piste à creuser 246
3. De la neige qualitative À la neige quantitative : les profils stratigraphiques 247
3.1. Les informations des profils stratigraphiques..... 247
3.1.1. Portrait du manteau neigeux..... 247
3.1.2. Évolution des profils 249
3.2. L'influence des paramètres météorologiques sur le manteau neigeux..... 249
3.2.1. Une mémoire saisonnière du climat 249
3.2.2. Les paramètres météorologiques qui affectent la neige 251
3.2.3. L'influence du vent 251
Conclusion 253

Chapitre X - Approche quantitative de la contribution du manteau neigeux et de la glace aux écoulements..... 255
Introduction..... 256
1. Contrôles climatiques des processus spatio-temporels du manteau neigeux 256
1.1. Les premières observations..... 256
1.1.1. Des dynamiques nivologiques particulières..... 256
1.1.2. Des dynamiques binaires 259
1.2. Traitement des mosaïques : les dynamiques nivo-logiques en « 2D » 261
1.2.1. La discrétisation binaire du glacier : dynamiques de disparition du manteau neigeux .. 262
1.2.2. Évolution détaillée de la couverture neigeuse glaciaire 264
1.2.3. Mise en évidence de processus particuliers..... 265
2. Estimation de la contribution théorique du glacier et du manteau neigeux : application et résultats 266
2.1. Utilisation d'un modèle de fusion..... 266
2.1.1. Estimer la fusion théorique de la neige et de la glace..... 266
2.1.2. Présentation d'un modèle simple de fusion degré-jour 267
2.1.3. Application du modèle de fusion degrés-jour à l'Austre Lovénbreen..... 268
2.2. Application du modèle aux mosaïques d'enneigement 268
2.2.1. La carte de fonte potentielle 269
2.2.2. Contribution de la neige et de la glace aux écoulements : les lames de fonte potentielles 270
2.2.3. Analyse comparative des lames du 16 juillet au 30 septembre 273

3. L'accès à la « troisième dimension » : l'information des carottages et des profils 274
3.1. Trois années bien différentes 274
3.1.1. Un protocole de mesures à installer 275
3.1.2. Déterminer le maximum d'accumulation neigeuse 275
3.1.3. Dynamiques générales de fonte : comparaison spatio-temporelle inter-annuelle 277
3.2. Neige, températures et précipitations : croisements de données et intercomparaison 278
3.2.1. Le manteau neigeux en fin d'hiver 278
3.2.2. Dynamiques saisonnières du manteau neigeux 280
3.2.3. La valeur de la mesure 282
3.3. La géomatique pour comprendre les dynamiques nivales 284
3.3.1. Évolution du manteau neigeux : l'influence des facteurs climatiques 284
3.3.2. Élaboration d'un gradient altitudinal des précipitations solides reçues 286
3.4. Évolution saisonnière interne du manteau neigeux : approche par les densités 287
3.4.1. Principes méthodologiques 287
3.4.2. Comparaison interannuelle des profils nivologiques : du qualitatif au quantitatif 289
3.5. Fonte et données climatiques : reconstitution de l'équation hydrologique 291
Conclusion 294

Chapitre XI - Les bilans de masse : une réponse de l'hydrosystème glaciaire aux sollicitations climatiques 295
Introduction 296
1. Trois saisons de bilan de masse sur l'Austre Lovénbreen 296
1.1. Bilan de masse 2007-2010 : parité spatiale, mais pas globale 296
1.2. Dans le détail annuel : des années contrastées 298
2. Quel lien entre bilan de masse et manteau neigeux ? 299
2.1. Corrélation entre bilans de masse et neige d'avril 299
2.2. Corrélation entre les bilans de masse et les états intermédiaires du manteau neigeux 301
3. Facteurs explicatifs de la variabilité interannuelle du bilan de masse 304
3.1 Croisement de toutes les données 304
3.2. Conclusion sur le croisement des données pour les trois bilans étudiés 306
3.3. Le bilan de 2010-2011 pour témoin 308
4. Confrontation des mesures : incertitude et marge d'erreur 308
4.1. La précision des carottages et de la mesure du bilan de masse 308
4.2. Lames potentielles et débits : un manque de précision due à la mesure ? 310
4.3. Essai d'estimation du coefficient *k* 310
5. La remise en cause des bilans par les événements chauds et pluvieux : les crues d'automne 313
5.1. Description et analyse des phénomènes 313
5.1.1. Des événements difficiles à appréhender sans présence sur le terrain 314
5.1.2. Contexte météorologique et hydrologique des étés précédant les deux crues 314
5.1.3. Au cœur des crues : chronologie des événements 315
5.2. Impacts des crues sur le glacier : bilan hydrologique et bilan de masse 317
5.2.1. La violence du phénomène en 2008 318
5.2.2. Des conséquences directes sur le bilan de masse : le rôle important des précipitations 318
5.2.3. Comparaison des événements de crue de 2008 et de 2010 321
Conclusion 323
Conclusion de la troisième partie 325
Conclusion générale 327
Annexes 335
Bibliographie 337

Données météorologiques et hydrologiques de Ny Alesund et du bassin de l'Austre Lovénbreen 2007-2010 361

Données nivologiques de l'Austre Lovénbreen 2008-2011 379

Densités du manteau neigeux 2009-2011 384

Données glaciologiques de l'Austre Lovénbreen 2008-2011 386

Table des figures 387