



HAL
open science

**Apports de la modélisation statistique pour la
compréhension des dynamiques nivo-glaciologiques d'un
petit bassin glaciaire arctique (glacier Austre Lovén,
Spitsberg)**

Sophie Schiavone

► **To cite this version:**

Sophie Schiavone. Apports de la modélisation statistique pour la compréhension des dynamiques nivo-glaciologiques d'un petit bassin glaciaire arctique (glacier Austre Lovén, Spitsberg). Géographie. Université Bourgogne Franche-Comté, 2021. Français. NNT : 2021UBFCC039 . tel-03719460

HAL Id: tel-03719460

<https://theses.hal.science/tel-03719460v1>

Submitted on 11 Jul 2022

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.

**THESE DE DOCTORAT
DE L'ETABLISSEMENT UNIVERSITE BOURGOGNE FRANCHE-COMTE**

préparée au Laboratoire ThéMA

Ecole doctorale n° 594
« Sociétés, Espaces, Pratiques, Temps »

Doctorat de **GEOGRAPHIE**

**APPORTS DE LA MODELISATION STATISTIQUE
POUR LA COMPREHENSION DES DYNAMIQUES NIVO-GLACIOLOGIQUES
D'UN PETIT BASSIN GLACIAIRE ARCTIQUE**

(glacier Austre Lovén, Spitsberg)

Thèse présentée et soutenue par

Sophie SCHIAVONE

le 28 juin 2021 à Besançon

Composition du jury :

Madeleine GRISELIN, Directrice de recherche émérite, UMR 6049 – Laboratoire ThéMA
Sylvain BIGOT, Professeur, Université Grenoble Alpes
Denis MERCIER, Professeur, Sorbonne Université
Jean-Charles GALLET, Docteur, Institut Polaire Norvégien
Daniel JOLY, Directeur de recherche émérite, UMR 6049 – Laboratoire ThéMA
Florian TOLLE, Maître de conférences, Université de Franche-Comté

Présidente du jury
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Directeur de thèse
Codirecteur de thèse

Apports de la modélisation statistique pour la compréhension des dynamiques nivo-glaciologiques d'un petit bassin glaciaire arctique (glacier Austre Lovén, Spitsberg)

Mots clés : glaciers – versants – Arctique – modélisation statistique – Svalbard – géographie physique

Résumé : La Terre connaît depuis le milieu du XIX^e siècle un bouleversement climatique marqué par une hausse des températures (+ 0.85°C sur la période 1880-2012). L'Arctique est la région du monde qui se réchauffe le plus rapidement soit 2 à 3 fois plus vite que la moyenne du globe. Dans ce contexte, tous les composants de la cryosphère arctique connaissent une modification de leur dynamique. En raison de leurs liens directs avec l'atmosphère, les glaciers comptent parmi les meilleurs indicateurs de ces variations climatiques. À l'image des autres glaciers du globe, les glaciers du Spitsberg qui couvrent 60 % de la surface de l'île, sont dans une dynamique de retrait depuis la fin du Petit Âge Glaciaire. Ce retrait, évalué par des mesures de bilan de masse glaciaires s'est accéléré à partir des années 1980.

Dans le cadre de cette thèse, nous avons cherché à participer à l'amélioration de la justesse et de la fiabilité des projections passées et futures des écoulements d'un bassin glaciaire arctique en comprenant également leur origine. En nous appuyant sur les nombreuses données acquises depuis plus de dix ans sur le glacier observatoire Austre Lovén au Spitsberg (78 °N), nous avons dans un premier temps identifié les facteurs nivo-météorologiques influençant le bilan de masse

annuel de ce glacier (2008-2017). Après avoir appliqué un protocole rigoureux de traitement des données acquises *in situ*, nous avons utilisé la modélisation statistique explicative pour mettre en exergue non pas le rôle d'un facteur systématiquement prépondérant mais plutôt l'influence d'une combinaison de facteurs nivo-météorologiques sur les dynamiques glaciaires. Bien que l'enneigement hivernal joue un rôle majeur, l'amplitude de son influence sur le bilan glaciaire est en partie conditionnée par les facteurs de températures et précipitations. Par ailleurs, au regard de la surface du bassin glaciaire occupée par les versants (34%), nous avons évalué leur contribution au bilan hydro-glaciologique mesuré à l'exutoire. Grâce à des relevés à très haute résolution par LiDAR terrestre, l'épaisseur du manteau neigeux a été mesurée sur un échantillon représentatif des versants (2013 et 2014). La modélisation statistique a ici aussi permis de mettre en exergue le rôle de la pente et de l'orientation dans la distribution du manteau neigeux dans ces versants. À partir de ce constat, nous avons pu évaluer la contribution en eau non négligeable des versants au bilan hydro-glaciologique annuel lors de la période de fonte.

Contribution of statistical modeling to the comprehension of the nivo-meteorological dynamics of a small glacial arctic basin (Austre Lovén glacier, Spitsberg)

Keywords : glaciers – hillsides – Arctic – statistical modeling – Svalbard – physical geography

Abstract : Since the middle of the 19th century, the Earth has experienced a climate shift marked by a rise in temperature (+ 0.85°C over the period 1880-2012). The Arctic is the region of the world that is warming the most rapidly, at a rate of 2 to 3 times faster than the global average. In this context, all components of the Arctic cryosphere are experiencing a change in their dynamics. Because of their direct links with the atmosphere, glaciers are among the best indicators of these climate variations. Like other glaciers on the globe, the glaciers of Svalbard, which cover 60% of the archipelago's surface, have been retreating since the end of the Little Ice Age. This retreat, which is reflected in negative glacier mass balance measurements, accelerated from the 1980s onwards.

In this thesis, we aim to improve the accuracy and reliability of past and future projections of Arctic ice basin flows by also understanding their origin. Based on data acquired for more than a decade on the Austre Lovén observatory glacier in Spitsbergen (78°N), we first sought to identify the nivo-meteorological factors influencing the annual mass

balance of this glacier (2008-2017). After applying a rigorous protocol for processing the data acquired *in situ*, we used explanatory statistical modeling to highlight not the role of a systematically preponderant factor but rather the influence of a combination of nivo-meteorological factors in explaining the mass balances of the Austre Lovén glacier. Although winter snow cover plays a major role, its influence is partly conditioned by temperature and precipitation factors. Moreover, considering the surface of the catchment area occupied by the hillsides (34%), this thesis work allows to evaluate their contribution to the hydro-glaciological balance measured at the outlet. Thanks to very high resolution measurements by terrestrial LiDAR, the depth of the snow cover was measured on a representative sample of hillsides (2013 and 2014). Statistical modeling has also allowed us to highlight the role of slope and orientation in the distribution of snowpack in these slopes. From these observations, we were able to evaluate the non-negligible water contribution of the hillsides to the annual hydro-glaciological balance.

Glossaire

Lorsque c'était possible, nous avons souhaité conserver les toponymes et le vocabulaire norvégiens. Voici la liste des principaux termes traduits en français.

| | |
|-------------------|---|
| Austre Lovénbreen | Glacier Austre Lovén (ou Glacier Lovén Est) |
| Breen | Glacier |
| Fjell | Montagne |
| Kongsfjorden | Fjord du Roi (ou Baie du Roi) |
| Kongsvegen | Glacier du Roi |
| Midtre Lovénbreen | Glacier Midtre Lovén (ou Glacier Lovén central) |
| Fonna | champs de neige, inlandsis de taille réduite |
| Strand | Plage |
| Toppen | Crête |

Introduction générale

Le changement climatique et la cryosphère

Depuis la fin du XIXe siècle, la température moyenne de la planète a augmenté de $0,85^{\circ}\text{C} \pm 0,2^{\circ}\text{C}$ (moyenne calculée pour la période 1880 à 2012). La majeure partie de la communauté scientifique impute ce réchauffement aux émissions de gaz à effet de serre qui sont liées aux activités humaines (IPCC 2013). De nombreuses études soulignent que ces changements se sont accentués ces dernières décennies faisant des températures de la période 2010-2020 les plus élevées jamais enregistrées. Il est fort probable également que la décennie 2020-2030 surpasse la précédente. Les précipitations ont également évolué. Le contraste entre les régions humides et sèches s'est accentué. Il en est de même à l'échelle des saisons puisque le contraste entre les saisons sèches et humides s'est également renforcé. Les prévisions réalisées à l'aide de modèles numériques suggèrent une amplification de ces tendances à l'horizon 2100 (Fig. 1), (IPCC 2013). En Arctique, région de la planète qui se situe au-delà de 66°N , ces fluctuations sont plus sensibles que partout ailleurs : l'Arctique s'est réchauffé bien plus vite que le reste du globe. Entre 1880 et 2012, la température moyenne annuelle de la zone a gagné près de $3,5^{\circ}\text{C}$ soit $2,65^{\circ}\text{C}$ de plus que l'augmentation à l'échelle du globe sur la même période (1880-2012), (IPCC 2013 ; Overland et al. 2016). La saison froide a subi la plus forte hausse puisque la température moyenne des mois de novembre à avril a augmenté de plus de 2°C depuis 1960 (Fig. 2), (AMAP 2017). De tels changements ont déjà et auront de

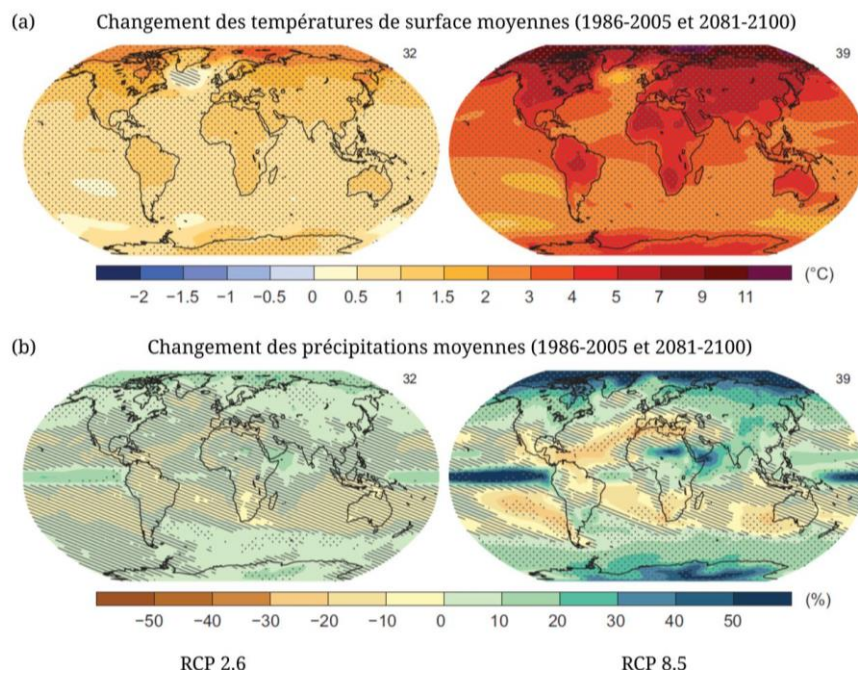


Figure 1 : Prévisions climatiques globales à l'horizon 2100 selon deux scénarios. Changement des (a) températures de surface et des (b) précipitations moyennes pour les périodes de 1986 à 2005 et de 2081 à 2100 (adapté de IPCC 2013)

profondes conséquences sur tous les compartiments de la cryosphère omniprésente en Arctique.

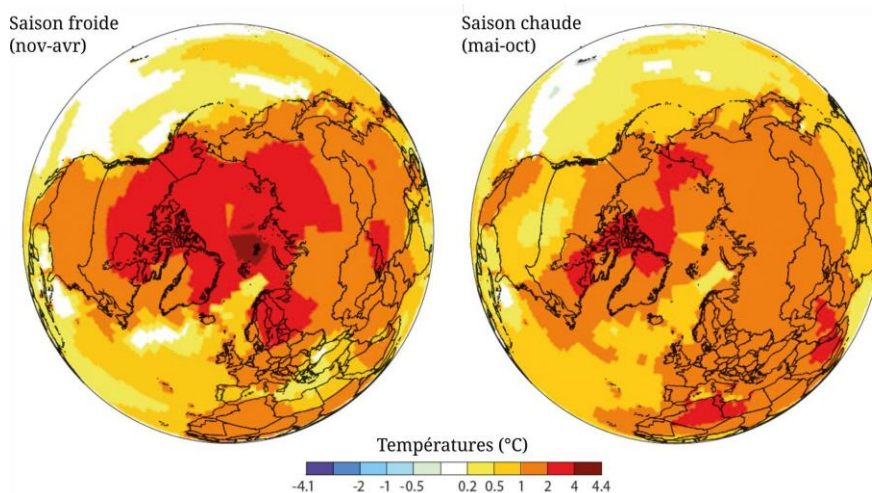


Figure 2 : Augmentation des températures de surface pour la saison froide (nov – avr) et pour la saison chaude (mai – oct) entre 1961 et 2014 (AMAP)

La cryosphère, qui est définie par l'ensemble des espaces de la planète où l'eau se trouve sous forme solide (glaciers, banquise, pergélisol...), joue un rôle majeur dans le système climatique terrestre. Elle est un facteur de contrôle de l'équilibre physique et biologique de l'environnement notamment au travers de ses fonctions dans le bilan d'énergie de surface, le cycle de l'eau, les échanges gazeux de surface et le niveau des océans. La cryosphère est très sensible aux oscillations climatiques. Elle est considérée comme une « mesure naturelle du climat » (*natural climate-meter* dans le 5^e rapport de l'IPCC, 2013) répondant non seulement aux variations de température, mais aussi à toutes les autres variables climatiques (précipitations, rayonnement...).

Face aux modifications des conditions climatiques, tous les compartiments de la cryosphère arctique subissent des transformations. La durée de l'enneigement moyen se réduit de décennie en décennie (2 à 4 jours par décennie¹) ce qui a pour effet de modifier le régime thermique des sols, l'hydrologie locale ou encore la phénologie végétale. Le pergélisol se dégrade dans de nombreuses régions, sa couche active² est de plus en plus profonde. Cette dégradation peut être à l'origine d'érosion intense, de glissements de terrain, d'émission de gaz à effet de serre ou encore de déstabilisation d'infrastructures humaines. Parmi les conséquences les

1 Il s'agit ici d'une valeur moyenne mais il faut noter que c'est avant tout dans les stations météorologiques de bord de mer que la durée de l'enneigement est la plus réduite. Les précipitations pluvieuses au niveau de la mer donnent généralement de la neige en altitude.

2 Le pergélisol est un sol gelé en permanence ou presque. Il est composé en surface d'une couche active (de quelques centimètres à quelques mètres selon les endroits) qui dégèle pendant l'été et gèle de nouveau l'automne venu.

plus emblématiques de la modification contemporaine du climat arctique figurent la diminution de la banquise et le retrait des glaciers. En effet, la banquise perd de la superficie, mais aussi de l'épaisseur ; les glaces pluriannuelles cèdent petit à petit leur place à des glaces jeunes qui ne survivront pas à la saison estivale. Cette tendance a des conséquences sur la circulation océanique qui change et sur les écosystèmes qui se modifient. Les glaciers arctiques et la calotte glaciaire du Groenland subissent, quant à eux, une fonte se traduisant par des pertes de volumes et un retrait du front importants. Ces dynamiques de fonte intense des glaciers ont des répercussions à l'échelle mondiale puisqu'elles ont un lien direct avec l'augmentation du niveau des océans.

Enjeux de la fonte des glaciers arctiques

En raison de leurs liens directs avec l'atmosphère, les glaciers (et calottes glaciaires) comptent parmi les meilleurs indicateurs des variations climatiques. En effet, il existe une relation étroite entre la dynamique de fonte, de la neige ou de la glace, et la température de l'air, ce qui rend les glaciers très sensibles aux fluctuations des températures (Ohmura 2001 ; Gabbi 2015). La réactivité des glaciers s'applique cependant à des échelles de temps plus étendues que celles que connaissent les températures de l'air ou les précipitations. Ils intègrent donc le climat auquel ils sont soumis à des échelles annuelles ou pluriannuelles ce qui fait des glaciers un excellent indicateur des tendances en cours.

Les glaciers et calottes de l'Arctique représentent 1/4 des surfaces englacées du monde. Le volume total de glace stockée par ces entités est de 114 878 km³ (Huss *et al.* 2012). À l'image des autres glaciers du globe, les glaciers et calottes arctiques sont dans une dynamique de retrait depuis la fin du Petit Âge Glaciaire au XIX^e siècle. Ce retrait s'est accéléré à partir des années 1980 (Gardner *et al.* 2013).

Les bassins glaciaires arctiques sont d'importants réservoirs d'eau douce et jouent un rôle crucial dans le cycle hydrologique de la région, car ils contrôlent notamment le volume, la saisonnalité et la qualité des écoulements en eau. Ces écoulements sont issus principalement de la fonte de la neige et de la glace ; ils sont présents aussi bien sur le glacier que dans son environnement périglaciaire (versants et moraines). Dans une perspective inévitable de modification du climat arctique, la poursuite du retrait des glaciers et de la couverture neigeuse affectera les écoulements. Une modification de ces derniers peut engendrer de graves déséquilibres à de multiples échelles, car ils sont essentiels au fonctionnement des systèmes physiques, biologiques et sociétaux en Arctique et au-delà.

À une échelle locale, la saisonnalité des écoulements peut se voir bouleversée. Des dynamiques de fonte croissantes modifient les débits et augmentent les risques de crues et d'inondations. Avec la disparition de certains glaciers, la disponibilité en eau s'amointrit ce qui est un problème dans les régions arctiques dépendantes des

eaux glaciaires pour les ressources en eau potable, et plus à la marge pour l'agriculture ou l'industrie (hydroélectricité par exemple).

À une échelle régionale, l'apport plus important d'eau douce dans les eaux côtières a pour effet d'en diminuer la salinité. Cela entraîne rapidement une modification des écosystèmes côtiers qui ne sont plus adaptés à un environnement d'eau douce. Parfois, la circulation des eaux et leur stratification sont également bouleversées.

Enfin, à l'échelle globale, l'augmentation des écoulements d'eau douce en Arctique joue un rôle important dans l'augmentation du niveau des océans dont l'étude est au cœur des préoccupations actuelles puisque 23 % de la population mondiale vit dans une région côtière³ potentiellement submersible. Cet enjeu mobilise de nombreux chercheurs qui tentent d'évaluer la contribution de ces régions englacées à l'augmentation du niveau des océans du globe. Les glaciers et calottes de l'Arctique (y compris le Groenland) qui représentent 1/4 des glaces terrestres mondiales sont d'un intérêt majeur puisqu'ils représentent la principale contribution à l'augmentation contemporaine du niveau des océans (AMAP 2017). Il a été estimé que les glaces arctiques ont été responsables à hauteur de 48 % (soit 0,10 m) de l'augmentation du niveau des océans du globe entre 1850 et 2010 (AMAP 2017). Ce taux est porté à 72 % entre 2004 et 2010. Bien que la calotte du Groenland soit de loin le principal contributeur dans l'Arctique (41 %), les glaciers plus petits de l'Arctique n'ont toutefois pas un rôle négligeable ce qui justifie l'intérêt qui leur est porté (Griselin *et al.* 2007).

La modélisation au service de la connaissance de la cryosphère

Face aux enjeux multiscalaires énoncés précédemment, il est aujourd'hui crucial d'avoir une connaissance précise des impacts du changement climatique présents et futurs sur la cryosphère arctique, mais aussi de ses potentiels effets sur les sociétés humaines.

La modélisation numérique joue un rôle central dans cette connaissance. Les modèles utilisés sont multiples et varient grandement en complexité. Ils peuvent permettre de comprendre les dynamiques glaciaires en mettant par exemple en évidence des relations entre des variables climatiques et le bilan de masse d'un glacier (modèles explicatifs). La modélisation est aussi un outil privilégié lorsqu'il s'agit de réaliser des projections (modèles prédictifs). Elle permet d'appréhender dans le passé, le présent et le futur, ces variations glaciaires, mais aussi l'évolution des écoulements qui y sont associés.

³ La zone à risque est définie comme la zone distante de 100 km horizontalement et 100 m verticalement du trait de côte.

L'amélioration des modèles pour de meilleures projections de la fonte des glaciers et des écoulements des bassins glaciaires du monde et de l'Arctique est au cœur des préoccupations actuelles. En effet, il y a une volonté d'évaluer de manière précise les conséquences sur l'environnement et les sociétés qu'engendrera une modification du climat d'ici à la fin de ce siècle. Cela passe, d'une part, par les importants efforts menés par la communauté scientifique pour développer des modèles robustes et fiables, et d'autre part, par l'intégration des glaciers dans une approche systémique. Dans l'Arctique, quelle que soit la taille du bassin glaciaire, les écoulements ne proviennent généralement pas seulement des glaciers, mais aussi des autres compartiments du bassin glaciaire comme les versants ou la moraine. Ces derniers sont souvent négligés.

Ainsi, pour améliorer les projections, il est certes nécessaire de comprendre les dynamiques glaciaires, mais il est tout aussi important de parfaire la connaissance sur la contribution des autres compartiments aux écoulements. Cela est d'un intérêt central notamment dans les bassins versants glaciaires de faible envergure : les versants y occupent une place non négligeable et constituent de véritables stocks d'eau douce (neige ou glace) dont la fonte contribue aux écoulements.

Objectifs et cadre du travail de thèse

Ces enjeux sont centraux dans ce travail de thèse qui a pour objectif général de contribuer à réduire les incertitudes liées à la modélisation du bilan de masse d'un glacier arctique. Ainsi, il s'agit de participer à l'amélioration de la justesse et de la fiabilité des projections passées et futures des écoulements d'un bassin glaciaire arctique en comprenant également leur origine.

Cette étude permet dans un premier temps une meilleure compréhension des causes de la fonte d'un glacier arctique. Par l'analyse de données de terrain à haute résolution spatiale et temporelle, ce travail s'attache à identifier les facteurs climatiques influençant le bilan de masse annuel d'un glacier arctique. Il s'agit de préciser et d'étoffer la palette des facteurs identifiés par les nombreuses études glaciologiques préalables (températures positives, précipitations neigeuses hivernales...). Grâce à un modèle explicatif construit en développant une démarche rigoureuse, nous tentons de savoir si la variabilité spatio-temporelle du bilan de masse d'un glacier peut être expliquée par un facteur prépondérant ou bien par une combinaison de paramètres. Nous nous attachons également dans ce travail à vérifier la persistance des facteurs explicatifs aussi bien d'une année sur l'autre que d'une zone à une autre du glacier. De même, pour des bilans de masse annuels quantitativement équivalents, nous nous sommes attachée à savoir si les causes étaient également identiques.

Le Spitsberg, à mi-chemin entre le Cap Nord (Norvège) et le pôle Nord, a été choisi comme cadre privilégié de cette thèse. Les glaciers, qu'ils soient de petite taille ou

qu'ils forment de véritables calottes à front marin, sont omniprésents. Notre attention s'est portée sur le petit glacier de type alpin « Austre Lovén » considéré comme représentatif de l'Arctique notamment d'un point de vue hydroglaciologique (Kohler *et al.* 2007 ; Humlum *et al.* 2003). Contrairement à de nombreux bassins glaciaires arctiques dont le réseau hydrographique est très diffus, l'Austre Lovénbreen est un excellent site d'étude, car tous les écoulements se concentrent en deux exutoires facilitant ainsi les mesures hydrologiques. Précisons également que, du point de vue logistique, ce glacier est idéalement situé à 6 km au sud-est du village scientifique international de Ny-Ålesund où la base française Corbel, unique infrastructure de recherche française dans l'Arctique, nous assure un accès privilégié à notre site d'étude (Fig. 3).

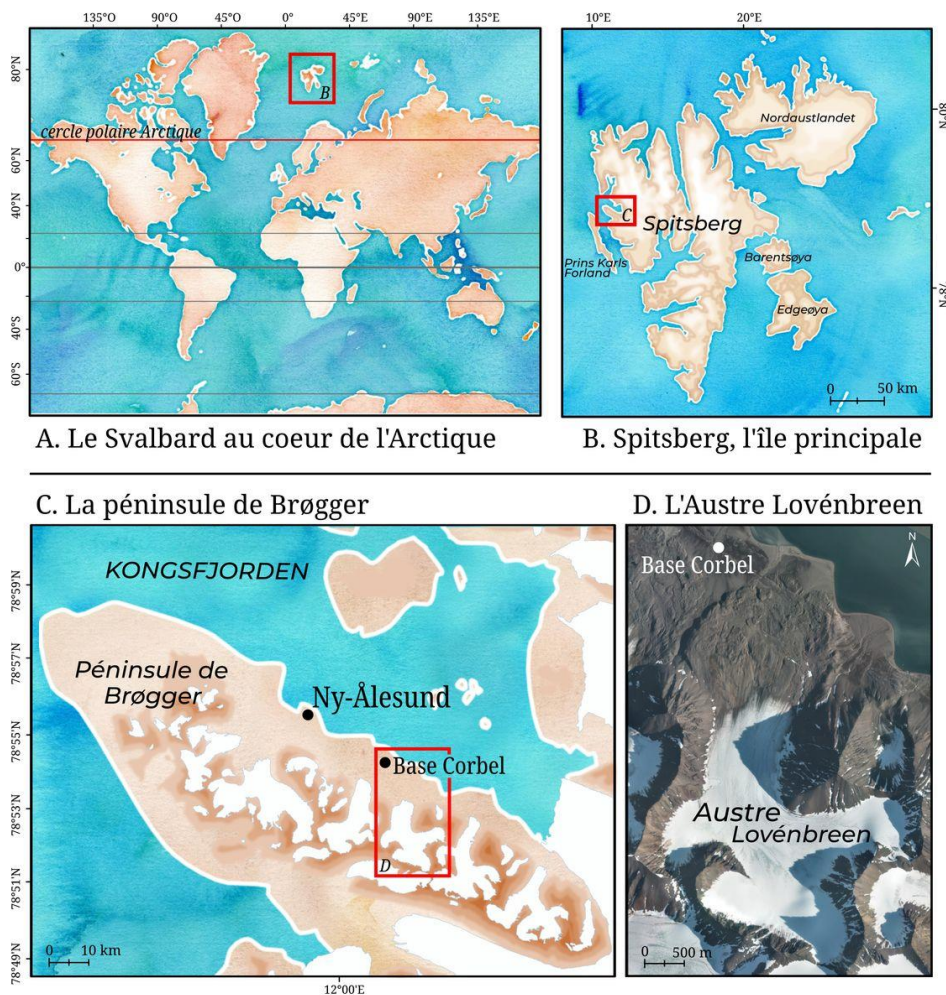


Figure 3 : Localisation du Spitsberg et de l'Austre Lovénbreen. Un site d'étude privilégié au coeur de l'Arctique

Le bassin de l'Austre Lovénbreen a fait l'objet de nombreux travaux scientifiques initiés dès les années 1960 par l'équipe pluridisciplinaire de Jean Corbel. Jusqu'à aujourd'hui, plusieurs générations de chercheurs se sont attelées à comprendre le fonctionnement de ce bassin glaciaire. Auparavant ponctuelle, l'activité de

recherche s’y est intensifiée à partir de 2006 grâce à une succession de programmes soutenus par l’Agence Nationale de Recherche (ANR). Dès lors, une instrumentation de pointe a été installée sur le glacier, mais aussi dans son espace périglaciaire. De nombreux paramètres climatiques, hydrologiques et glaciologiques sont depuis lors mesurés. Des campagnes pluriannuelles de mesures et de maintenance viennent compléter ce réseau d’observation.

Toutes ces études se rassemblent autour d’un objectif général qui est de comprendre la réactivité des compartiments de la cryosphère du bassin glaciaire de l’Austre Lovénbreen aux fluctuations climatiques contemporaines. C’est par une approche hydrologique centrée sur l’apport des écoulements glaciaires que l’étude a commencé (ANR Hydro-Sensor-FLOWS, 2006-2010). Cette approche hydrologique a été comparée à l’approche glaciologique utilisant des mesures de bilan de masse dans le but d’établir un modèle général de circulation des eaux. Toutefois, des zones d’ombre du bilan hydro-glaciologique ont subsisté à l’issue de ce programme. Ce sont les programmes suivant ANR Cryo-Sensors (2010-2014) puis ANR PRISM⁴ (2012-2016) qui ont permis d’étudier ces pans méconnus, à savoir, la moraine et les versants tout en poursuivant les mesures préalablement initiées.

Cette thèse s’inscrit dans le cadre général de ces programmes de recherche (Fig. 4). Le premier volet de ce travail doctoral, qui a été évoqué précédemment, est transversal à tous ces programmes de recherche. En effet, nous nous sommes concentrée sur le lien entre le climat et la réponse glaciaire pour ce qui concerne le bilan de masse sur la période 2008-2017. Ce sont les données (climatiques,

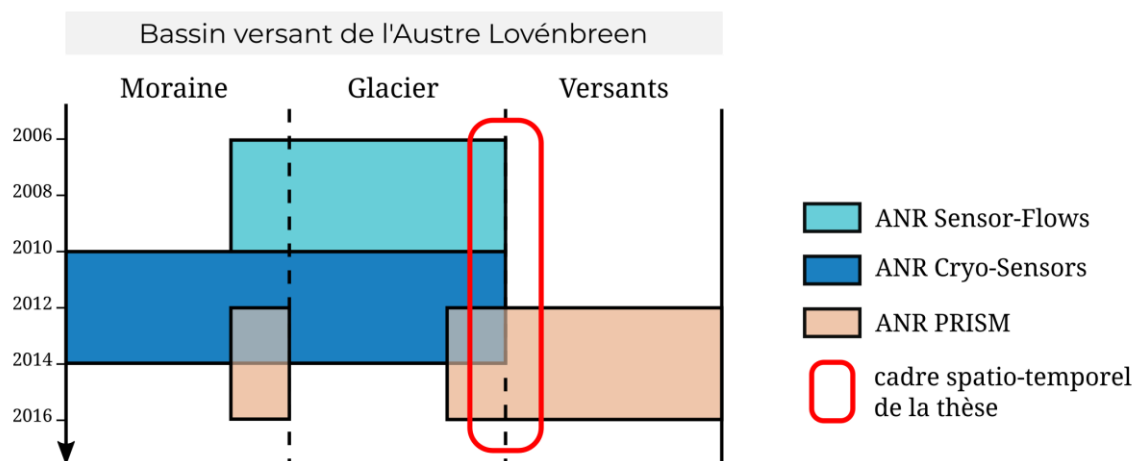


Figure 4 : Contexte spatio-temporel de la thèse dans le bassin versant de l’Austre-Lovénbreen.

⁴ PRISM: “Permafrost Rock Ice and Snow Monitoring” of slopes using terrestrial laser scanning in the Austre Lovén glacier basin (Svalbard).

glaciologiques, nivologiques...) acquises tout au long de cette période qui ont été mobilisées pour répondre à cet objectif.

Un second volet plus ancré dans le programme ANR PRISM se focalise sur les versants. L'objectif est ici d'évaluer succinctement leur contribution aux écoulements durant la période de fonte. En effet, il a été constaté au fil des campagnes printanières que les versants pouvaient être des stocks de neige importants contribuant certainement de manière non négligeable au bilan hydro-glaciologique mesuré à l'exutoire. Grâce à des mesures *in situ* à très haute résolution (LiDAR terrestre) et à l'emploi des Systèmes d'Information Géographique (SIG), nous avons pu quantifier dans un premier temps l'épaisseur du manteau neigeux sur un échantillon représentatif des versants pour deux années à l'enneigement contrasté (2013 et 2014). À l'aide des outils de modélisation, nous nous sommes interrogée sur les facteurs topographiques influençant la répartition spatiale du manteau neigeux dans ces zones souvent escarpées ainsi que sur l'importance relative de ces écoulements issus des versants par rapport à ceux qui sont issus du glacier. Il ne s'agit ici que de décrypter l'apport général en eau des versants. Il est revenu aux hydrologues des différents programmes de recherche de travailler spécifiquement sur les bilans hydrologiques annuels.

Structure de la thèse

Cette thèse est composée de cinq chapitres. Le **chapitre 1** est un état de l'art qui permet de contextualiser la thèse dans sa dimension disciplinaire mais aussi méthodologique. Nous nous concentrons dans ce chapitre principalement sur le bilan de masse glaciaire⁵, sa définition et ses méthodes de mesure. De même la modélisation numérique est abordée selon la dichotomie entre modélisation explicative et prédictive avant d'en considérer les applications pour l'étude des bilans de masse glaciaires. Le **chapitre 2** s'attache à présenter les caractéristiques et particularités géographiques, géologiques et climatiques du site d'étude : le bassin versant de l'Austre Lovénbreen. Les données utilisées dans ce travail de thèse (nivologiques, météorologiques et LiDAR), fruits de nombreuses campagnes de terrain, sont décrites dans le **chapitre 3** au cours duquel nous exposons aussi leurs modalités d'acquisition. Enfin, la préparation de ces données et leur analyse par modélisation explicative y sont discutés étape par étape (de l'analyse exploratoire des données à la validation et l'utilisation du modèle). Les chapitres suivants constituent des chapitres de résultats. Le **chapitre 4** rend compte des résultats obtenus de la modélisation explicative du bilan de masse sur la période 2008-2017. Les variables nivo-météorologiques sont décrites puis testées selon le protocole rigoureux de la modélisation explicative. Les résultats sur le bilan de

⁵ L'état de l'art à propos de l'étude des versants est fait dans le chapitre 5 qui leur est consacré.

masse du glacier Austre Lovén pour la période 2008-2017 sont ensuite comparés à ceux sur la période longue de 1970 à 2017. Enfin, le **chapitre 5** se concentre sur le compartiment encore méconnu du bassin de l'Austre Lovénbreen : les versants. Après un rapide état de l'art sur l'apport de la télédétection et de la modélisation dans l'étude de la neige, les variables topographiques potentiellement explicatives de la distribution du couvert neigeux dans les versants sont décrites. Les résultats de la modélisation sont ensuite analysés et discutés. Pour terminer, une **conclusion générale** fait la synthèse des principaux résultats, et permet de mettre en évidence les limites rencontrées au cours de ce travail doctoral avant de considérer d'éventuelles perspectives de recherche.

Etat de l'art

Les glaciers, sont des formes dynamiques évoluant notamment en fonction des conditions climatiques, que ce soit au Spitsberg comme dans d'autres régions du monde. Leur évolution est généralement qualifiée et quantifiée par l'observation et la mesure de grandeurs physiques, parmi lesquelles, le bilan de masse. Les méthodes de mesure du bilan de masse d'un glacier mais aussi leur analyse par le prisme de la modélisation numérique sont abordées dans ce chapitre. La modélisation numérique, par ses nombreuses facettes qui sont ici décrites, est un outil que nous avons privilégié dans ce travail. Enfin, un état des lieux chiffré des glaciers dans le monde et au Spitsberg sert à montrer leur réponse face aux modifications climatiques contemporaines.

1. Le bilan de masse : définition et méthodes de mesure¹

1.1. Définition

Les glaciers se forment là où les conditions climatiques et topographiques permettent à la neige de s'accumuler pendant plusieurs années et de progressivement se transformer en névé² puis en glace (Hambrey & Alean 2004). Sous l'effet de la gravité terrestre, cette masse de glace ainsi créée flue vers l'aval où les multiples processus d'ablation (perte de neige et de glace) dominent ceux de l'accumulation (gain de neige et de glace). La somme de tous les processus d'accumulation et d'ablation que nous détaillons ensuite permet de déterminer le bilan de masse annuel d'un glacier. Le bilan de masse annuel B_a d'un glacier traduit donc la perte ou le gain de masse total de celui-ci pour une période spécifique (Équation 1), (Benn & Evans 2013).

$$B_a = A - C \quad (1),$$

¹ Les notions définies dans cette sous-partie sont largement documentées dans les ouvrages de référence tels que Lliboutry (1965), Cuffey & Patterson (2010), Cogley et al. (2011) et Benn & Evans (2013), auxquels le lecteur peut se référer.

² « En France, le mot névé désigne à la fois la partie supérieure d'un glacier occupée par la neige de façon permanente, et cette qualité de neige, c'est-à-dire qu'il désigne à la fois le lieu géographique et la substance. Les Allemands distinguent *firnfeld* et *firnschnee*. Les Anglais ont décidé d'appeler *névé* le lieu, *firn* la substance » (Lliboutry 1964).

avec A pour accumulation et C pour ablation. Il est exprimé en $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ et plus généralement utilisé sous la forme de mètres (ou millimètres) équivalent eau (noté m.w.eq pour *water equivalent*). À quelques exceptions près, la plupart des études sur le bilan de masse sont réalisées sur une année hydrologique c'est-à-dire entre le 1^{er} octobre et le 30 septembre de l'année suivante. C'est à l'issue de la saison d'ablation, lorsque la masse du glacier est à son minimum, et avant les premières neiges de l'hiver que le bilan de masse annuel est calculé. Ce dernier peut être subdivisé en un bilan hivernal positif mesuré fin avril avant que la fonte ne démarre et un bilan estival négatif couvrant la période de mai à septembre (Benn & Evans 2013), (Fig. 5). Le bilan de masse annuel du glacier s'écrit alors (Equation 2) :

$$B_a = B_w + B_s \quad (2),$$

avec B_w correspondant au bilan hivernal du glacier et B_s à son bilan estival.

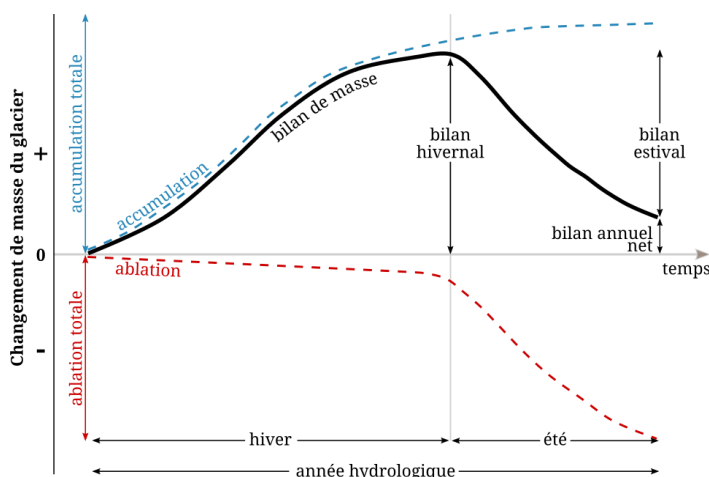


Figure 5 : Cycle annuel d'accumulation et d'ablation montrant les termes de l'équation du bilan de masse (adapté de Cuffey & Paterson 1994).

Le bilan de masse du glacier à la fin de l'année hydrologique peut être positif si le bilan hivernal excède le bilan estival ou négatif si, à l'inverse, le bilan estival est le terme le plus important (Hambrey & Alean 2004). Cela signifie que dans le cas d'un bilan de masse annuel positif, le glacier va augmenter de volume ; son front n'avancera qu'après un laps de temps variable. Inversement, un bilan de masse annuel négatif

se traduira par une perte de volume visible immédiatement, mais aussi par le retrait du front du glacier, qui lui, peut prendre plus de temps en fonction de la dynamique de ce dernier, variable selon sa taille, sa géométrie et la configuration topographique du bassin versant.

Le bilan de masse varie d'un endroit à un autre à la surface d'un glacier. Ces variations tiennent avant tout compte de l'altitude, puisque les plus fortes valeurs d'ablation se trouvent dans la partie basse du glacier tandis que l'accumulation se mesure généralement dans les secteurs les plus élevés. Cela permet de distinguer une région haute du glacier qui gagne de la glace : la zone d'accumulation ($b_a > 0$) ; et une région basse qui perd du volume : la zone d'ablation ($b_a < 0$), (Fig. 6). Généralement, la neige ne fond pas totalement dans la zone d'accumulation, une couverture neigeuse est présente jusqu'à la fin de l'été. À l'inverse, dans la zone d'ablation, la glace se trouve à nu en fin d'année hydrologique. Ces deux zones sont séparées par une ligne où le bilan est nul : la ligne d'équilibre (ELA pour *Equilibrium*

Line Altitude en anglais), (Fig. 6). Selon la valeur du bilan de masse annuel l'étendue de chacune de ces zones peut varier, et donc, avec elle, l'altitude de l'ELA (Cuffey & Paterson 2010).

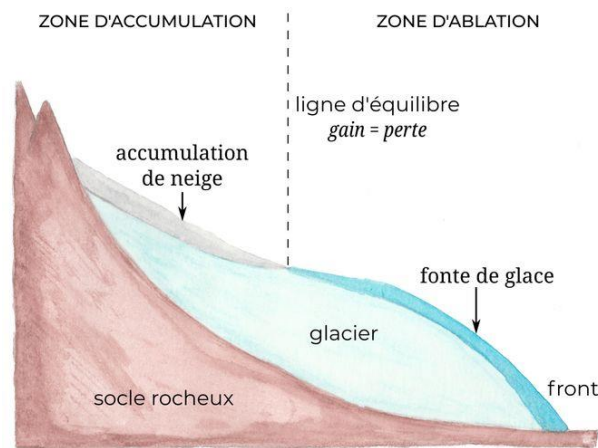


Figure 6 : Profil en long d'un glacier illustrant les zones d'accumulation et d'ablation ainsi que la ligne d'équilibre (adapté de Hambrey & Alean 2004)

1.2. Les facteurs d'accumulation et d'ablation

Un glacier est un système ouvert en constante interaction avec les surfaces qui le délimitent (les interfaces glace/air et glace/roche notamment). La masse de glace qui le forme ne peut changer que *via* des processus d'échanges entre le glacier lui-même et son environnement. Ces échanges sont responsables du gain comme de la perte en glace du glacier. Ce sont majoritairement des échanges de surface qui contrôlent le bilan glaciaire³.

1.2.1. Les processus d'accumulation

Les processus d'accumulation déterminent le gain de masse glaciaire. Les précipitations solides neigeuses sont le principal facteur du phénomène d'accumulation. En effet, elles sont à l'origine du couvert neigeux qui pourra éventuellement se transformer en névé puis en glace. Les précipitations neigeuses sont contrôlées par deux facteurs principaux (Cuffey & Paterson 2010) :

- la teneur en vapeur d'eau dans l'atmosphère sus-jacente. Elle-même dépendante de la température de l'air ;
- une température négative dans la basse atmosphère pour que les gouttes d'eau précipitées en altitude atteignent le sol sous forme de neige.

La température de surface influence fortement ces mécanismes et donc les quantités de neige précipitée. Des faibles températures limitent la teneur en vapeur

³ Dans cette thèse, le terme « bilan de masse » se réfère uniquement au bilan de masse de surface. Les bilans de masse interne ou basal ne sont pas pris en compte ici.

d'eau dans l'atmosphère et donc les précipitations neigeuses. À l'inverse, des températures trop douces ne permettent pas à la neige de se former ce qui entraîne des précipitations pluvieuses. Un juste milieu est donc nécessaire.

À une échelle plus locale, l'accumulation est aussi influencée par des processus de redistribution de la neige, notamment par le vent ou les avalanches. Lorsque le vent est suffisamment fort, la neige peut être soulevée, transportée et redéposée là où la vitesse du vent s'affaiblit, conditionnant de manière non négligeable la répartition du manteau neigeux. De même, dans les bassins versants montagneux et raides, les avalanches peuvent également être une source importante de neige transférée sur le glacier.

Le regel de l'eau issue de la fonte du manteau neigeux ou bien de précipitations liquides⁴ est potentiellement une dernière source d'accumulation. Cela crée une couche de glace soit en surface (nommé glace surimposée ou *superimposed ice* en anglais) soit dans le manteau neigeux. En effet, une couche de glace peut se former successivement à un épisode pluvieux car l'eau précipitée percolant dans un manteau neigeux très froid se refroidit et se transforme en glace avant d'avoir atteint la glace du glacier. Ce processus de regel peut compter pour une part importante en zone d'accumulation dans certaines régions froides comme le Spitsberg (Janssens & Huybrechts 2000).

1.2.2. Les processus d'ablation

Dans le bilan glaciaire, l'accumulation est contrebalancée par des processus d'ablation dont le plus important est la fonte. L'ablation est essentiellement contrôlée par le flux net d'énergie provenant de l'atmosphère et atteignant la surface du glacier. Les facteurs du processus de transfert d'énergie sont la radiation solaire (ondes courtes et longues) et les flux de mélange turbulent de chaleur et de vapeur (flux sensibles et latents) dans l'air à la surface du glacier (cf. encart sur le bilan radiatif).

En théorie, si la température de la glace (ou de la neige) à la surface du glacier est proche du point de fusion (0°C) alors la fonte est proportionnelle au flux net d'énergie disponible (Hock 2005). En général, dans les moyennes et hautes latitudes, la plus grande part d'énergie servant à la fonte est attribuée à la radiation solaire et principalement aux ondes courtes (Arnold *et al.* 2006). Greuell et Smeets (2001) puis Oerlemans et Klok (2002) estiment qu'en été, les ondes courtes contribuent à hauteur de 75 % environ au flux net d'énergie à la surface d'un glacier. Un

⁴ Les précipitations liquides peuvent avoir un double effet. Si le manteau neigeux sur lequel elles tombent vient d'être formé et n'a pas eu le temps de refroidir alors les précipitations liquides « chaudes » peuvent le faire disparaître par « lessivage ». À l'inverse, si le manteau neigeux est déjà bien installé et refroidi, la pluie hivernale n'arrive pas à la base du manteau neigeux et regèle au contact de la neige froide formant ainsi des couches de glace qui contribuent au processus d'accumulation.

contingent moins important est attribué au flux sensible de chaleur et dans une moindre mesure au flux latent (Hock 2005).

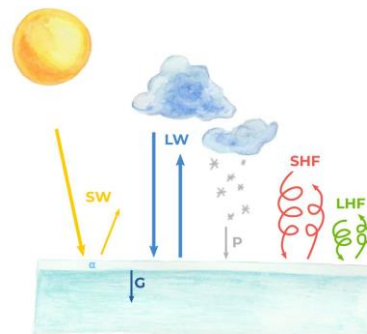
La sublimation⁵ peut également être un mécanisme qui joue un rôle non négligeable dans la fonte notamment dans les régions très froides, sèches et ventées comme l'Antarctique où la température de l'air ne dépasse que très rarement les 0°C (Bintanja 1999). Tout comme le vent peut contribuer au processus d'accumulation, il contribue en même temps à l'ablation en érodant le manteau neigeux. Lorsqu'il est violent, le vent peut également accentuer la sublimation.

Au cours de la période d'ablation, des mécanismes de boucles de rétroaction positives⁶ liés à l'albédo accentuent généralement la fonte avec le temps. En effet, le névé et la glace à découvert absorbent davantage l'énergie solaire que la neige. L'albédo, qui définit la quantité de radiation réfléchie par une surface, est de 0,7 à 0,9 pour de la neige fraîche, ce qui signifie que 70 % à 90 % du rayonnement solaire est réfléchi et ne participe 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. Ainsi, la fonte progressive du manteau neigeux puis de la glace

Le bilan d'énergie de surface (ou flux net d'énergie) décrit les composantes de flux d'énergie vers et depuis la surface de la Terre. Le calcul du bilan d'énergie selon l'équation suivante (Oke & Cleugh 1987) permet de connaître l'énergie disponible à la fonte de la neige ou de la glace. Chaque terme de l'équation correspond à une composante du flux d'énergie entre l'atmosphère et la surface exprimés en $W.m^{-2}$. Par convention, les flux dirigés vers la surface sont positifs tandis que ceux dirigés vers l'atmosphère sont négatifs (Equation 3).

$$F_{net} = SW \downarrow + SW \uparrow + LW \downarrow + LW \uparrow + SHF + LHF + G + P \quad (3)$$

Les abréviations SW *in* et SW *out* représentent les radiation courtes longueurs d'onde qui atteignent (\downarrow) ou quittent (\uparrow) la surface sous l'effet de l'albédo (α). Ce sont les radiations solaires. De même, LW correspond à la radiation grandes longueurs d'onde. Elles sont émises par les éléments du système terrestre, comme la surface de la Terre (LW \uparrow) ou l'atmosphère (LW \downarrow). SHF et LHF se réfèrent respectivement aux flux turbulent de chaleur sensible et latente. G est le flux conductif dans la neige/glace et P est le flux d'énergie apporté par les précipitations (faible voire négligeable).



⁵ La sublimation est la transformation directe d'un corps de l'état solide à l'état gazeux sans passer par l'état liquide, et inversement. Dans un milieu glaciaire, la sublimation permet de passer de l'état de neige ou glace à celui de vapeur d'eau, et inversement de vapeur d'eau à l'état de neige ou de glace.

⁶ Les boucles de rétroaction positive (positive feedback en anglais) conduisent à l'amplification progressive du phénomène car l'effet est lié à sa propre cause.

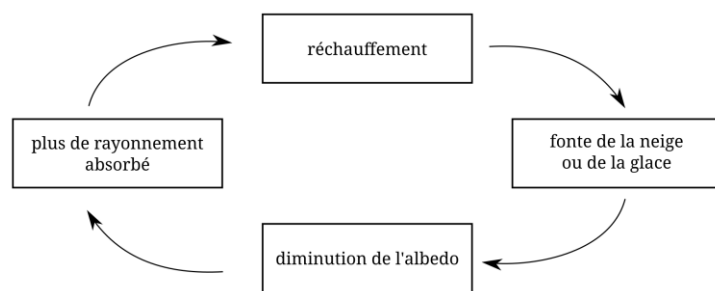


Figure 7 : Boucle de rétroaction positive de la fonte de la neige puis de la glace.

pendant la période estivale est petit à petit accentuée par cette même fonte (Fig. 7), (Oerlemans *et al.* 2009).

C'est le mathématicien Walcher (1773) qui a été l'un des premiers à émettre l'hypothèse que les fluctuations glaciaires pouvaient être causées par

les variations climatiques. En 1887, Finsterwalder et Schunk renforcent cette hypothèse en suggérant une relation étroite entre la température de l'air et l'ablation. Hess (1904) poursuit ces travaux et met en place une expérimentation servant à démontrer que c'est la radiation solaire qui est la source d'énergie la plus importante pour expliquer la fonte. En parallèle des premiers suivis de bilan de masse que nous aborderons plus tard, Ångström (1933) souligne, quant à lui, l'importance de la température, de la radiation et du vent comme facteurs de fonte (dans Hock 2005). Ces premiers travaux seront par la suite étoffés et affinés par les multiples recherches que nous venons de synthétiser.

Chacun des facteurs identifiés précédemment est donc directement lié aux interactions qu'il y a entre la surface du glacier et les conditions atmosphériques. Il est toutefois essentiel de noter que des variations spatiales à l'échelle du glacier sont observables et dépendent notamment de la topographie locale qui peut modifier ces conditions d'interactions (ex : l'ombre, l'exposition au vent, la pente...) et donc le bilan de masse en ce point (noté b_a).

1.3. La mesure du bilan de masse

Il existe plusieurs méthodes pour déterminer le bilan de masse d'un glacier et observer ses changements.

1.3.1. Méthode glaciologique

La méthode glaciologique (ou directe) est la méthode la plus classique et la plus ancienne⁷ utilisée pour déterminer le bilan de masse d'un glacier. Elle consiste à mesurer directement sur le terrain le résultat combiné de l'accumulation (a) et de l'ablation (c) en de multiples points prédéfinis. Il s'agit de comparer la hauteur relative de la glace ou de la neige à la fin de l'année hydrologique avec celle de l'année précédente faite au même moment de l'année. Le bilan de masse annuel en

⁷ La méthode directe est la première méthode d'observation du bilan de masse à avoir été mise en place. Elle a été pour la première fois utilisée en Scandinavie pour l'observation du glacier Storglaciären en Suède en 1946. En 1949, le glacier Storbreen en Norvège est lui aussi étudié selon ce procédé. Ce sont aujourd'hui les deux séries de données de bilan de masse les plus longues.

chaque point de mesure correspond à la différence entre le bilan hivernal (accumulation) et le bilan estival (ablation) soit (Equation 4) :

$$b_a = a - c \quad (4)$$

Une première mesure du bilan hivernal est nécessaire afin d'avoir une estimation précise de la quantité de neige accumulée à la surface du glacier pendant l'hiver. Pour cela, une campagne de carottage est menée à la fin de la saison d'accumulation afin de mesurer l'épaisseur de neige⁸ qui constitue le manteau neigeux. Le bilan hivernal d'accumulation en fin d'hiver est déterminé à partir de l'épaisseur de neige mesurée et de la densité déduite après pesée.

L'ablation, quant à elle, est mesurée à partir d'un réseau de balises implantées profondément dans la glace. À la fin de la saison d'ablation, les émergences des balises sont mesurées. En tenant compte de l'état de surface au moment du relevé (neige ou glace), la perte ou le gain de masse est lui aussi converti en mètres équivalent eau (Fig. 8a).

Ainsi, cette méthode glaciologique permet d'obtenir un ensemble de bilans ponctuels répartis à la surface du glacier (b_a). Ces valeurs d'accumulation et d'ablation peuvent être intégrées directement ou être interpolées afin d'obtenir un bilan de masse annuel du glacier dans sa totalité (B_a).

L'incertitude liée à cette méthode est essentiellement issue de la phase d'interpolation. En effet, de larges erreurs peuvent être générées si le réseau d'échantillonnage (de balises) est trop faible ou bien trop lâche spatialement.

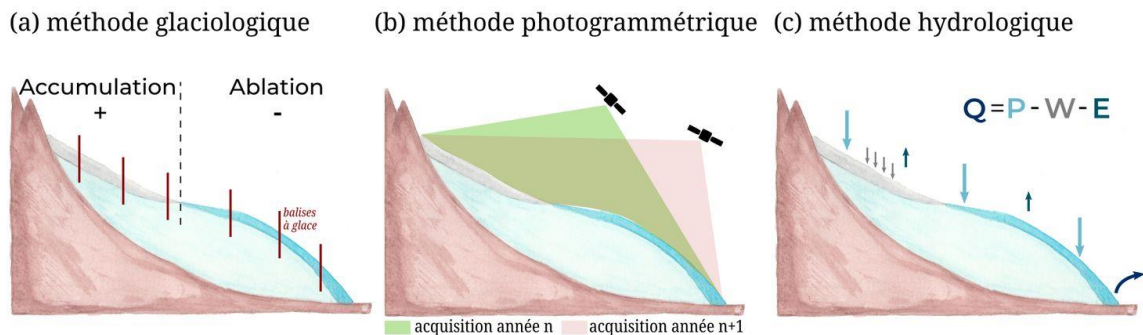


Figure 8 : Méthodes de mesure du bilan de masse d'un glacier (adapté de Griselin & Bernard 2011)

1.3.2. Méthode géodétique ou photogrammétrique

Ce type de méthode consiste à évaluer la variation de masse d'un glacier en fonction des variations altitudinales de sa surface. Il s'agit de comparer à deux dates différentes des changements altimétriques à partir de modèles numériques de

⁸ L'épaisseur de neige est mesurée jusqu'à la présence d'une couche d'impuretés, ou d'un changement de densité, qui témoigne de l'existence du névé de la saison précédente ou de la surface du glacier lui-même en zone d'ablation. Le névé ne doit pas être comptabilisé dans la mesure.

terrain (MNT) acquis par photogrammétrie terrestre ou aérienne, par altimétrie laser aérienne ou satellite ou encore par radar interférométrique satellite (Fig. 8b).

La variation d'altitude (hauteur réelle de glace gagnée ou perdue) obtenue par soustraction de MNT est ensuite multipliée par l'unité de surface du MNT (qui est généralement fonction de la résolution de la source) pour obtenir le volume de gain ou de perte. Ce changement de volume est ensuite converti en changement de masse (en équivalent eau) par l'application de densités moyennes qui dépendent de l'état de surface (neige, névé ou glace) sur différentes parties du glacier.

En comparaison de la méthode glaciologique, la méthode géodétique permet entre autres une meilleure couverture spatiale notamment dans les régions où la topographie est complexe. Bien que coûteuses, les acquisitions de photographies aériennes ou d'images satellites permettent d'étudier le bilan de masse glaciaire dans de vastes régions parfois inaccessibles (Antarctique, Groenland). Cette méthode est aujourd'hui en pleine expansion.

Cependant, il existe des incertitudes liées entre autres à i) la résolution des images utilisées pour générer les MNT (qui ne sont pas toujours optimales), à ii) la difficulté de géoréférencer précisément c'est-à-dire de trouver des points d'amer pour caler les images, mais aussi iii) parce que la densité de la neige ou du névé est généralement peu connue. En raison du coût des campagnes d'acquisition de telles images, la couverture temporelle est souvent insuffisante pour un suivi précis du bilan de masse et de son évolution.

1.3.3. Méthode hydrologique

Cette technique est fondée sur le postulat que l'écoulement Q mesuré à l'exutoire d'un bassin versant glaciaire est déterminé par l'équation suivante (Equation 4) :

$$Q = P - W - E \quad (4),$$

où P représente le volume d'eau apporté par les précipitations sur l'ensemble du bassin (y compris la moraine et les versants), W le volume d'eau stocké sur le glacier sous forme de névé ou de glace, et E le volume d'eau perdu par évaporation.

Les précipitations sont généralement mesurées à partir de stations météorologiques proches ou bien estimées par des modèles climatiques tandis que l'écoulement total est mesuré à l'exutoire par une station de jaugeage. L'évaporation est souvent estimée.

Ainsi, si toutes les autres composantes peuvent être quantifiées alors le bilan de masse B_a peut être déterminé car il s'agit du résidu de l'équation du bilan hydrologique citée précédemment (Fig 8c).

La mise en œuvre de cette méthode s'avère souvent complexe à cause de l'évaluation de certains termes de l'équation. L'évaporation est généralement difficile à quantifier tout comme les précipitations qui peuvent répondre à une

variabilité spatiale importante. Il est aussi très difficile d'avoir la certitude que tous les écoulements sont mesurés à l'exutoire, qu'il n'y a pas présence de sources souterraines ou à l'inverse de zones de rétention. Bien que cette méthode ait été utilisée à de multiples reprises, il est constaté qu'elle a été la plupart du temps utilisée sur des bassins versants où les glaciers avaient une taille inférieure à 10 km² réduisant ainsi les incertitudes liées à la mesure.

1.3.4. Méthode par modélisation des processus

Ce type de méthode regroupe les approches modélisatrices qui permettent d'estimer le bilan de masse d'un glacier ou d'une région. Une partie de ces méthodes se fonde notamment sur le lien étroit existant entre l'atmosphère et la surface du glacier (cf. 1.2) et concerne l'utilisation de modèles couplés entre le glacier et l'atmosphère (Fig. 9). Ces modèles sont capables d'estimer la quantité des précipitations neigeuses mais aussi de tenir compte des vents et de la teneur en vapeur d'eau dans l'atmosphère. L'utilisation de ces modèles permet la simulation de bilans de masse à différents niveaux de complexité (Hock *et al.* 2009 ; Machguth *et al.* 2006 ; Marzeion *et al.* 2012) que nous abordons ensuite (cf. 2).

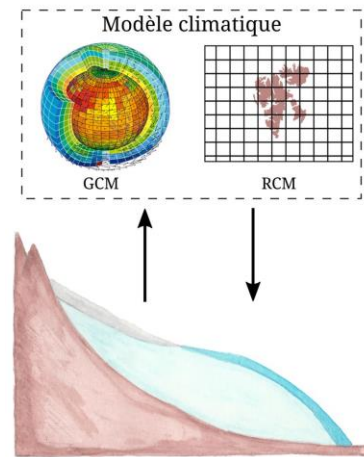


Figure 9 : Méthode d'estimation du bilan de masse par modélisation des processus.

D'autres types de modèles utilisent, quant à eux, l'observation de propriétés physiques du glacier comme l'altitude de la ligne d'équilibre ou le recul du front pour les convertir en bilan de masse glaciaire (Rabatel 2005 ; Lüthi *et al.* 2010).

Pour obtenir une bonne précision, ces modèles ont besoin d'être calibrés. Une limite à cette méthode réside notamment dans le fait que des données d'observation directe (*in situ*) sont nécessaires.

2. La modélisation numérique

2.1. Expliquer ou prédire avec la modélisation : définitions

Les phénomènes étudiés en géosciences sont généralement complexes et peuvent couvrir une large palette des échelles spatiales et temporelles. Dans ce contexte, les modèles jouent un rôle central, puisqu'ils permettent surtout d'expliquer des phénomènes ou de les prédire.

De nos jours, le terme « modèle » se réfère à toute représentation numérique d'un objet d'étude⁹. En géosciences, les modèles numériques représentent généralement

⁹ Jusque dans les années 1960, le terme « modèle » se référait quasi exclusivement à des modèles dits physiques. Ceux-ci avaient la forme de maquettes, de modèles réduits du système physique étudié. Ce

un système naturel et les interactions qui le régissent par le moyen d'équations mathématiques (Bokulich & Oreskes 2017).

Quel que soit le niveau de complexité choisi, tous les modèles construits sont une représentation simplifiée, et souvent idéale, de la réalité. Un système naturel aussi simple soit-il n'est en aucun cas un système clos. Toutes les interactions et tous les compartiments qui le composent ne peuvent être reportés de manière exhaustive dans un modèle numérique. Il y a une part d'abstraction du réel qui est plus ou moins importante en fonction de l'objectif recherché. En conséquence, tous les modèles sont considérés comme faux mais beaucoup peuvent s'avérer utiles. La célèbre phrase du statisticien Box (1978) le résume : « *all models are wrong, but some are useful* ». En effet, les modèles numériques peuvent se montrer très efficaces pour l'étude de phénomènes naturels encore peu compris, par la construction de modèles explicatifs, ou bien pour fournir des prédictions chiffrées fiables grâce aux modèles prédictifs (Murray 2007).

2.1.1. Les modèles explicatifs

Les modèles explicatifs ont pour objectif initial d'aider à comprendre un processus ou le fonctionnement d'un système naturel. La modélisation explicative est souvent utilisée pour la construction et le test de théories. Il s'agit généralement de tester une hypothèse causale en utilisant un socle de règles théoriques préexistantes (Shmueli 2010). Ce type de modèle est historiquement le premier à avoir été largement utilisé puisqu'il constitue un outil essentiel à la compréhension et à l'explication du monde (Murray 2007). Il a d'abord été physique (exemple du modèle géologique des plissements de James Hall en 1815) puis mathématique et numérique à partir des années 1950, suite au développement des outils informatiques.

Ces modèles dits déductifs, reposent sur le postulat clé qu'une ou plusieurs variables de forçages (X dites indépendantes) sont à l'origine des changements d'une variable réponse (Y dite dépendante). Il s'agit ici d'obtenir une représentation simple des processus en jeu en sélectionnant seulement des variables qui résument les mécanismes essentiels et pourraient expliquer le comportement de la variable à étudier (Lane 2010).

Généralement, les modèles explicatifs sont basés sur une approche empirique qui fait appel aux statistiques. Des données d'observations sont récoltées puis éventuellement transformées pour constituer les variables intégrées au modèle. La modélisation permet *in fine* de mettre en évidence les relations potentiellement existantes entre les variables ainsi créées et la variable à expliquer. Ce genre d'approche en fait une méthode fortement dépendante des mesures de terrain ou

type de modèle existe toujours mais il est beaucoup moins utilisé que les modèles numériques (Murray 2002).

de laboratoire qui sont nécessaires pour alimenter en données le modèle (Lane 2010).

Ce type de modèle présente toutefois quelques limites. Puisque certains processus sont intentionnellement omis et que d'autres sont simplifiés dans le modèle explicatif, l'évaluation quantitative de la part de ces processus dans la causalité du phénomène étudié peut s'avérer en partie erronée (Murray 2002). De plus, son caractère empirique et dépendant des données de terrain le rend sensible aux observations individuelles. Une ou plusieurs valeurs qui s'avéreraient exceptionnelles peuvent assez facilement affecter le modèle et donc son interprétation. Enfin, il est à noter que les modèles explicatifs ont généralement de médiocres performances lorsqu'il s'agit de prédire au-delà de l'étendue des valeurs observées sur lesquelles le modèle est basé. Ce genre de modèle est rarement durable dans le temps (peu réutilisable sur une fenêtre temporelle différente) ni transposable dans l'espace sur un autre site d'étude par exemple. Les modèles explicatifs sont peu généralisables en raison, avancement certains, de la formalisation des interactions par les statistiques plutôt que par des processus physiques fondamentaux tels qu'utilisés dans les modèles prédictifs que nous allons aborder ensuite (Lane 2010).

Nombre de ces limites dépendent avant tout de l'utilisation qui est faite du modèle explicatif et de son objectif. Il présente néanmoins les avantages indéniables d'offrir des explications directes et généralement simples de comportements observés du système naturel. Dans certains cas, la modélisation explicative est un préalable à la modélisation prédictive.

2.1.2. La modélisation prédictive

Comme son nom l'indique, la modélisation prédictive est la méthode à privilégier lorsque le but recherché est la prédiction de nouvelles observations (passées comme futures). L'objectif, ici, est de prédire une valeur résultat (Y) servant à la construction de nouvelles observations à partir d'un ensemble de données d'entrée (X) (Shmueli 2010). C'est aujourd'hui le type de modélisation le plus utilisé en géosciences.

Les modèles prédictifs sont construits de manière à reproduire le plus fidèlement et exhaustivement possible un système naturel. Pour y parvenir du mieux possible, il est fondamental d'intégrer au modèle un maximum de processus jouant un rôle dans le fonctionnement du système naturel reconstitué numériquement. Dans ce cas de figure, toutes les échelles spatiales et temporelles sont considérées, du processus ponctuel à celui se déroulant à une échelle synoptique. Un niveau de détail important à tous les niveaux ainsi qu'une quantification fiable de ces processus sont recherchés lors de la construction du modèle prédictif (Murray 2013).

À l'inverse des modèles explicatifs, les modèles prédictifs sont basés sur des théories et des lois physiques stables (Nersessian & MacLeod 2017). Les processus intégrés au modèle sont représentés par des équations mathématiques vérifiées et fiables (Murray 2002). La clé de ce genre de modèle réside dans le fait qu'il est possible de représenter un système dynamique et évolutif, puisque des rétroactions sont prises en compte dans les paramètres du système modélisé (Lane 2010).

La modélisation prédictive, par la simulation de nouvelles données, permet de prédire le comportement de phénomènes ainsi que leur évolution dans le temps. Cette méthode est très largement utilisée pour étudier un système ou des processus là où la donnée est sporadique (spatialement et temporellement) ou inexistante (Nersessian & MacLeod 2017). La modélisation prédictive est d'une grande utilité par exemple en géologie afin de reconstituer des colonnes stratigraphiques passées ou en climatologie pour connaître l'évolution future du climat dans le contexte actuel de changement climatique.

Dans certains cas plus rares, ce type de modélisation permet d'explorer et de comprendre des phénomènes et de justifier des théories. De nos jours, les bases de données caractérisant un système naturel sont de plus en plus conséquentes et riches. Certaines peuvent contenir des relations et des comportements si complexes qu'il est difficile de les formaliser. Dans ce contexte, un modèle prédictif peut permettre de mettre en évidence de nouveaux mécanismes influents ainsi que la formulation de nouvelles générations d'hypothèses qui peuvent éventuellement servir à enrichir des modèles explicatifs. Enfin, de tels modèles permettent de vérifier la pertinence de théories. Une théorie qui s'avérerait erronée, ne permettrait pas de prédire des valeurs « réalistes » (Shmueli 2010).

À l'image du modèle explicatif, le modèle prédictif présente aussi des faiblesses. Étant donné la complexité du modèle créé pour coller le plus possible à la réalité, son maniement n'est pas accessible à tous. Des connaissances très précises des processus physiques régissant le système naturel étudié sont nécessaires. Une fois ces processus et les relations identifiés, il faut les transcrire sous forme d'équations mathématiques et de codes informatiques pour construire le modèle. Généralement, cette construction est le fruit de collaborations entre chercheurs aux compétences complémentaires. Bien que l'objectif soit de créer de nouvelles données, un modèle prédictif ne peut toutefois pas s'affranchir de données d'observations récoltées sur le terrain ou en laboratoire. Parfois, cette donnée est inexistante sur une région ciblée et doit donc être extrapolée depuis des sites susceptibles d'être très éloignés (Schöner & Böhm 2007). De plus, compte tenu de leur niveau de détails, de tels modèles requièrent des temps de calculs extrêmement longs et coûteux. Un compromis est souvent nécessaire entre le temps de calcul et la résolution spatiale des données simulées. Enfin, comme Oreskes (2003) le souligne, un système naturel n'est pas une entité close contrairement aux modèles qui restitueront une représentation simplifiée de la réalité malgré tous les efforts

mis en œuvre pour représenter toute la complexité des processus en jeu et limiter les incertitudes.

2.2. La complexité des modèles et leurs incertitudes

2.2.1. Le degré de complexité

Lorsque l'on cherche à construire un modèle, qu'il soit explicatif ou prédictif, la question de sa complexité doit être posée. Ce niveau de complexité doit être adapté à l'objectif recherché et à la méthode privilégiée. Comme nous l'avons vu précédemment, un modèle explicatif sera très rarement aussi complexe qu'un modèle prédictif. Au sein même de ces deux types de modèles, la complexité peut grandement varier. C'est le cas par exemple entre un modèle de circulation générale multi-échelles qui intègre des dizaines de processus (exemple du modèle CNRM-CM5¹⁰) et un modèle simple (exemple du modèle SPEEDY¹¹).

Le niveau de complexité d'un modèle dépend de trois critères principaux (Murray 2007):

- le nombre de processus intégrés au modèle ;
- le niveau de détails et de réalisme de la représentation du système étudié ;
- les échelles spatiales et temporelles auxquelles les processus sont représentés.

En pratique, il est difficile de combiner dans un seul modèle une bonne capacité d'explication (dit pouvoir explicatif ou *explanatory power*) et une fiabilité des prédictions (Bokulich & Oreskes 2017). Il semblerait que ce soient deux qualités peu compatibles en modélisation. D'un côté, en tentant d'intégrer tous les détails d'une myriade de processus d'un système naturel on limite le pouvoir explicatif et la facilité d'interprétation des résultats, à l'inverse d'un modèle plus simple. De l'autre côté, un modèle extrêmement simple risque de voir sacrifiée sa capacité à faire des prédictions numériques fiables. Oreskes (2003) a nommé ceci le *model-complexity paradox*. Il est donc nécessaire d'ajuster le niveau de complexité afin de trouver le meilleur compromis et construire un modèle adapté à l'objectif fixé (Murray 2007).

La complexité des modèles fait en réalité l'objet d'un large débat entre les « *reductionists* », partisans de modèles complexes, et les « *synthesists* » qui sont en faveur d'une simplification des modèles scientifiques. De nos jours, la tendance générale en géosciences est de tenter d'obtenir des modèles toujours plus complexes et proches du réel. Beaucoup de scientifiques (dont les *reductionists*) considèrent

¹⁰ Le modèle CNRM-CM5 est un modèle développé par le Centre National de Recherches Météorologiques dédié principalement à la réalisation de scénarios climatiques. Ce modèle est constitué de plusieurs modèles qui représentent des compartiments du système Terre (atmosphère - ARPEGE, surfaces continentales - ISBA, glace de mer - GELATO, océan - NEMO, ...) et qui sont couplés.

¹¹ Le modèle SPEEDY est un modèle de circulation générale développé par l'*International Center for Theoretical Physics* qui se base seulement sur quatre variables (la turbulence, la divergence, la température et la pression de surface).

qu'un modèle qui prend en compte les processus à grande échelle permet d'être plus performant et plus représentatif d'une physique dite fondamentale. À l'inverse, d'autres scientifiques, les *synthesists*, considèrent que des systèmes naturels complexes n'ont pas nécessairement besoin de modèles complexes (Bokulich 2013). Pour Paola (2001), le comportement d'un système à une échelle donnée est très certainement dominé par seulement quelques dynamiques clés qui peuvent être synthétisées dans un modèle. Pour eux, l'objectif est de construire des modèles simplifiés nommés *reduced complexity models* (Bokulich & Oreskes 2017).

2.2.2. Les sources d'incertitudes d'un modèle

En modélisation, l'une des principales préoccupations concerne la fiabilité du modèle créé et de ses résultats. S'il s'agit d'un modèle explicatif, met-il en évidence les bons éléments, les bonnes relations entre variables indépendantes et dépendantes ? S'il s'agit d'un modèle prédictif, les données simulées sont-elles cohérentes et fiables ? Les sources d'incertitudes sont nombreuses et inhérentes au processus de modélisation. Elles peuvent être introduites à tous les stades de la construction du modèle.

Une première source d'incertitude provient du choix des processus à intégrer ou non au modèle (Lane 2010). En choisissant une variable plutôt qu'une autre, le modélisateur prend le risque de perdre de l'information. Pour pallier ce dilemme, la stratégie la plus communément utilisée est de tester chaque variable considérée ainsi que leurs combinaisons et de choisir celles qui semblent les plus performantes (cf. chap. 3 - 3.3).

Une fois le choix des processus à représenter dans le modèle fait, il peut s'avérer complexe de les représenter sous forme mathématique. Ces représentations reposent certes sur des lois ou des théories vérifiées mais celles-ci ne sont pas toujours formalisées de manière homogène. Les équations mathématiques représentant ces processus peuvent varier selon les auteurs. Ce sont des « incertitudes de solution » (Lane 2010 ; Bokulich 2013).

Parfois, les liens et relations entre les processus du système naturel étudié peuvent être mal appréhendés ou simplifiés. Ils peuvent être partiellement, voire pas du tout, représentés dans le modèle ce qui est aussi une source d'incertitude. Ces incertitudes sont dites structurelles. Par exemple, dans un modèle climatique global, l'océan peut être considéré comme un contributeur passif aux processus atmosphériques. Dans ce cas, l'océan est une source d'humidité pour l'atmosphère mais ne répond pas aux dynamiques et évolutions de ce dernier. Dans la réalité, l'océan a une grande capacité d'absorption de chaleur et répond très lentement aux processus atmosphériques (son réchauffement par exemple). La passivité de l'océan dans un modèle climatique général est donc acceptable si le pas de temps étudié est relativement faible pour qu'il soit considéré comme une entité stable (Lane 2010).

Pour pouvoir être modélisés, les systèmes naturels font l'objet d'interprétations et de représentations qui génèrent systématiquement des incertitudes. Ces dernières peuvent être accentuées par d'autres sources d'incertitudes qui sont extérieures à la construction du modèle. Elles peuvent, par exemple, provenir des données qui sont utilisées dans le modèle. En effet, il est possible que ces données comportent des erreurs provenant de la mesure elle-même (enregistreur défaillant, anomalie...), (Uusitalo *et al.* 2015, Walker *et al.* 2003). De plus, une source d'incertitude peut également provenir des variations naturelles du système étudié qui change avec le temps et dans l'espace (Uusitalo *et al.* 2015). Enfin, le jugement subjectif de l'utilisateur peut aussi engendrer des incertitudes quant aux sorties de modèles et à leur interprétation par exemple (Walker *et al.* 2003).

Les incertitudes liées à la modélisation sont globalement difficiles à quantifier et impossibles à éliminer. Il est donc nécessaire d'être conscient de leur provenance ce qui permettra au modélisateur de faire des choix réfléchis et justifiés pour prendre en compte et minimiser ces incertitudes.

2.3. La modélisation des glaciers et leur bilan de masse

Comme dans beaucoup de champs disciplinaires des géosciences, la modélisation est aussi largement utilisée en glaciologie. Les modèles servent à comprendre le lien étroit existant entre les glaciers et leur environnement (finalité explicative). Ils permettent également de reconstituer les comportements passés des glaciers mais aussi de prédire leurs dynamiques futures dans un contexte de bouleversement climatique (finalité prédictive). Les modèles servent notamment à la compréhension des variations spatiales et temporelles du bilan de masse glaciaire. Ils peuvent permettre de qualifier et quantifier des interactions ou des processus en jeu.

L'utilisation de la modélisation numérique appliquée aux bilans de masse glaciaires a commencé dans les années 1960 puis a explosé avec l'utilisation croissante des ordinateurs. D'une manière générale, la glaciologie a suivi la tendance vers une complexification des modèles comme cela est aussi observé dans la plupart des disciplines de géosciences. Les modèles prédictifs dominent incontestablement le panorama des modèles en glaciologie bien que quelques modèles explicatifs soient tout de même utilisés.

2.3.1. Les modèles explicatifs au service de la compréhension du bilan de masse

Les modèles explicatifs en glaciologie sont essentiellement des modèles statistiques. Ils ont permis la mise en évidence de liens entre le climat et le système glaciaire ou encore la comparaison des caractéristiques spatiales et temporelles du bilan de masse entre glaciers. Les modèles explicatifs ont aussi été mobilisés pour vérifier des hypothèses et ont encouragé le transfert de modèles pour la reconstitution de bilans de masse passés ou futurs à d'autres glaciers en apportant des preuves de dynamiques communes.

2.3.1.1. L'étude spatio-temporelle des bilans de masse

L'une des premières utilisations significatives de la modélisation explicative date de 1974. Lliboutry a alors utilisé la modélisation statistique pour mieux comprendre la répartition spatio-temporelle du bilan de masse et ainsi tenter de réduire le travail de terrain dédié à sa mesure. Le modèle créé par Lliboutry permet de séparer ce qui dépend uniquement du lieu de ce qui varie avec le temps ; la fluctuation de ce dernier terme est la même pour tout le glacier. Il montre qu'il est inutile d'échantillonner tout le glacier, et qu'un secteur bien choisi apportera autant de renseignements sur l'évolution du bilan de masse au cours du temps que la totalité du glacier.

En 1980, Reynaud utilise et étend le modèle linéaire de Lliboutry (1974) pour pouvoir s'affranchir de l'influence géographique et ainsi comparer les bilans de masse de dix différents glaciers des Alpes (et non des balises à glace). Son étude montre une forte homogénéité dans la variabilité temporelle des bilans de masse étudiés. Cette méthode sera reprise et transposée à l'étude des bilans de masse dans quatre régions de l'hémisphère nord (Letréguilly & Reynaud 1990). Il a été montré que pour des régions séparées d'une distance supérieure à 500 km, il n'y a plus de similarités observées dans les variations interannuelles voire décennales du bilan de masse.

La modélisation statistique explicative a été aussi utilisée par Kuhn (1984) pour réaliser une classification climatique des glaciers. Il s'est appuyé sur l'étude de la variation à long terme du bilan de masse de plusieurs glaciers dans le monde appartenant à divers climats. De même, l'étude de Letréguilly (1990) sur les glaciers de l'hémisphère nord appuie la nécessité d'une classification des glaciers et de leur climat en tenant compte de leur distance d'une source d'humidité importante.

2.3.1.2. La mise en évidence des relations entre le climat et le bilan de masse

Comme nous le voyons par la suite, les modèles prédictifs basés sur des lois physiques sont certes très puissants et utiles mais ils reposent sur une paramétrisation, une simplification, et sur des hypothèses pointues concernant le lien entre les données météorologiques (variables indépendantes explicatives) et le bilan de masse (variable dépendante à expliquer). Afin de mieux qualifier et quantifier ces liens, la modélisation statistique explicative représente un outil attractif et préalable. De plus, il s'agit d'une méthode alternative intéressante lorsque des données d'entrée du modèle prédictif sophistiqué ne sont pas disponibles (par exemple l'albédo, la radiation...).

La modélisation explicative la plus utilisée pour mettre en évidence les relations entre le climat et le bilan de masse de glaciers se sert essentiellement des outils statistiques. Les premières études qui ont employé ces méthodes et notamment les régressions statistiques multivariées ont été initiées à la fin des années 1970 par Young (1977), Martin (1978) ou encore Tangborn (1980). Chacun de ces auteurs s'est attaché à mettre en évidence les liens existants entre des variables climatiques

(essentiellement les températures et les précipitations annuelles) et le bilan de masse dans les Rocheuses d'Amérique du Nord et les Alpes européennes.

À l'image de Letréguilly (1988) ou de Lefauconnier et Hagen (1990), les variables indépendantes testées ont été étoffées et précisées selon les études. Plutôt que d'étudier des valeurs annuelles, les auteurs se sont de plus en plus intéressés à des périodes clés comme la période de fonte ou d'accumulation plus spécifiquement.

Depuis, les modèles explicatifs ont été largement utilisés et adaptés dans leur forme et leur application géographique comme le Canada ouest (Letréguilly 1988), le Svalbard (Lefauconnier et Hagen 1990 ; Lefauconnier *et al.* 1999), la Norvège (Trachsel & Nesje 2015) et les Alpes (Vincent et Vallon 1997; Torinesi *et al.* 2002; Zekollari et Huybrechts 2018). La vaste majorité de ces études souligne l'importance des températures d'été et des précipitations hivernales pour expliquer les tendances observées du bilan de masse des glaciers considérés.

La modélisation explicative est peu utilisée en glaciologie pour justifier de nouvelles théories (cf. Chap.1 - 2.3.1). Cela vient du fait que les facteurs majeurs affectant le bilan de masse d'un glacier sont plutôt bien connus aujourd'hui. En réalité, les modèles explicatifs sont avant tout une première étape avant la modélisation prédictive (reconstruction ou simulation future), puisqu'ils permettent de calibrer le modèle construit avec des variables indépendantes adaptées.

2.3.2. La modélisation prédictive pour la reconstruction des bilans de masse.

La modélisation prédictive des bilans de masse joue un rôle essentiel en glaciologie car la fonte des glaciers est étroitement liée à des problématiques de ressource en eau à une échelle régionale, ou d'augmentation du niveau des océans à une échelle globale. La modélisation prédictive, par le développement d'une large variété de modèles depuis quelques décennies, permet notamment d'évaluer la réponse des glaciers à une quelconque modification du climat.

2.3.2.1. Les modèles de régression

Afin d'étudier les fluctuations glaciaires, les régressions linéaires ont rapidement montré leur efficacité pour prédire les bilans de masse passés ou futurs. C'est dans les années 1980, lorsque les mesures glaciologiques (ou directes) de bilans de masse étaient seulement disponibles pour 20 ou 30 années, que l'utilisation des modèles de régression s'est répandu. Ils permettaient d'élargir la fenêtre temporelle de l'étude des bilans de masse.

Dans ce genre de modèle prédictif, les coefficients de régression peuvent être interprétés comme un indice de sensibilité du bilan de masse aux facteurs climatiques considérés. De même, le coefficient de corrélation renseigne en quelque sorte sur la qualité de la relation entre le climat et le bilan de masse (Braithwaite 2006). Comme évoqué précédemment, un modèle prédictif est souvent calibré par un modèle explicatif préalable qui permet de sélectionner les variables les plus pertinentes.

La forme du modèle (de l'équation de régression) utilisé peut différer en fonction du site d'étude, des données disponibles ou de l'objectif fixé. En revanche, il y a de manière quasiment immuable la présence d'une variable de température. Young, en 1970, a construit un modèle de régression utilisant les températures des mois de juin, juillet et août pour reconstituer 40 ans de bilan de masse du glacier Peyto (Canada). Chen (1990) a utilisé la même méthode pour l'appliquer au glacier du Rhône (Suisse), de même que Greuell (1992) qui, lui, a ajouté les mois de mai et de septembre en les pondérant de 0,5 par rapport aux mois d'été, car jugés secondaires. Souvent, les précipitations sont elles aussi considérées sur une partie de l'année comme les mois d'accumulation de neige d'octobre à mai (Young 1970, Letréguilly 1988). Chen (1990), quant à lui, a utilisé les précipitations annuelles. Ce genre de combinaison a permis entre autres à Tangborn (1980) de reconstruire 100 ans de bilans de masse d'un glacier d'Amérique du Nord.

Beaucoup de variations des termes de l'équation de régression ont été proposés dans la littérature. Lefauconnier (1990) par exemple, a intégré le rayonnement à la régression linéaire ce qui lui a servi à reconstituer 70 ans de bilan de masse de l'Austre Brøggerbreen (Svalbard). Nicolussi et Patzelt (1996) a construit un modèle de régression à partir des cernes d'arbres¹².

Toutefois quelques critiques peuvent être émises face à l'utilisation des modèles de régression lorsque l'objectif est la prédiction de données de bilan de masse glaciaire. Tout d'abord, cette méthode est une description approximative de la réalité qui est beaucoup plus complexe. Le modèle de régression est une simplification de seulement quelques processus en jeu dans l'explication réelle du bilan de masse. Des processus comme l'albédo ou la vitesse du vent ne sont généralement pas pris en compte. De plus, les variations de bilan de masse dans le temps et dans l'espace ne sont pas appréhendées par de tels modèles. Enfin, comme il a été énoncé précédemment, les modèles de régression peuvent rarement être transposés à d'autres glaciers ou d'autres périodes car les facteurs influençant le bilan de masse glaciaire varient d'un endroit à un autre (différences d'orientation, d'altitude...). C'est un problème récurrent dans toutes les disciplines qui font appel à ce type de modélisation (Braithwaite 2006).

Ces faiblesses ont été particulièrement mises en évidence par une succession d'études sur le glacier de Surene (Martin 1974, Vincent 1997 puis Torinesi 2002) dont l'objectif initial était de reconstituer les bilans de masse de ce glacier à partir des données de la station météorologique de Lyon-Bron (soit à plusieurs centaines de kilomètres). En effet, Vincent (1997) puis Torinesi (2002) ont montré que la prédiction par régression linéaire selon la méthode initiale de Martin (1974) était très dépendante de la période de calibrage utilisée par ce dernier et qu'elle peut

¹² Les cernes d'arbres sont considérés comme des indicateurs du climat passé. Ils sont utilisés pour des reconstructions temporelles.

donc difficilement être transposée temporellement. Vincent (1997) a amélioré le modèle de Martin en prenant en compte l'évolution de l'albédo du glacier ce qui a rendu le modèle plus stable dans le temps.

2.3.2.2. *Les modèles de fonte*

Comme nous l'avons vu en introduction de ce chapitre, le bilan de masse d'un glacier est la résultante de l'accumulation et de l'ablation. Hormis dans le cas de modèles de régression, les modèles prédictifs reposent sur la représentation physique complexe des processus contrôlant le bilan de masse. De fait, il s'agit de modéliser le plus précisément possible les mécanismes régissant d'accumulation et d'ablation pour pouvoir prédire de manière fiable le bilan de masse.

Or, il s'avère que la modélisation de l'accumulation est compliquée parce qu'il n'y a pas que les précipitations directes à représenter dans le modèle. Des processus secondaires peu prévisibles et encore mal appréhendés interviennent de manière plus ou moins importante dans le bilan d'accumulation (redistribution par le vent, avalanches, regel...). Les turbulences sont modélisables statistiquement et la manière dont la topographie influence le dépôt ou l'érosion de la neige est bien connue mais leur dynamique temporelle est encore difficile à modéliser car peu stable et les résultats peuvent rapidement s'éloigner de la réalité (Mercer 2018). La modélisation fiable de ces processus est un enjeu crucial actuellement. De nombreux modèles de bilans de masse reposent finalement sur des modèles d'accumulation très simplifiés voire sur des données de terrain (Oerlemans et Fortuin 1992; Oerlemans *et al.* 2009).

À l'inverse du processus d'accumulation, l'ablation semble plus simple à modéliser car elle est très fortement corrélée à l'énergie disponible en surface du glacier (cf. Chap. 1 - 1.2.2). Les modèles d'ablations (modèles de fonte) varient en complexité entre les modèles de bilan d'énergie de surface ou les modèles de degrés-jours plus simples.

Les modèles de bilan d'énergie de surface

Les modèles de bilan d'énergie de surface (ou *surface energy balance models*) utilisés pour prédire les bilans de masse sont basés sur une approche physique qui prend en compte les flux énergétiques entre la surface du glacier et l'atmosphère. Cela repose sur le principe de base que tout surplus d'énergie à l'interface entre la surface du glacier et l'air est utilisé immédiatement pour la fonte. Dans ce modèle, les flux sont forcés par des données météorologiques : la vitesse du vent en surface, la température de surface, l'humidité, la couverture nuageuse ou encore les précipitations. Les équations de bilan d'énergie utilisées pour calculer la fonte peuvent varier en fonction des auteurs mais elles ont généralement une base commune qui comprend les flux d'ondes courtes et longues, ainsi que les flux d'énergie sensible et latente (cf. encart 1.2.2). Une fois les données d'ablation simulées, le calcul du bilan de masse peut être fait (cf. équation 1 - 1.1).

De nombreuses études ont montré l'efficacité de tels modèles pour la simulation de données de bilan de masse (Munro 1991, Oerlemans & Fortuin 1992, Klok & Oerlemans 2002). Toutefois, il est essentiel d'avoir des mesures de bilan énergétique complètes or celles-ci sont rarement disponibles ou bien seulement sur de courtes périodes. Cela s'explique par des difficultés à obtenir ces données car les instruments de mesure des variables du bilan (radiation, flux de chaleurs...) sont volumineux, onéreux et requièrent une maintenance fréquente. Leur installation n'est pas possible partout.

Pour une application à de plus vastes régions et sur des périodes temporelles plus longues, les contraintes de mesure sont fortes (accessibilité, durabilité...), et des approches simplifiées sont nécessaires. Des méthodes de calcul du bilan énergétique à partir d'observations météorologiques standards ont été développées et appliquées à de nombreuses études par l'utilisation notamment des modèles de degrés-jours.

Les modèles de degrés-jours

Ces modèles de degrés-jours (ou *degree-day models*) ont également été largement utilisés pour prédire les bilans de masse et notamment leur réponse au changement climatique (Braithwaite & Zhang 2000, Schneeberger *et al.* 2001). Contrairement aux modèles complexes de bilan d'énergie, ils ne prennent en compte que la relation entre l'ablation et la température de l'air. Cette méthode est une simplification de l'approche par bilan d'énergie et repose sur l'équation (5) suivante pour prédire l'ablation (N) :

$$N = \beta T_{pdd} \quad (5),$$

Ici, β est le facteur de degrés-jours (en mm.weq par jour par kelvin) et T_{pdd} est la somme de toutes les températures moyennes journalières positives (en °C) sur la période étudiée. Le facteur de degré-jours est une constante qui doit être calculée à partir de quelques données *in situ* d'ablation et de températures.

C'est la méthode la plus utilisée en modélisation prédictive du bilan de masse, puisqu'elle utilise des données de températures qui sont, en général, facilement produites et accessibles (Hock 2003). À l'échelle d'un bassin glaciaire, ce type de modélisation offre des performances équivalentes au modèle d'énergie de surface plus complexe à utiliser (Rango & Martinec 1995). La robustesse de cette méthode vient du fait qu'il y a généralement une très forte corrélation entre la température et les composantes de l'équation du bilan d'énergie (Braithwaite & Olesen 1989).

Cette méthode présente deux avantages par rapport au modèle de bilan d'énergie : elle est moins coûteuse en calculs, et elle nécessite beaucoup moins de variables car elles sont toutes synthétisées par le facteur de degrés-jours.

2.3.2.3. Les modèles atmosphériques régionaux ou globaux

Lorsque l'intérêt d'une étude se porte sur l'ensemble des glaciers d'une région, voire du globe, les modèles cités précédemment deviennent difficilement utilisables (temps de calculs, disponibilité des données...). Dans ce cas, il est préférable d'utiliser des modèles atmosphériques qui sont couplés aux modèles glaciologiques.

La palette de modèles atmosphériques est large. Ces modèles à base physique simulent les dynamiques de l'atmosphère, les transferts radiatifs et les échanges d'énergie entre l'atmosphère et la surface de la Terre. Ces modèles sont utilisés pour des prédictions à court terme comme à très long terme (d'un pas de temps horaire à plusieurs siècles).

Les interactions entre la cryosphère et l'atmosphère sont nombreuses car les caractéristiques thermiques, hydrologiques, radiatives, voire topographiques, influencent fortement l'atmosphère. À l'inverse, l'atmosphère contrôle le bilan de masse et d'énergie de la cryosphère. Ainsi, il est possible de prendre en compte la composante glaciaire (son bilan de masse) dans les modèles atmosphériques. Cela permet donc les études de changements de bilan de masse glaciaire en rapport à des conditions climatiques changeantes.

Parmi ces modèles, il existe les modèles dits de circulation générale atmosphérique¹³ (GCMs) qui sont très largement utilisés. La résolution spatiale de ces modèles est de l'ordre de 200 à 300 km. Ces modèles peuvent calculer la dynamique des flux entre la surface et l'atmosphère et permettre ainsi de quantifier le bilan de masse de glaciers. La cryosphère étant globalement concentrée en certaines zones du globe, les modèles de circulation régionale (RCMs) sont souvent préférés. La résolution spatiale des RCMs est généralement plus fine que celle des modèles généraux. Ce genre de modèle est réservé aux prédictions de bilan de masse pour des régions entières où les glaciers sont très présents (par exemple le Groenland et l'Antarctique). Le temps de calcul pour ces modèles complexes est très important et leur construction puis leur utilisation sont difficilement accessibles.

Les travaux de Oerlemans et Fortuin (1992) puis Oerlemans (1993) sont pionniers en la matière. Ils ont utilisé pour la première fois un modèle couplé glacier-climat pour reconstituer des bilans de masse afin de mesurer la sensibilité des glaciers au climat et d'estimer leur contribution à l'augmentation contemporaine du niveau des océans (IPCC 1996 et 2001). Zuo et Oerlemans (1997) ont ensuite calculé l'évolution de la contribution de la fonte des glaciers à l'augmentation du niveau des océans depuis 1865. Des prédictions futures ont également pu être réalisées à partir de ces modèles sophistiqués (Van de Wal et Wild 2001; Marzeion *et al.* 2012).

¹³ Les modèles de circulation générale atmosphérique sont des modèles qui reposent quasi exclusivement sur des principes physiques. Certains sont couplés à des modèles généraux de circulation océanique utilisés pour des simulations du système couplé océan – atmosphère.

3. L'observation des glaciers : état des lieux et résultats

3.1. Le retrait glaciaire : une tendance globale

En ce début de XXI^e siècle, la glace de glaciers couvre environ 10 % de la surface des terres émergées de la planète (Hambrey & Alean 2004). La grande majorité de cette glace (96 %) constitue les grandes calottes glaciaires de l'Antarctique et du Groenland. Les 4 % restants existent ailleurs sous la forme de plus petites calottes glaciaires ou de glaciers localisés dans les hautes latitudes ou dans les régions montagneuses. L'étude de la distribution mondiale des glaciers¹⁴ montre qu'ils sont essentiellement concentrés dans l'hémisphère nord du globe (Fig. 10). Cette distribution est très liée à la combinaison de conditions favorables de précipitations, de températures et de topographie.

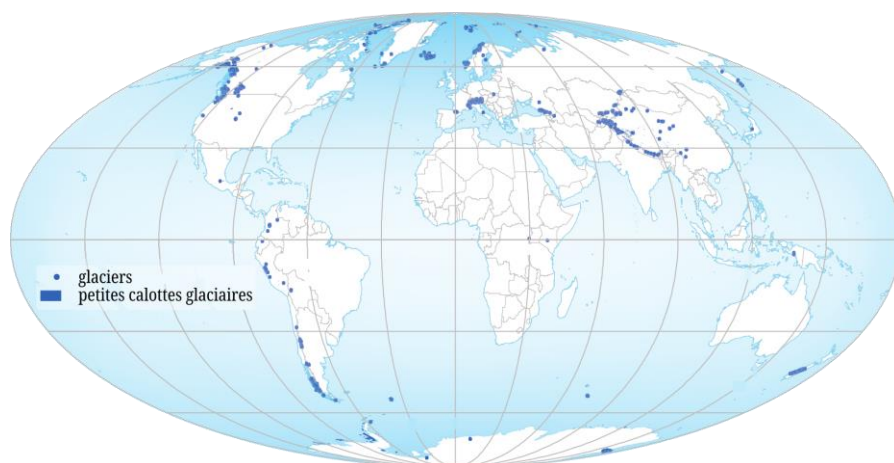


Figure 10 : Distribution des glaciers et calottes glaciaires sur la planète (adapté de WGMS 2020)

Le *Randolph Glacier Inventory*¹⁵ (version 3.2) a permis de compiler les limites d'environ 200 000 glaciers dans le monde. Avec une taille pouvant être comprise entre quelques kilomètres à plusieurs centaines de kilomètres carrés, leur couverture spatiale atteindrait $730\,000\text{ km}^2 \pm 34\,000\text{ km}^2$ (Pfeffer *et al.* 2014).

L'étude des longues séries temporelles de mesures glaciaires, qui sont, quant à elles, rassemblées par le *World Glacier Monitoring Service* (WGMS)¹⁶, permettent d'observer les changements importants de longueurs et de volumes de quelques

¹⁴ Ici comme dans les études citées ensuite, les valeurs mentionnées ont été calculées en excluant les grandes calottes glaciaires de l'Antarctique et du Groenland mais en incluant les glaciers à leur périphérie.

¹⁵ Le *Randolph Glacier Inventory* (RGI) est un inventaire mondial des limites des glaciers du monde. Il fait partie de la base de données GLIMS (*Global Land Ice Measurements from Space*). Le RGI réunit depuis 2012 des données issues d'acquisitions satellites. Dans cet inventaire, peu de descriptions accompagnent les limites des glaciers puisque la priorité a été donnée à l'amélioration de la couverture spatiale. Cette base de donnée est un atout important pour les études à une échelle globale.

¹⁶ Le *World Glacier Monitoring Service* (WGMS) collecte auprès des institutions partenaires des données des fluctuations glaciaires mesurées dans le monde avant de les mettre à disposition sur internet. Bien qu'à l'origine la base de données ne recensait que les variations du front des glaciers observés, elle rassemble depuis les années 1940 des données de bilan de masse annuel issues de mesures directes. Plus récemment, les mesures géodétiques de bilan de masse ont été ajoutées. Les bases de données du RGI et du WGMS sont considérées comme complémentaires.

glaciers du monde. Il y a des signes incontestables d'une rapide modification du climat planétaire. Le retrait glaciaire, qui en est la preuve la plus visible, concerne la grande majorité des glaciers depuis la fin du dernier maximum glaciaire des XVIII^e et XIX^e siècles (Haeberli 2004).

En effet, en réaction à une modification du climat, le glacier ajuste sa géométrie. Dans le contexte de réchauffement actuel, les glaciers sont en recul. Ce recul total visible essentiellement au front du glacier se mesure en centaines de mètres pour les glaciers les plus petits, ou en kilomètres pour les plus gros glaciers. Annuellement, bien que la modification du volume du glacier soit immédiate, la modification du front est, quant à elle, plus lente car le recul est généralement contrebalancé par l'écoulement du glacier.

La surface occupée par un glacier varie inévitablement elle aussi. Les études menées sur ce sujet révèlent que la surface totale englacée diminue dans toutes les régions du globe. Une tendance à l'accélération de la perte en glace a été constatée ces dernières années. Plus de 600 glaciers ont été rapportés comme disparus mais leur nombre est certainement bien plus important (IPCC 2013).

La diminution moyenne de la longueur et de la surface des glaciers est la traduction d'un cumul de bilans de masses principalement négatifs. Toutes les régions du monde ont enregistré une perte de masse glaciaire au cours des cinq dernières décennies. Entre 1946 et 2006, le bilan de masse glaciaire moyen à l'échelle globale a été de $-0,35$ m.weq par an soit une perte de glace moyenne cumulée d'environ 21 m.weq (Zemp *et al.* 2009). Cela représente une perte très importante, puisque l'épaisseur moyenne des glaciers est estimée entre 100 et 180 m (Zemp *et al.* 2009). Cette tendance n'a pas toujours été uniforme dans le temps. Entre 1940 et 1960, le bilan de masse moyen était de $-0,40$ m.weq par an. Une perte en glace moindre a été enregistrée entre 1970 et 1980 avec un bilan de masse moyen de seulement $-0,20$ m.weq par an. À partir de 1990, la tendance vers des bilans de masse toujours plus négatifs s'est renforcée : $-0,47$ m.weq par an entre 1990 et 2000 pour atteindre $-0,54$ m.weq par an entre 2000 et 2010 (Zemp *et al.* 2015), (Fig. 11).

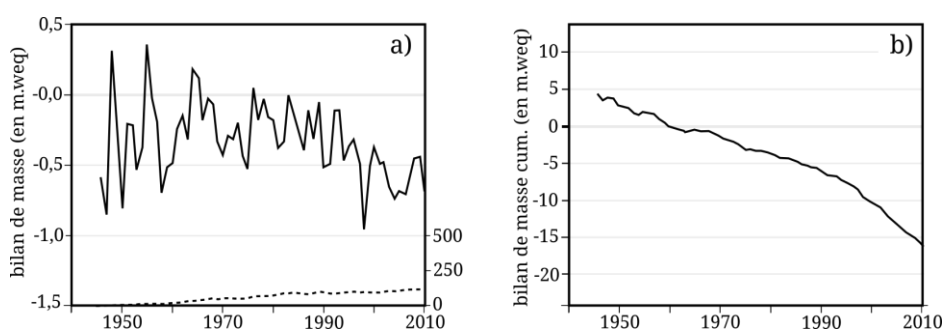


Figure 11 : Evolution de (a) la moyenne des bilans de masse des glaciers du globe (par mesure glaciologique) et (b) du bilan de masse cumulé. La ligne pointillée correspond au nombre de mesures glaciologiques (axe secondaire), (adapté de Zemp *et al.* 2015, source : WGMS).

Les mêmes tendances sont observées à une échelle plus régionale malgré quelques nuances. En effet, dans les régions des Andes, du Svalbard et des basses latitudes, ce sont généralement des bilans de masse glaciaires négatifs qui sont enregistrés mais il n'y a pas de tendance claire vers des bilans de masse encore plus négatifs (Zemp *et al.* 2015).

Une situation inverse est observée dans les Alpes. Bien que les périodes de références ne soient pas strictement identiques à celles de l'étude de Zemp *et al.* (2015), on note que les glaciers ont perdu environ 50 % de leur volume entre 1850 et 1975. Entre 1975 et 2000 ce sont 25 % supplémentaires de glace qui ont disparu et encore 10 à 15 % depuis 2000 (Haeberli *et al.* 2007). Le même constat est fait dans l'Himalaya. Une tendance vers des bilans de masse de plus en plus négatifs s'observe depuis les années 1980 dans ces autres régions du globe.

3.2. Evolution contemporaine des glaciers du Svalbard

L'archipel du Svalbard contient plus de 1 500 glaciers qui couvrent environ 34 000 km² soit 57 % de la surface du territoire (Schuler *et al.* 2020). Toutefois, ce chiffre n'illustre pas la diversité des glaciers présents.

La mesure glaciologique (ou directe) du bilan de masse au Spitsberg a commencé dès les années 1960 pour un certain nombre de glaciers. Le réseau de mesures s'est étoffé avec le temps, malgré des interruptions de suivis. Les plus longues séries d'enregistrements continus au Svalbard, mais aussi en Arctique, concernent les glaciers de l'Austre Brøggerbreen et du Midtre Lovénbreen dans la région du Kongsfjorden près de Ny-Ålesund. Pour ces petits glaciers, les mesures glaciologiques de bilan de masse ont débuté en 1967 sous la responsabilité de l'Institut Polaire Norvégien¹⁷. Le premier glacier de calotte à avoir été suivi à partir de 1987 est le Kongsvegen, un large glacier à front marin dans la même région. Depuis 1988, le Hansbreen, un autre glacier à front marin est suivi par des chercheurs polonais dans le sud de l'archipel (Dallmann 2015).

Les séries temporelles de bilan de masse combinées à l'étude de photographies aériennes et des cartes, qui permettent de reconstituer les limites passées des glaciers, montrent que la grande majorité des glaciers du Svalbard sont dans une dynamique de retrait depuis les années 1920. Avec des études morphologiques cette datation remonte même à la fin du Petit Âge Glaciaire quelques décennies auparavant (Werner 1993, Hagen *et al.* 2003). Sur la période 2000-2019, Schuler *et al.* (2020) estiment une perte moyenne totale de masse glaciaire de $8 \pm 6 \text{ Gt}^{18}$ par an soit environ $0,24 \text{ m.weq.a}^{-1}$.

¹⁷ Institut polaire norvégien ou *Norwegian Polar Institute* ou *Norsk Polarinstitutt* (NPI).

¹⁸ Cette valeur correspond à la moyenne.

Depuis 1967, les bilans de masse mesurés des glaciers de l'Austre Brøggerbreen et du Midtre Lovénbreen ont été systématiquement négatifs à quelques exceptions près (1987, 1991 et 2014). Entre 2000 et 2012, ces glaciers ont perdu en moyenne 0,5 m.weq de glace par an. Les relevés de bilans de masse glaciologiques mettent en évidence une perte annuelle de glace importante pour les petits glaciers (< 10 km²), (Fig. 12a).

À l'inverse, les grands glaciers (> 50 km²) comme le Kongsvegen ont une variabilité plus marquée avec une alternance de bilans de masse positifs et négatifs (Fig. 12b). Sur la période 2000-2012, le Kongsvegen a perdu en moyenne 0,16 m.weq de glace par an. Cette différence avec les glaciers de vallées précédents vient essentiellement du fait que leur amplitude altitudinale est différente. En effet, le Kongsvegen a un bassin d'accumulation plus vaste et plus haut en altitude ce qui lui permet de compenser plus facilement la perte en glace, car les précipitations qui seraient liquides ailleurs, sont solides en altitude et contribuent à une accumulation plus importante (Schuler *et al.* 2020).

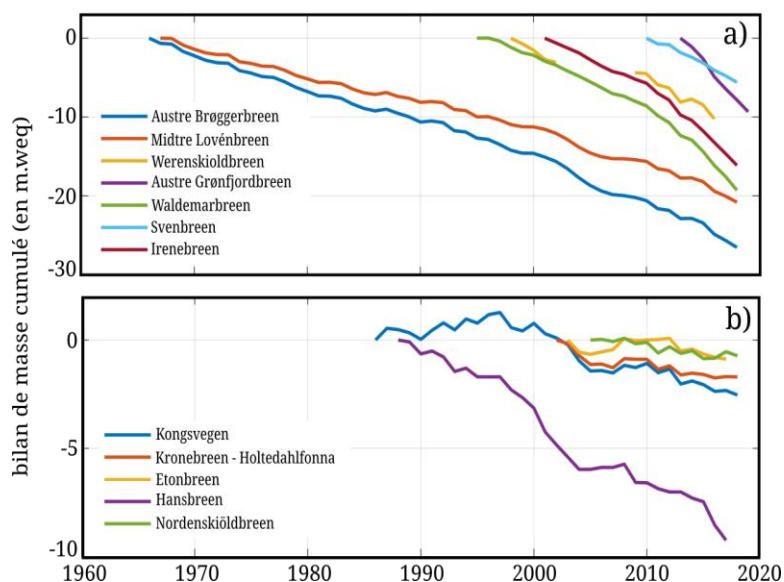


Figure 12 : Bilans de masse cumulés (par mesure glaciologique) de a) plusieurs petits glaciers (< 10 km²) et b) grands glaciers (> 50 km²) du Svalbard (extrait de Schuler *et al.* 2020).

Une étude basée sur une modélisation prédictive à partir d'une approche de bilan d'énergie a évalué l'impact d'un réchauffement du climat au Spitsberg. Avec une hausse de la température estivale d'environ 3,5°C, une grande partie des glaciers du Spitsberg pourraient disparaître. Ce même modèle prédit qu'avec un refroidissement de l'air d'environ 0,6°C ou une augmentation des précipitations de 25 %, ces mêmes glaciers pourraient atteindre une situation d'équilibre avec un bilan de masse proche de 0 m.w.eq (Fleming *et al.* 1997).

3.3. Des biais dans les observations mondiales de bilan de masse

Depuis le début des mesures de bilan de masse des glaciers, il y a une tendance à l'augmentation du nombre de mesures (Fig. 13). Cette évolution est tout à fait

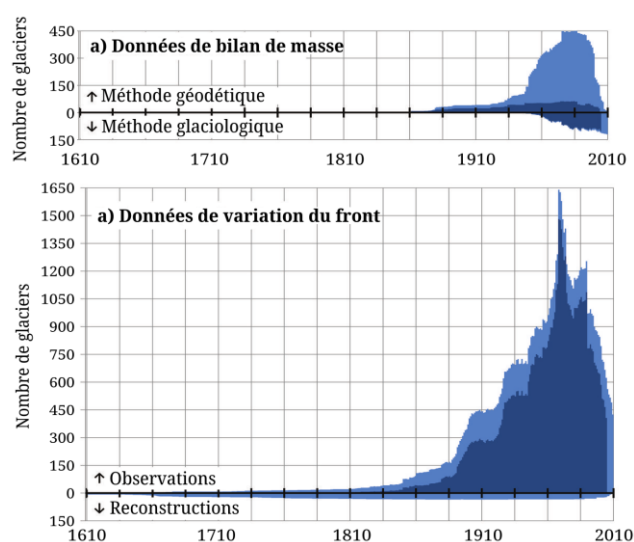


Figure 13 : Evolution du nombre de mesures glaciologiques et géodétiques (Zemp et al. 2015).

bénéfique pour l'amélioration des connaissances en glaciologie et des modèles numériques utilisés notamment pour prédire les comportements glaciaires futurs. Toutefois, les données glaciaires sont largement biaisées spatialement et temporellement.

Une grande partie des mesures de bilan de masse sont faites sur des glaciers accessibles et sûrs, essentiellement pour des raisons de simplification logistique (moyen de transport, temps de marche d'approche). Les glaciers de petites tailles à une altitude modérée sont les plus étudiés aux dépens des plus élevés et des plus grands qui sont souvent à front marin, généralement très crevassés et donc difficilement observables à long terme (Kaser et al. 2006). Les dynamiques des petits glaciers sont également plus faciles à interpréter. Un biais existe donc bien, puisqu'une grande partie des glaciers du globe sont vastes, à front marin et souvent couverts de débris rocheux.

Les glaciers de petites tailles à une altitude modérée sont les plus étudiés aux dépens des plus élevés et des plus grands qui sont souvent à front marin, généralement très crevassés et donc difficilement observables à long terme (Kaser et al. 2006). Les dynamiques des petits glaciers sont également plus faciles à interpréter. Un biais existe donc bien, puisqu'une grande partie des glaciers du globe sont vastes, à front marin et souvent couverts de débris rocheux.

Un biais est aussi observé à propos de la répartition géographique mondiale des glaciers étudiés. La majeure partie des suivis de bilan de masse se fait dans l'hémisphère nord et plus précisément en Scandinavie, en Europe Centrale et en Amérique du Nord (Fig. 14). Les autres régions du monde dont l'Arctique (hormis le

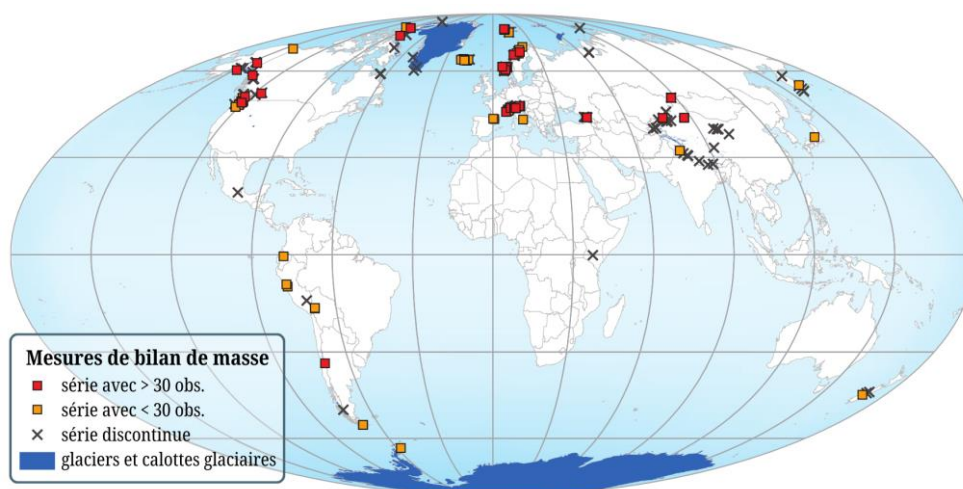


Figure 14 : Répartition mondiale des mesures de bilan de masse (WGMS 2020)

Spitsberg) et l'Antarctique sont sous-représentés dans les chroniques de suivi de bilan de masse *in situ*. Ce déséquilibre est sous-jacent au constat d'accessibilité évoqué précédemment. Cette mauvaise répartition peut avoir pour conséquence une surestimation des pertes en glaces lorsque ces données sont intégrées à des études à échelle globale, puisque ces glaciers des régions de montagnes de l'hémisphère nord (des régions citées précédemment en particulier) sont ceux qui subissent les plus grandes pertes en glace (Kaser *et al.* 2006). Trop peu de données concernent à l'inverse des glaciers plutôt secs et froids pouvant permettre de contrebalancer ces observations réalisées pour la plupart dans des zones humides du globe.

D'un point de vue temporel, bien que les mesures soient de plus en plus nombreuses, peu de glaciers sont réellement exploitables lorsque l'objectif de l'étude est le long terme. En effet, les premiers suivis datent des années 1940 mais ils ne concernent qu'un faible nombre de glaciers (inférieur à 10). Dans les années 1980, le WGMS enregistre des données de bilan de masse pour plus de 100 glaciers mais lorsque l'on regarde ces séries avec plus d'attention, on remarque que seulement 41 glaciers dits « références » ont été suivis sans interruption depuis 30 ans, ils sont représentés par des carrés rouges sur la figure 14 (WGMS 2020). Ce constat accentue d'autant plus le biais spatial de la répartition des réseaux de mesure *in situ* du bilan de masse.

Conclusion du chapitre 1

Le bilan de masse d'un glacier peut se définir comme la résultante de multiples processus d'accumulation et d'ablation qui ne sont pas toujours faciles à appréhender. Ce chapitre a fait état des connaissances de plus en plus pointues sur ces processus ainsi que sur l'utilisation de la modélisation numérique pour les comprendre notamment. La variabilité spatio-temporelle de ces facteurs peut être importante ce qui ne facilite généralement pas la qualification et la quantification de leur influence sur le bilan de masse.

Pour l'étude des glaciers et de leur bilan de masse, la modélisation est aujourd'hui un outil incontournable. Les modèles sont plus ou moins complexes et peuvent assez facilement être modulés en fonction des objectifs d'étude fixés. Qu'ils soient prédictifs ou explicatifs, leur utilisation répandue ne les exempte cependant pas de la présence d'incertitudes qu'il est nécessaire de prendre en compte. Toutefois, comme le dit Box, « *all models are wrong but some are useful* » et ont largement prouvé leur efficacité et leur apport dans de multiples champs disciplinaires.

La modélisation pour l'étude des bilans de masse des glaciers du Svalbard ou du monde a permis de comprendre ou d'améliorer la compréhension des facteurs d'influence et de leurs dynamiques mais aussi de retracer l'évolution passée des glaciers notamment. Cette connaissance est indispensable pour mieux prédire et évaluer les conséquences du retrait des glaciers dans un contexte de changement climatique.

Ce chapitre a permis de contextualiser notre travail de thèse quant à son objet d'étude : le glacier et son bassin versant ; son outil : la modélisation notamment ; et son cadre géographique que nous décrivons ensuite : le Svalbard.

Site d'étude

Le Svalbard, par sa caractéristique insulaire et sa localisation très septentrionale, est largement influencé par un climat polaire océanique. Les glaciers y sont rois. Qu'il s'agisse de vastes glaciers à front marin ou de plus petits de type alpin, tous ont une dynamique contrôlée par ce contexte climatique mais aussi par un contexte géomorphologique. Le bassin glaciaire de l'Austre Lovén qui est au centre de nos préoccupations dans ce travail doctoral, est un terrain d'étude privilégié car l'influence des fluctuations climatiques et de l'héritage géomorphologique y est directement observable. En effet, le glacier mais aussi les versants ou la moraine connaissent des mutations au rythme des bouleversements à petite comme à grande échelle spatiale comme temporelle.

Ce chapitre permet de présenter dans un premier temps le contexte physique du site d'étude. Il s'agit de le localiser mais aussi de rendre compte de son histoire géologique qui est importante pour comprendre encore aujourd'hui certaines dynamiques du bassin étudié. Dans un second temps, les espaces composant le bassin versant de l'Austre Lovénbreen au cœur de notre travail seront caractérisés. Enfin, le climat du Svalbard et ses particularités locales et temporelles seront détaillés.

1. Contexte physique général

1.1. Géographie physique du Svalbard

Le Svalbard¹ est un archipel formé d'un grand nombre d'îles localisées entre 76 et 81°N, à mi-chemin entre le cercle polaire et le pôle Nord (Fig 15). Couvrant un peu plus de 60 000 km², sa superficie représente approximativement 1/9 de la France métropolitaine. Ces « Terres froides » (en norvégien) émergent de la partie la plus élevée de la plate-forme continentale de la mer de Barents et annoncent les grandes

¹ Une confusion existe souvent entre les noms Svalbard et Spitsberg. Svalbard est en réalité le nom norvégien officiel donné à l'archipel pour qualifier son plus vaste territoire comprenant également les îles isolées de Bjørnøya, Hopen et Kong Karls Island (à l'exception de Jan Mayen). Dans cette même nomenclature officielle, Spitsberg se réfère à l'île la plus importante (que d'autres pourront appeler « West Spitsbergen » ou « Vestspitsbergen » en vieux norvégien). Nous adopterons ici cette nomenclature.

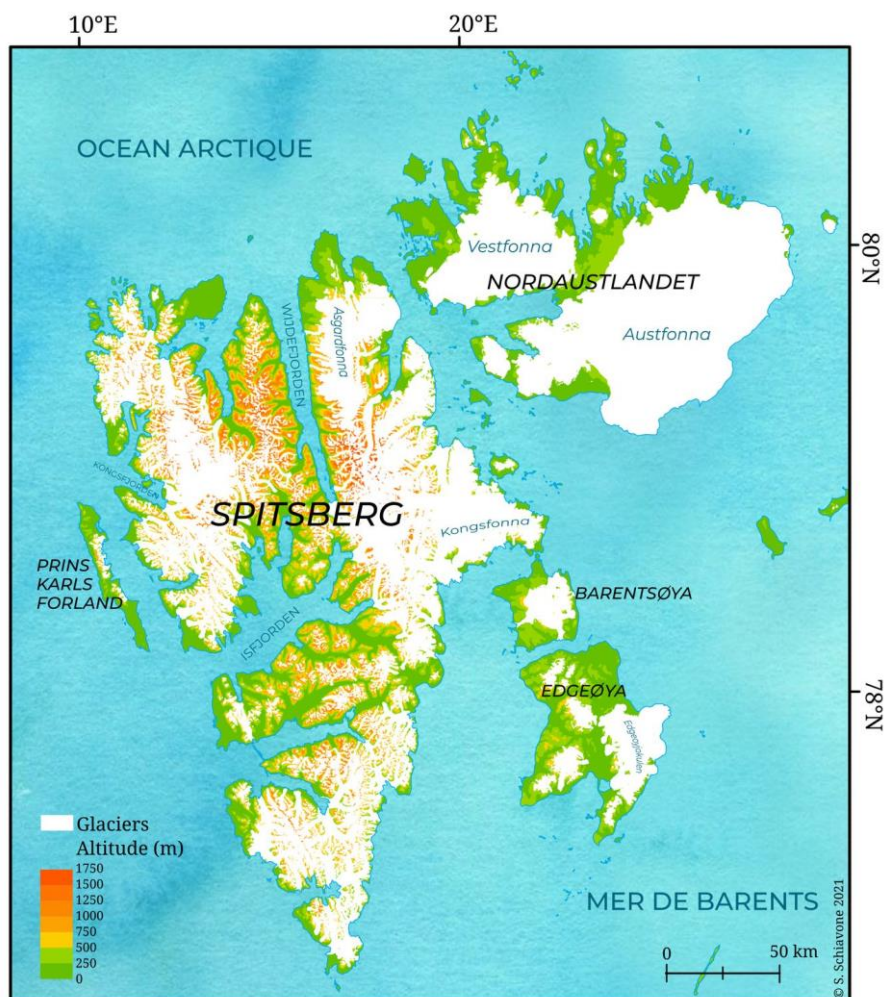


Figure 15 : L'archipel du Svalbard recouvert par les glaciers et les vastes fonna mais aussi incisé par de nombreux fjords.

profondeurs de l'océan Arctique. Elles témoignent des millions d'années d'histoire géologique les ayant menées de l'hémisphère sud vers les hautes latitudes boréales.

Ces îles ont été largement façonnées par le temps qui les a modelées et remodelées lors des phases d'érosion et d'accumulation glaciaire ou marine qui se sont succédé jusqu'à aujourd'hui. Les paysages qui en résultent sont multiples, bien que caractérisés principalement par leur englacement important. En effet, 55,7 % de l'archipel est recouvert par la glace, mais dans des proportions différentes selon les régions (Fig.15), (Dallmann 2015).

À l'est se trouvent les plus grands plateaux glaciaires aussi appelés *fonna* en norvégien : Austfonna, Vestfonna, Edgeøyjøkulen, Kongsfonna, Åsgardfonna... Ce sont de vastes glaciers culminant en moyenne à 1200 m d'altitude et dont n'émergent que quelques *nunataks*² (Fig. 16a). Cela contraste grandement avec les

² Nunatak : (vient du groenlandais) montagne ou piton rocheux pointant à travers la glace des inlandsis.

paysages accidentés présents à l'ouest et au nord de l'île principale qui porte le nom de « montagnes pointues » soit Spitsberg³. Le Spitsberg est, en effet, constitué de montagnes escarpées aux flancs raides où repose généralement en fond de vallée un glacier de type alpin (à front terrestre) ou un glacier à front marin (se jetant dans la mer) (Fig. 16b). Les montagnes de sa partie centrale ont plutôt une forme de plateau (Corbel 1966), (Fig. 16c).

Les fjords sont nombreux au Spitsberg. Ils sont larges et incisent parfois profondément les terres : Wijdefjorden, Isfjorden, Kongsfjorden... Ce sont des marqueurs paysagers des anciens glaciers à front marin s'écoulant des *fonna* lors des derniers âges glaciaires.

Enfin, les strandflats ou plaines côtières jouent le rôle de trait d'union entre les « montagnes pointues » et l'océan (Moign 1974). Ce sont les marges marines des périodes interglaciaires qui sont aujourd'hui au-dessus du niveau de la mer en raison du rehaussement isostatique en réponse à la fonte des calottes des précédents âges glaciaires.

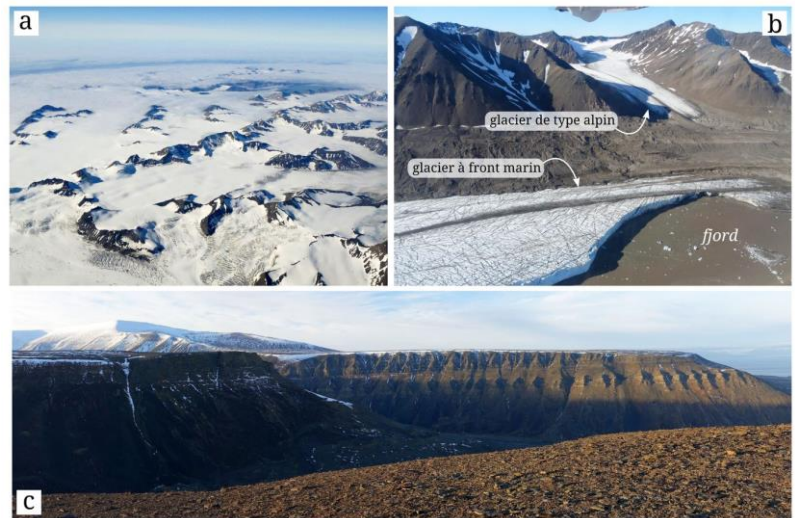


Figure 16 : Types de paysages du Svalbard : a) les nunataks de l'inlandsis de Holtedahlfonna ; b) les montagnes du Spitsberg et leurs différents types de glaciers ; c) les plateaux centraux dominants Longyearbyen (photos : S. Schiavone, août 2015)

Toutes ces formes du paysage et leurs caractéristiques morphologiques sont le fruit de mécanismes complexes ayant eu un impact différent selon la composition et la structure du socle rocheux.

1.2. Géologie du Svalbard⁴

Bien que la majeure partie de l'archipel soit couverte par les glaciers, les affleurements permettent un accès privilégié à une histoire géologique du Svalbard qui est longue et riche. C'est un site d'étude de référence pour les nombreux géologues s'intéressant à la tectonique notamment. En effet, les archives

³ « Montagnes pointues » est la traduction littérale de Spitzberg en allemand (Spitsberg en français). C'est le navigateur et explorateur hollandais W. Barentsz qui a redécouvert et baptisé ainsi ces terres en 1596 alors qu'il tentait de trouver un passage au nord de la Nouvelle-Zemble.

⁴ La connaissance de la géologie du Svalbard et de son histoire est le fruit de multiples contributions depuis le début du XX^e siècle. Plusieurs publications qui synthétisent ces recherches font toutefois date : Orvin (1969), Worsley (1986) et Hjelle (1993). Le propos de cette partie est tiré de la synthèse la plus récente qui a été faite par Dallmann (2015).

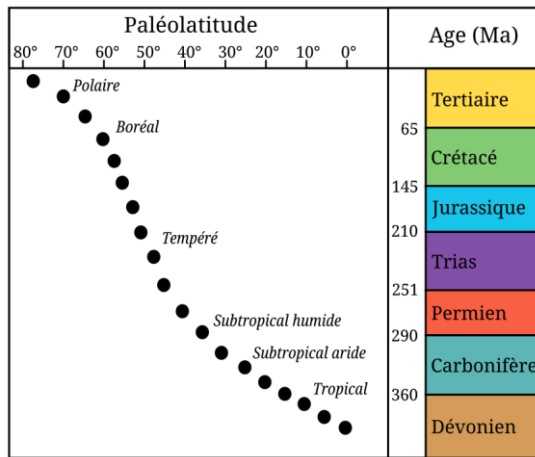


Figure 17 : Paléolatitudes du Svalbard, un long voyage depuis l'hémisphère sud jusqu'à 80° N (adapté de NPI, 2007)

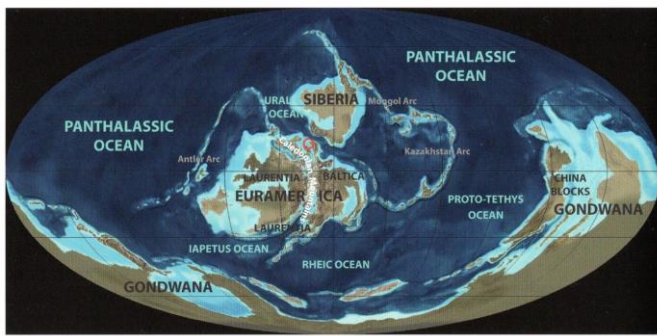


Figure 18 : Formation de la chaîne calédonienne, au nord de laquelle se trouve le Svalbard (cercle rouge), résultant de la collision entre les plaques tectoniques Laurentia et Baltica (480 et 420 Ma), (extrait de Dallmann 2015).

géologiques permettent de retracer le parcours du Svalbard depuis l'hémisphère sud, il y a 600 Ma, jusqu'à aujourd'hui à près de 80° N en passant par l'Équateur il y a 350 Ma (Fig. 17). Cinq phases principales ont pu être identifiées.

Les plus anciennes roches recensées au Svalbard se sont formées entre le Précambrien et le Silurien (1000 – 400 Ma). Ce sont des roches métamorphiques qui constituent le socle, car elles forment généralement un substratum pour les roches plus jeunes. Ce socle métamorphique a été largement déformé lors de l'orogénèse calédonienne responsable de l'édification de chaînes de montagnes entre l'Ordovicien et le Silurien. Les montagnes scandinaves ou écossaises sont les témoins actuels de ce bouleversement qui est le résultat de la collision entre deux continents : Laurentia (future plaque nord-américaine) et Baltica (Europe du Nord) (Fig. 18). L'orogénèse calédonienne a eu un rôle majeur dans l'histoire géologique du Svalbard, le faisant évoluer d'un géosynclinal couvert par l'océan à une région montagneuse aux vallées profondes.

L'érosion des chaînes de montagnes a débuté dès le Dévonien (Fig. 19a). À cette période (419 – 358 Ma), la région du Svalbard avait un climat aride à semi-aride marqué par des épisodes de moussons. De grandes quantités de sable, de graviers et de boue furent déposées dans les plaines alluviales ou les lagons entourant les continents. Ces dépôts forment aujourd'hui des couches sédimentaires rouges, témoins de

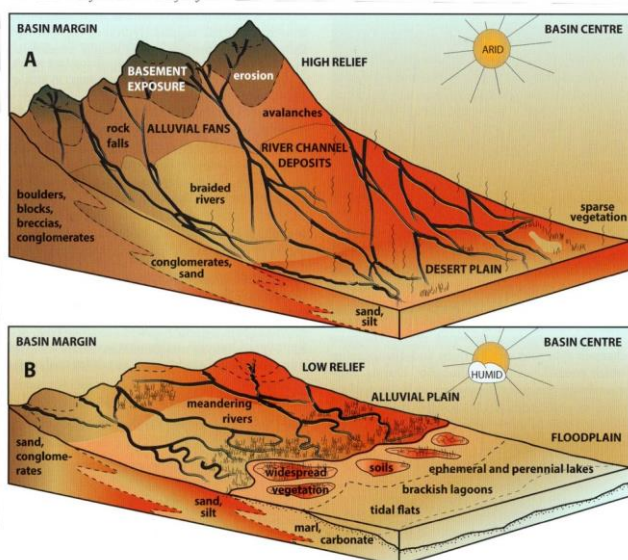


Figure 19 : Schéma de l'évolution de la chaîne calédonienne au cours du Dévonien. (A) érosion jusqu'à devenir (B) une plaine côtière (extrait de Dallmann 2015)

l'aridité du Dévonien. Cette forte érosion combinée à un régime d'extension tectonique ayant provoqué l'effondrement de la nouvelle chaîne calédonienne a alors transformé le Svalbard en une plaine côtière (Fig. 19b).

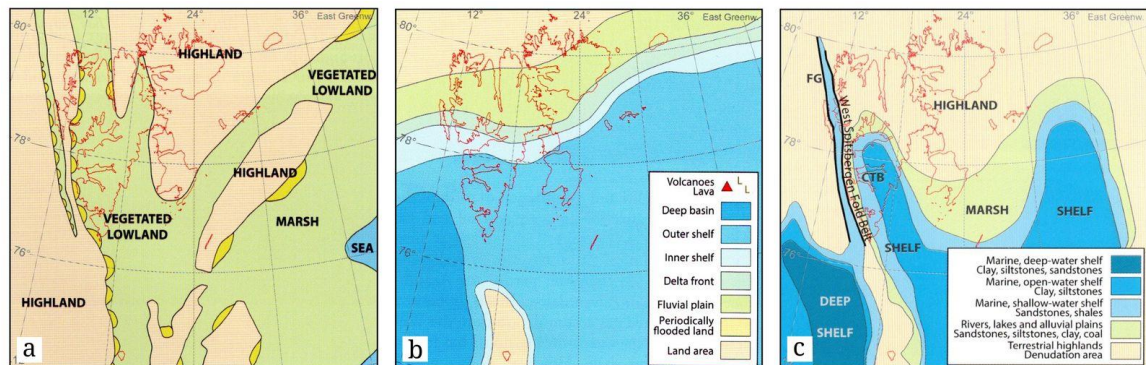


Figure 20 : Reconstitutions paléogéographiques du Svalbard. Il y avait (a) de vastes marais au début du Carbonifère (340 Ma), puis (b) le niveau des océans a fluctué déposant de grandes nappes de sédiments (299-66 Ma). Au cours de l'ère tertiaire, l'ouverture de l'Atlantique provoque une phase de compression du côté du Svalbard. Les nombreux graben et failles (dont la West Spitsbergen Fault) sont héritées de cette dynamique (extrait de Dallmann, 2015).

Le Carbonifère (358 – 298 Ma) est marqué par la présence de très vastes marais tropicaux florissants (Fig. 20a), conséquence directe de la migration du Svalbard vers des latitudes tropicales (Fig. 17). Comme le nom de cette période l'indique, c'est au Carbonifère que les dépôts mondiaux de charbon se sont formés. À la fin du Carbonifère et au Permien (299 – 252 Ma) puis tout au long de l'ère Mésozoïque (252 – 66 Ma), le niveau des océans fluctue conduisant à une alternance de dépôts sédimentaires sur des plaines côtières ou dans des marges océaniques peu profondes (Fig. 20b). Sous l'effet de la tectonique des plaques, le Svalbard atteint 65° N à la fin du Mésozoïque.

Ce mouvement parvient à son point culminant au début du Tertiaire (Paléogène et Néogène) et provoque la formation d'une nouvelle chaîne de montagnes le long de la côte ouest du Spitsberg. Des roches de tous âges ont subi des plissements et chevauchements en raison d'une courte compression tectonique consécutive à l'expansion des fonds marins entre le Groenland et le Svalbard. Ces bouleversements ont donné naissance à la *West Spitsbergen Fold Belt*, qui s'étend selon l'axe cap Mitra (NNO) – cap Borthen (SSE), alors qu'une dépression s'est formée à l'est (Fig. 20c). C'est dans cette dépression couverte par l'océan que l'établissement des couches géologiques se poursuit par sédimentation. L'ouverture de l'Atlantique qui continue tout au long de l'ère tertiaire (66 – 23 Ma) laisse des marques au Spitsberg puisque de nombreuses failles et graben découpent petit à petit l'archipel. Le bras de mer du Forlandsundet entre le Spitsberg et l'île de Prins Karls Forland est un graben vestige de cette phase d'expansion.

Le déplacement progressif de l'archipel vers le nord s'accompagne d'un refroidissement du climat qui continue entre le Néogène et le Quaternaire (23 Ma –

présent). C'est à cette période que le Svalbard acquiert en grande partie sa morphologie de surface actuelle. L'érosion et la dénudation ont modelé les paysages de hauts plateaux du Néogène. Alors que la côte ouest formant la *West Spitsbergen Fold Belt* s'est fortement érodée (résultant en un relief déchiqueté aux sommets aigus), l'est et le sud du Svalbard a principalement pris la forme de plateaux peu élevés. Ces paysages ont par la suite subi de nouvelles transformations consécutives à la succession de glaciations qui ont couvert à de multiples reprises le Svalbard au Quaternaire (2,6 Ma – présent).

1.3. Géologie de la péninsule de Brøgger

La péninsule de Brøgger sur laquelle est située notre zone d'étude constitue l'extrémité septentrionale de la *West Spitsbergen Fold Belt*. Ce bras de terre qui s'avance dans la mer est borné au nord par le Kongsfjorden et au sud par le Forlandsundet. Sa morphologie est pleinement héritée des bouleversements géologique et tectonique successifs survenus depuis le Paléozoïque (cf. Chap. 2 - 1.2).

Plus de la moitié de la presqu'île est constituée par des roches métamorphiques sombres (micaschistes, gneiss) principalement localisées dans sa partie sud-est. Elles cèdent progressivement la place au nord-ouest aux séries permo-carbonifères et tertiaires composées essentiellement de roches sédimentaires (grès, calcaires, conglomérats), (Fig. 21a), (Hjelle 1993).

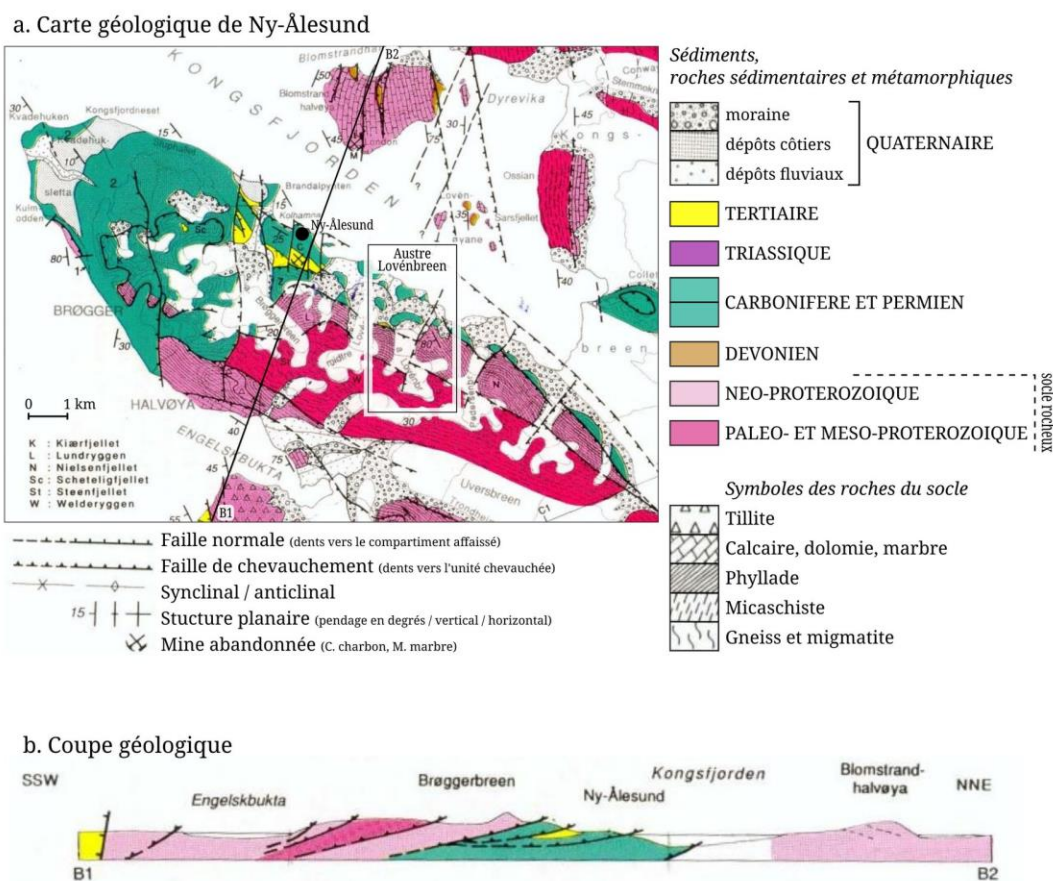


Figure 21 : Contexte géologique de la péninsule de Brøgger : un réseau de failles cisaille les roches sédimentaires et métamorphiques (adapté de Hjelle, 1993).

Les pulsations tectoniques ont continuellement affecté l'ensemble de ces séries, mais c'est au Tertiaire qu'elles ont profondément modifié la morphologie de la péninsule de Brøgger. Cette dernière est aujourd'hui déformée par un maillage très serré de chevauchements et de décrochements⁵. Les grands systèmes de chevauchements plongent vers le sud et intègrent de nombreux plis déversés, voire couchés, tandis qu'un réseau de failles tangentielles cisaille la péninsule selon un axe N-S (Fig. 21b), (Barbaroux 1967 ; André 1993).

La péninsule est caractérisée par un relief alpin métamorphique contrastant grandement avec les plaines littorales sédimentaires de piémont (strandflats étudiés par A. Moign 1973). Une dorsale centrale montagneuse qui est escarpée et déchiquetée domine l'horizon. Ses sommets culminent en moyenne entre 600 et 800 m et ne dépassent qu'à de rares exceptions les 1 000 m (Grensefjellet 1 008 m et Geelmuydentoppen 1 013 m). Le caractère aiguisé de ces lignes de faite contraste avec les formes douces et arrondies des glaciers de fond de vallée ou de cirque qui occupent l'essentiel de la péninsule (Miccadei *et al.* 2016). Les glaciers qui se sont développés sur la péninsule de Brøgger ont préférentiellement utilisé les lignes de faiblesses naturelles évoquées juste avant (Griselin 1982).

Ces « contrastes lithologiques et tectoniques se retrouvent en partie à l'origine des différences que l'on peut lire entre les grands types de versants » du bassin glaciaire de l'Austre Lovén (Mercier 2001) que nous allons ensuite présenter.

2. Contexte géographique du bassin versant de l'Austre Lovénbreen

2.1. Géographie

Le bassin versant de l'Austre Lovénbreen, notre site d'étude, est localisé dans la partie orientale de la péninsule de Brøgger. Il a une surface totale de 10,5 km² et est orienté au nord. Le bassin versant est borné au nord par le Kongsfjorden et au sud par les crêtes aiguisées de la dorsale montagneuse qui traverse la péninsule. Son altitude s'étend donc du niveau de la mer jusqu'aux 876 m du Nobilefjellet qui est le point culminant (Fig. 22).

⁵ Décrochement : faille souvent verticale, le long de laquelle deux compartiments rocheux coulissent horizontalement l'un par rapport à l'autre.

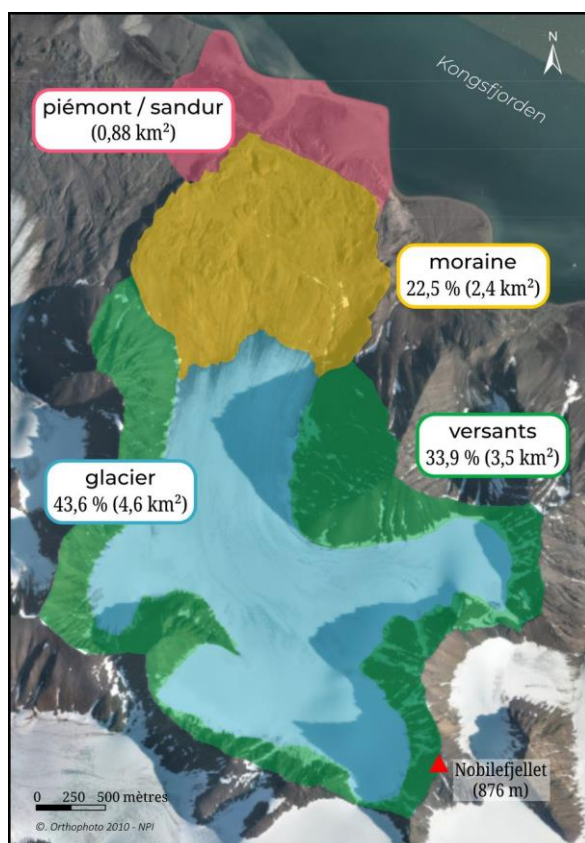


Figure 22 : Unités géomorphologiques du bassin versant de l'Austre Lovénbreen (adapté de Bernard 2011)

Les roches métamorphiques qui composent les flancs escarpés du sud du bassin contrastent avec les roches sédimentaires dont les affleurements principaux forment d'imposantes barres calcaires visibles en aval. Comme nous l'avons décrit précédemment, la péninsule de Brøgger a été soumise à une forte activité tectonique notamment au Tertiaire. Le bassin de l'Austre Lovénbreen en porte également les marques, puisqu'il est traversé par des failles et des nappes de charriage (Barbaroux 1967 ; Hjelle 1993 ; Saalman & Thiedig 2002). Ce contexte lithologique influence de manière non négligeable les multiples dynamiques qui régissent aujourd'hui chaque unité du bassin.

En amont de la barre calcaire la plus imposante, le bassin est composé de trois unités que la géomorphologie individualise de manière très claire. Le glacier Austre Lovén en est l'unité principale puisqu'il couvre actuellement 43,6 % de la superficie

du bassin. Les versants occupent une part importante de ce même bassin soit 33,9 %. La moraine quant à elle n'en occupe que 22,5 %, mais sa surface augmente régulièrement à mesure que le glacier se retire. Une dernière unité se trouve à l'aval de la barre calcaire : le sandur (0,88 km²)⁶, (Fig. 22).

2.2. Le glacier

Le glacier Austre Lovén occupe actuellement une surface de 4,6 km² ce qui en fait un petit glacier en comparaison des glaciers de plateaux formant l'essentiel de la masse de glace du Svalbard. Il prend naissance à 630 m d'altitude et vient mourir autour de 130 m. Il s'écoule du sud au nord en une pente douce de 19° en moyenne (pente maximale au front = 30°, pente à l'entrée des cirques ≈ 20°).

Lors du dernier maximum glaciaire, l'Austre Lovénbreen était un affluent du glacier de plateau Kongsvegen qui occupait alors le Kongsfjorden. La décrue du Würm il y a 12 000 ans l'en a définitivement séparé. Il est devenu progressivement un petit glacier de vallée de type alpin (Vivian 1964). Son front n'atteint plus le fjord.

⁶ le sandur (0,88 km²) n'est pas compris dans la surface totale car on se réfère au bassin défini par les hydrologue en amont de la barre calcaire où sont installées les stations de jaugeage.

À l'image de nombreux glaciers arctiques en mutation (Hambrey *et al.* 2005, King *et al.* 2008), l'Austre Lovén est un glacier polythermal⁷. En effet, de la *warm ice* (glace à 0°C) a été détectée dans la partie centrale où le glacier est le plus profond lors des relevés effectués par Ground Penetrating Radar (GPR) en 2010 (Saintenoy *et al.* 2013). Cette *warm ice* s'avère spatialement très limitée tandis que le glacier est supposé entièrement froid à la base (Tonkin *et al.* 2016).

L'Austre Lovénbreen suit le tracé préférentiel des failles. Il est constitué dans sa partie amont par quatre cirques situés entre 350 et 630 m d'altitude. Par convenance, ils ont été renommés respectivement cirques du 18, du 24, du 27 et du 30 en référence au numéro de balise à glace qui leur a été attribué et que nous verrons par la suite (Fig. 23). Les glaces de ces cirques se rencontrent en une vaste zone de confluence globalement plane autour de 350 m d'altitude à partir de laquelle le glacier continue à fluer vers l'aval pour former une langue large de 1,2 km. La limite frontale du glacier est par endroits difficile à délimiter, car elle est largement couverte de débris rocheux (Griselin 1982), (Fig. 23c). La langue de l'Austre Lovénbreen est caractérisée par une dissymétrie morphologique : la langue glaciaire se prolonge plus bas en altitude en rive droite qu'en rive gauche. La forme du lit rocheux du glacier serait à l'origine de cette dissymétrie. Les relevés GPR ont permis de mettre en évidence un surcreusement axial du lit en raison de la présence

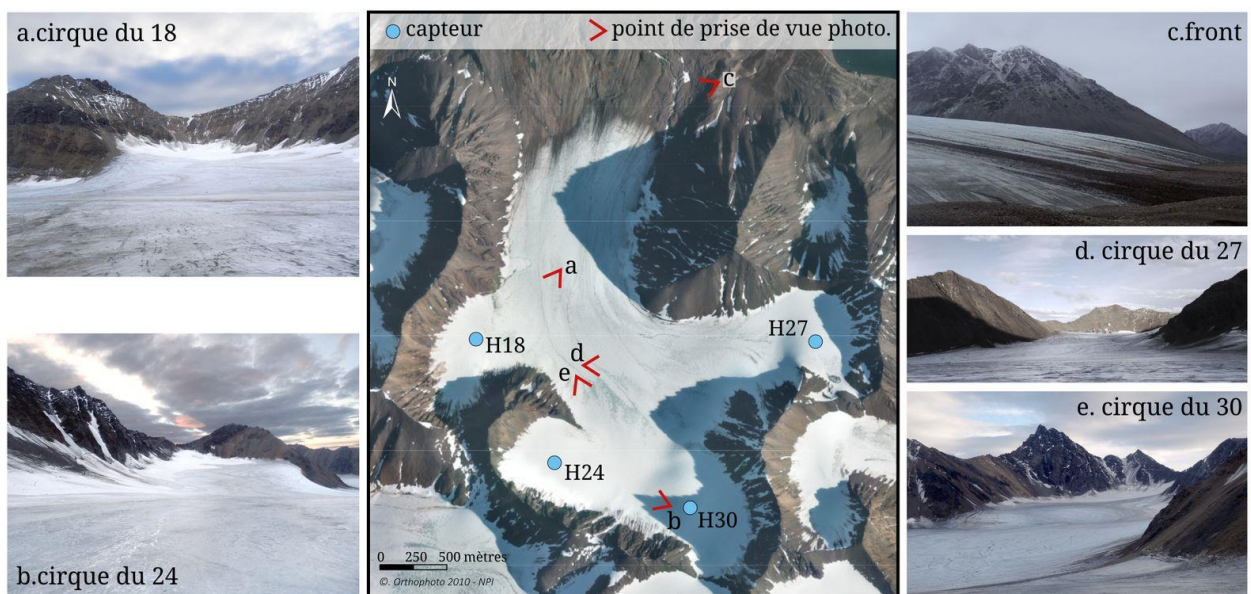


Figure 23 : Cirques du glacier Austre Lovén (photos S. Schiavone, sept. 2015)

⁷ Un glacier polythermal est un glacier qui a un régime basal mixte c'est-à-dire avec de la *warm ice* (à 0°C) et de la *cold ice* (< 0°C). La *warm ice* se trouve généralement là où la glace est épaisse et amenée proche du point de fusion (0°C) par la pression. La *cold ice* quant à elle se trouve sur les marges du glacier où l'épaisseur est moindre, et en surface (Singh *et al.* 2011).

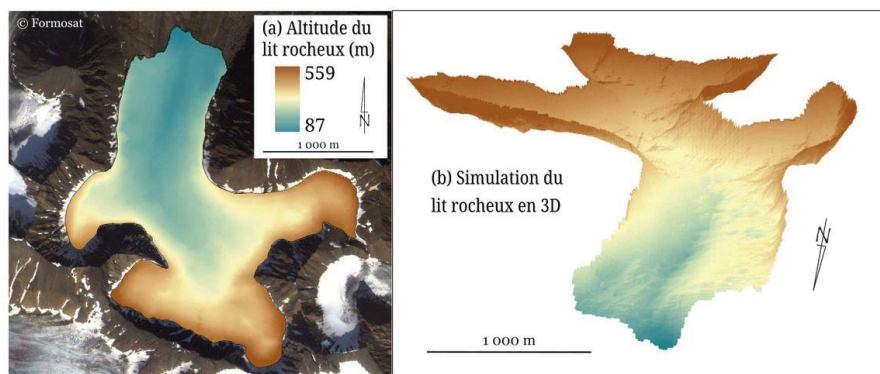


Figure 24 : MNT du lit rocheux du glacier Austre Lovén par acquisition au GPR (Saintenoy *et al.* 2013)

d'une faille coupant le bassin versant du sud au nord (Fig. 21a et 24), (Saintenoy *et al.* 2013). La nature de la roche différente de part et d'autre de cette faille aurait favorisé une érosion plus importante de la partie orientale du lit rocheux. Cette

asymétrie du lit, combinée à la présence de la troisième barre calcaire qui est petit à petit libérée des glaces en rive gauche force en effet le flux de glace de l'Austre Lovénbreen vers la rive droite.

L'Austre Lovénbreen est en pleine phase de retrait depuis le début du XXe siècle (autour de 1920), (Isachsen, 1912). L'analyse d'images de différentes sources avait permis à Marlin *et al.* (2017) de quantifier les évolutions morphologiques de l'Austre Lovénbreen depuis 1948 jusqu'en 2013. Ce sont des chiffres actualisés en septembre 2017 qui figurent ci-après.

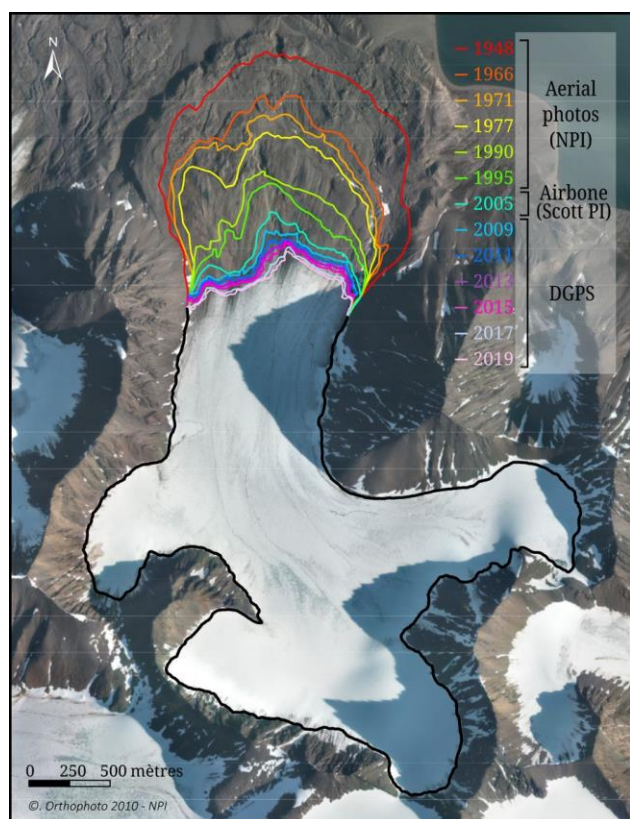


Figure 25 : Recul du front du glacier Austre Lovén entre 1948 et 2019 et origine des données (adapté de Marlin *et al.* 2017).

2.2.1. Le recul du front

L'observation du retrait du front du glacier constitue probablement la conséquence la plus visible des évolutions contemporaines. Entre 1948 et 2019, le front du glacier a reculé d'un total de 1413 m dans l'axe central soit -20 m par an (Fig. 25). Marlin *et al.* (2017) mentionnent que ce recul n'est pas uniforme sur toute la langue ; il est plus important à l'ouest qu'à l'est. Il est à noter que le recul du front est partiellement compensé par le flux du glacier (Vincent *et al.* 2000). Mingxing *et al.* (2010) ont mesuré pour l'Austre Lovénbreen une vitesse de surface d'environ 2,5 m par an ce qui est cinq fois inférieur au rythme de retrait (Marlin *et al.* 2017).

Bien que le front du glacier ait connu un retrait important sur cette dernière moitié de siècle et soit assez facile à quantifier, il

en est tout autrement de la limite haute du glacier. Les sources n'étant pas assez précises et les changements insuffisamment significatifs, il n'a pas été possible d'évaluer un quelconque changement de cette limite supérieure. En effet, les données à disposition n'ont pas permis de distinguer de manière très précise la limite talus / glacier correspondant généralement à une rimaye⁸ qui était la plupart du temps couverte de neige. Par conséquent, la limite haute du glacier a été délimitée à partir de l'observation de l'orthophotographie produite par l'Institut Polaire Norvégien (NPI) en été 2010.

2.2.2. Évolution de la surface du glacier

En 2013, le glacier représentait 71 % de ce qu'il était en 1948 passant de 6,26 km² à 4,6 km². La diminution en surface du glacier est globalement progressive, mais Marlin *et al.* (2017) ont identifié une rupture dans ce rythme autour de 1990. Après cette date, un ralentissement du rythme de diminution de la surface du glacier s'opère. Ce ralentissement qui semble aller à l'encontre des attentes du contexte climatique (cf. Chap. 2 - 3) est en fait surtout attribuable au contexte morphologique du bassin glaciaire. Au fur et à mesure de son retrait, la langue du glacier s'est retrouvée à nouveau contrainte par les montagnes bordant son bassin en rive gauche et droite. Dans le même temps, la pente de la langue glaciaire s'est accentuée et l'épaisseur moyenne de la glace au front a augmenté, nécessitant de fondre davantage de glace pour atteindre un retrait horizontal équivalent à celui qu'on a pu constater quand la langue était plus étendue, mais moins épaisse. Enfin, ce ralentissement est aussi explicable par la réduction progressive de la surface exposée à la fonte (Fig. 26), (Marlin *et al.* 2017).

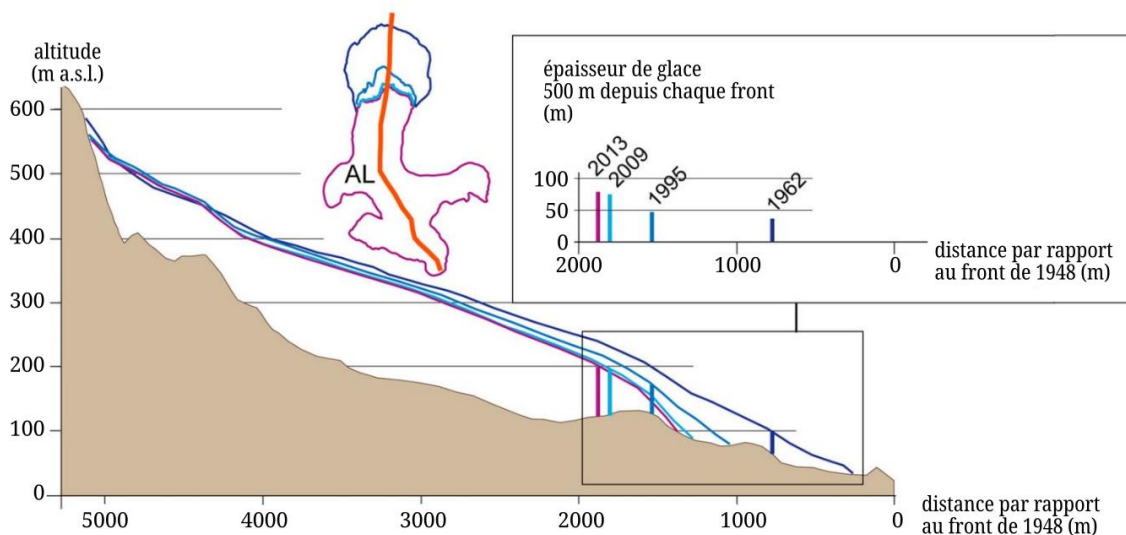


Figure 26 : Profils du glacier Austre Lovén le long d'un axe central en 1962, 1995, 2009 et 2013 (adapté de Marlin *et al.* 2017). Ce glacier a connu une diminution nette de sa surface mais aussi de son épaisseur.

⁸ Rimaye : crevasse située à la frontière supérieure d'un glacier. Elle se forme à la limite entre le névé, ancré au rocher, et le glacier qui flue.

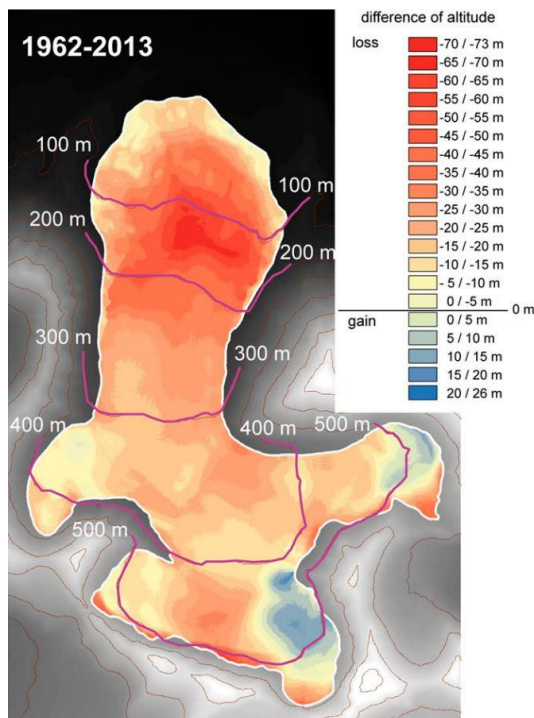


Figure 27 : Perte de volume du glacier Austre Lovén entre 1962 et 2013 (extrait de Marlin *et al.* 2017)

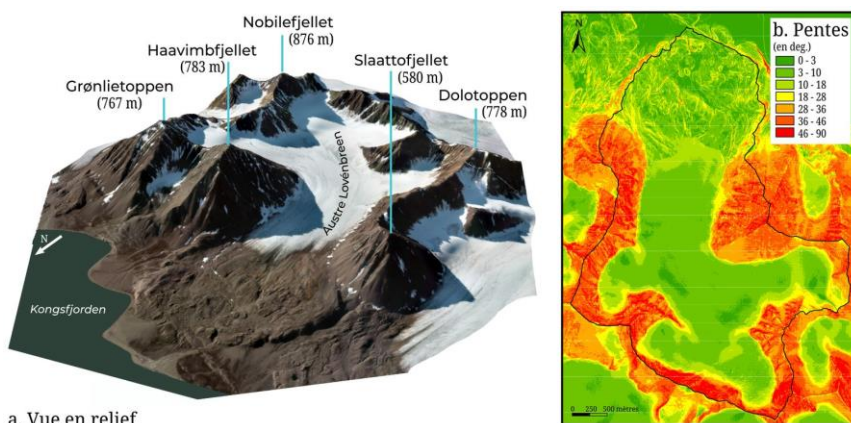
2.2.3. Volume

La modification du volume de glace est une réponse immédiate du glacier aux fluctuations climatiques interannuelles. Les investigations au GPR ont permis de cartographier le lit rocheux (Saintenoy *et al.* 2013) puis d'estimer le volume de glace de l'Austre Lovénbreen par différence de Modèle Numérique de Terrain (MNT). Les MNT créés à partir de cartes topographiques ou de relevés GPS ont permis de reconstituer un historique des volumes et ainsi de quantifier leur évolution. Entre 1962 et 2013, le glacier a connu une perte de $129 \pm 18 \text{ Mm}^3$ de glace soit une perte moyenne de 0,5 m d'épaisseur sur la totalité du glacier. Cette perte de volume n'a pas été homogène sur la période considérée. En effet, la perte de volume de glace entre 1995 et 2009 semble avoir été 1,5 fois plus élevée que celle enregistrée sur la période 1962-1995 (Fig. 27), (Marlin *et al.* 2017).

À la perte de volume sont généralement associés des bilans de masse négatifs. Leur évolution détaillée sera présentée plus loin dans le chapitre 4.

2.3. Les versants de montagne

Les versants qui ceignent le bassin de l'Austre Lovénbreen occupent une surface de $3,5 \text{ km}^2$, soit 33,9 % du bassin versant. Il s'agit de versants aux crêtes escarpées semblables aux montagnes alpines bien que leur altitude ne dépasse pas les 800 m. Le Nobilefjellet qui en est le point culminant (876 m) est relié à deux proues qui cernent l'entrée du bassin glaciaire : le Haavimbefjellet (783 m) et le Slaattofjellet (580 m). Le Grønlietoppen (767 m) à l'est et le Dolotoppen (778 m) à l'ouest jouent les tours de garde en dominant les cirques de l'Austre Lovénbreen et les glaciers voisins (Fig. 28a). Ce relief correspond aux montagnes de cette région qui ont été décrites par Brossard et Joly (1982) comme des îlots



a. Vue en relief

Figure 28 : Le bassin versant de l'Austre Lovénbreen. Le glacier est cerné par (a) plusieurs sommets et (b) par des versants abrupts.

montagneux en forme de pyramides dissymétriques, typiques de ce secteur du Spitsberg.

Les pentes fortes, supérieures à 30°, de ces versants contrastent avec la douceur des lignes du glacier (Fig. 28b). Ces pentes sont chargées de débris rocheux qui adoucissent les bas de versant et leur donnent une forme convexe.

André (1993) distingue 3 types de versants supra-glaciaires que l'on retrouve dans ce bassin :

- **Les versants à éboulis glissés et aux cônes déformés.** À l'image des versants est du Slaattofjellet et ouest du Haavimbjellet, ce type correspond à des versants échancrés de couloirs au débouché desquels des cônes de débris rocheux viennent reposer sur la langue glaciaire. Les cônes ainsi formés ont un profil légèrement concave. Ils sont accidentés de bourrelets frais et riches en débris fins. Le flux de la glace de l'Austre Lovénbreen entraîne finalement ces cônes et les étire en moraines latérales (Fig. 29a et 29b).
- **Les versants structuraux à 30°** concernent surtout les versants avec une exposition méridionale. Ils s'inscrivent dans un dispositif structural chevauchant et sont composés surtout de roches sédimentaires. Ils « épousent le revers de crêtes de front de chevauchements inclinés vers le sud » (André 1993). Ces versants sont lisses et couverts d'un mince voile de matériaux gélifractés jusqu'au glacier. Le versant sud du Haavimbjellet en est le représentant (Fig. 29c).
- **Les parois de cirque subverticales** sont des versants rocheux abrupts et uniformément lisses qui surplombent directement le glacier dans les fonds de cirques. Ces parois plongent sous la rimaye et ne piègent pas de débris rocheux. Ces versants sont parfois entaillés de quelques couloirs, mais qui ne restituent qu'une quantité très limitée de débris. La face nord du Nobilefjellet est le versant le plus représentatif de cette catégorie dans le bassin de l'Austre Lovénbreen (Fig. 29d).

Cet amoncellement de débris donne généralement l'illusion d'un continuum entre les versants et le glacier ce qui ne facilite pas sa délimitation comme cela a été dit précédemment (cf. Chap. 2 - 2.2.1). En réalité, « le glacier ne s'arrête généralement pas là où on en a

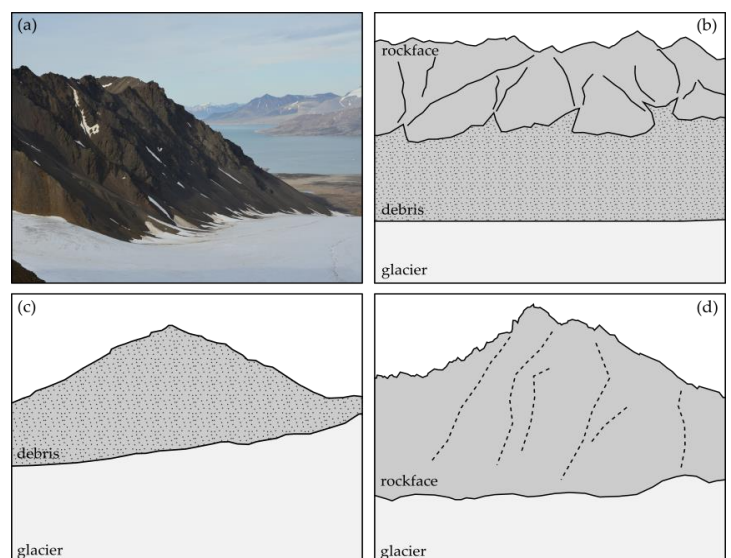


Figure 29 : Géomorphologie des versants du bassin glaciaire de l'Austre Lovénbreen

l'impression » (Bernard 2011), en témoigne la présence de glace parfois haut dans les versants. La distinction entre glace de glacier qui serait recouverte par des débris et glace de parois issue du sol gelé, qui peut avoir une plus ou moins grande teneur en eau, n'est pas évidente. Dans le cas où il s'agirait de glace de glacier, est-elle encore raccordée au glacier lui-même ou bien s'agit-il de glace morte héritée du dernier maximum glaciaire ? Les épaisseurs importantes de glace relevées lors de la campagne de GPR menée en 2010, ainsi que les observations faites *in situ* laissent aujourd'hui penser qu'il s'agit bien de glace ancienne, issue du glacier, et recouverte de débris rocheux (Bernard *et al.* 2014).

La moraine correspond à la zone totalement libérée des glaces du glacier après son retrait. Le domaine morainique de l'Austre Lovénbreen occupe 2,4 km² (22,5 % du bassin versant) et couvre la partie aval du bassin versant. Cette zone proglaciaire dont l'altitude est comprise entre 17 et 201 m est quasiment entièrement recouverte de débris fluvio-glaciaires qui masquent les affleurements sédimentaires. Seules les barres calcaires du permo-carbonifère affleurent dans cette zone (Fig. 30).

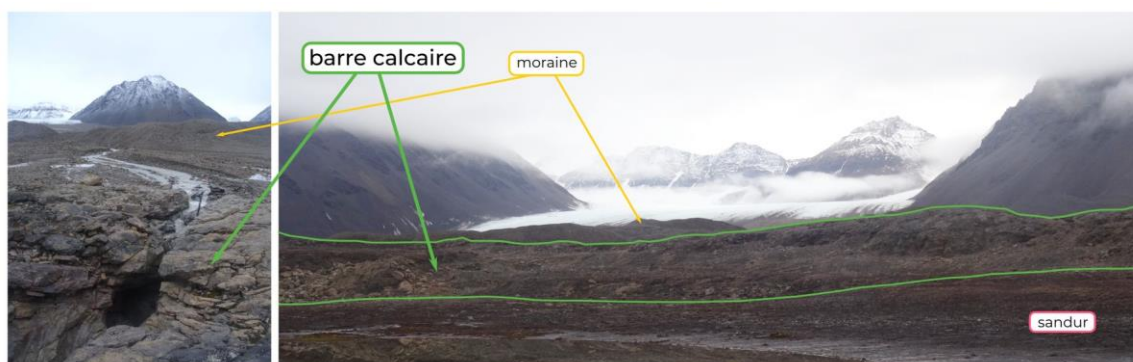


Figure 30 : Affleurement de la barre calcaire du permo-carbonifère. Cette zone marque la transition entre le sandur et l'espace morainique (photos S. Schiavone, sept. 2015)



Figure 31 : Aspect chaotique du bastion morainique. 1h de marche au minimum était nécessaire pour le traverser et rejoindre le front du glacier (photo S. Schiavone, sept.

La moraine de l'Austre Lovénbreen est constituée d'un vallum externe en arc de cercle reliant le flanc du Slaattofjellet à celui du Haavimbjellet. Ce vallum peut avoir une pente importante (> 30°). Il marque la limite de l'extension maximale du glacier à la fin du Petit Âge Glaciaire qui parvenait alors jusqu'à la barre calcaire. La zone à l'intérieur est, quant à elle, chaotique (Fig. 31) et peut s'apparenter à une *hummocky moraine*⁹ (Tonkin *et al.* 2016). Cet

⁹ *Hummocky moraine* : type de moraine dont la surface est considérablement ondulée et parsemée de profondes dépressions fermées.

aspect résulterait de la fonte ou de l'effondrement de lentilles de glaces (fossiles ou non) dont la présence est attestée par Midgley *et al.* (2013) créant ainsi de nombreuses dépressions. Plusieurs vallums morainiques secondaires parviennent toutefois à se dégager dans ce secteur interne, ils ont des pentes plus douces et des dénivellations moins marquées. Comme le dit justement Mercier (2001), « leur dessin relativement simple sur les photographies aériennes ou sur des cartes, se complique singulièrement dès que l'on progresse dans le dédale des monticules et des dépressions ».

La moraine est un espace en constante évolution ; d'une part parce qu'elle gagne année après année du terrain au désavantage du glacier qui recule, et d'autre part, car la dynamique hydrologique y est prépondérante. La moraine est traversée par plusieurs cours d'eau dont deux principaux que sont la Goule et le Diable jusqu'à leur exutoire par des percées cataclynales dans la barre calcaire (Brossard 1991). Les écoulements liquides et solides qui parcourent la moraine réorganisent sans cesse cet espace (Griselin & Marlin 1998).

2.4. Le sandur

À l'aval de la barre calcaire qui force les écoulements du Diable et de la Goule, les cours divaguent sur le sandur jusqu'à la mer. Le sandur est une forme typique du paysage du Spitsberg, il correspond à la plaine d'épandage des sédiments fluvio-glaciaires récoltés tout au long du parcours depuis le glacier et au travers de la moraine. Comme l'ont montré (Bourriquen *et al.* 2016), c'est un espace très évolutif qui varie en fonction de l'apport de sédiments.

Le sandur du bassin de l'Austre Lovénbreen est composé de deux deltas correspondant respectivement aux cours d'eau du Diable et de la Goule. Des mesures à partir d'images satellites et de relevés GPS ont permis de quantifier leur avancée entre 1966 et 2014 (Bourriquen *et al.* 2016, Mercier & Laffly 2005). C'est le delta de la Goule qui a le plus rapidement progressé entre 1966 et 1990 avec une croissance pouvant atteindre 4,83 m par an contre 1,85 m par an pour le delta du Diable (Fig. 32a). Cette tendance s'inverse entre 2011 et 2014 ; le delta du Diable a largement progressé (jusqu'à 3,54 m par an) tandis que le delta de la Goule s'est érodé (Fig. 32b).

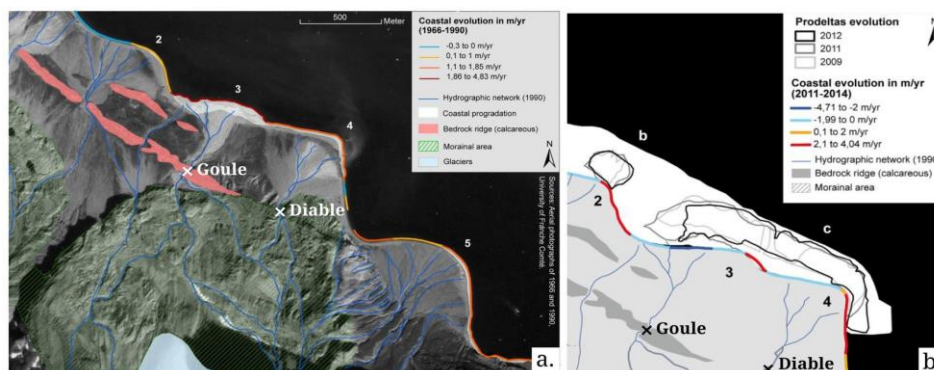


Figure 32 : Evolution de la surface du sandur alimenté notamment par les cours d'eau de la Goule et du Diable entre (a) 1966 et 1990 et (b) 2009 et 2014 (Bourriquen 2018)

3. Contexte climatique

3.1. Climat du Spitsberg

L'archipel du Svalbard est marqué par un climat polaire au faciès océanique. Les courants océaniques et la circulation atmosphérique générale donnent au climat des propriétés moins excessives que sa position au-delà de 76° N ne le laisserait supposer (Hagen *et al.* 1993). Le climat du Svalbard est caractérisé par une clémence des températures et des précipitations relativement abondantes.

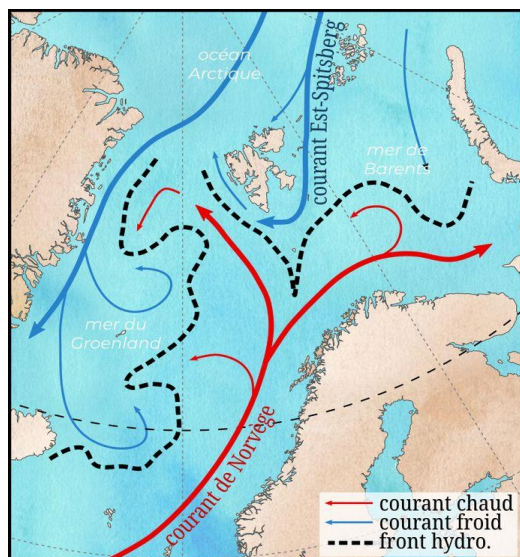


Figure 33 : Courants marins influençant le climat du Spitsberg (d'après Godard 2013)

L'influence de l'océan y est très forte, car l'archipel se situe au carrefour de deux courants océaniques très différents : le « courant chaud de Norvège » et le « courant froid Est Spitsberg » (Fig. 33). Le « courant chaud de Norvège » constitue la branche septentrionale de la dérive nord-atlantique (héritée du Gulf Stream) qui vient finir sa course dans la mer du Groenland au large de la côte ouest du Spitsberg. À l'inverse, des eaux froides provenant de l'océan Arctique descendent vers la mer de Barents et forment le « courant Est Spitsberg » avant de remonter le long de la côte ouest en un courant côtier (Svendsen *et al.* 2002).

Le climat s'explique également par la circulation atmosphérique de masses d'air entre la région des basses pressions d'Islande et celle des hautes pressions estivales sur le bassin polaire. Cette situation force donc des masses d'air chaud et humide venant de l'Atlantique Nord vers les mers de Norvège et de Barents par un couloir cyclonique passant par le Spitsberg (Svendsen *et al.* 2002).

La combinaison de ces situations océaniques et atmosphériques est à l'origine de ce climat polaire au faciès océanique, mais aussi de sa variabilité spatiale et temporelle.

Au Spitsberg, Gjelten *et al.* (2016) ont montré que la température de surface de l'océan a une grande influence sur la température de l'air. Cela contribue à expliquer la variation spatiale du climat plus importante d'ouest en est que du nord au sud (Moign 1974). Les températures sont généralement supérieures sur la côte ouest que sur la côte est où le froid est entretenu par le « courant Est Spitsberg » arctique. Corbel (1966) a également remarqué que l'effet de latitude se fait beaucoup moins ressentir que l'effet de continentalité. Gjelten *et al.* (2016) ont

calculé des indices de continentalité¹⁰ pour diverses stations du Spitsberg. Ils trouvent un gradient de continentalité marqué, puisque Ny-Ålesund situé à l'ouest le long de la côte a un indice de 38,5 % tandis que Pyramiden au centre du Spitsberg a un indice de continentalité de 46,9 %, ce qui s'avère finalement assez proche compte-tenu des situations géographiques antagoniques.

La dissymétrie entre les façades se traduit également par l'absence de banquise en hiver sur la côte ouest alors que l'est est souvent pris dans les glaces. En effet, le « courant chaud de Norvège » favorise le recul de la banquise vers le nord ce qui apporte un trait océanique net dans les données climatiques (Gjelten *et al.* 2016 ; Griselin 1982). Gjelten *et al.* (2016) notent un climat aux caractéristiques plus continentales en hiver lorsque la banquise est formée.

À l'instar d'une dissymétrie spatiale des températures sur l'archipel, les précipitations ne présentent pas non plus une distribution spatiale homogène. En effet, les précipitations sont plus importantes sur le littoral (environ 400 mm.a⁻¹) qu'au centre de l'archipel (environ 200 mm.a⁻¹), (Corbel 1966 ; Hagen *et al.* 1993). Les mois d'avril et de mai sont généralement des mois secs même si d'importantes variations interannuelles peuvent exister. Les mois les plus humides sont ceux de février-mars et août-septembre.

Compte tenu du caractère alpin du Spitsberg, un gradient altitudinal des températures est observé. Lors de ses premières études climatiques dans la région de Ny-Ålesund, Corbel (1966) avait estimé ce gradient à 0,5°C / 100 m. Joly (1994) par ses travaux apporte quelques nuances et mesure que ce gradient thermique varie énormément en fonction de la météorologie. Les situations d'inversions thermiques sont courantes au Spitsberg (surtout en été) ; 0,5°C / 100 m est pour lui le maximum pouvant être appliqué. Le gradient de précipitation est quant à lui un peu plus discuté puisqu'aucun consensus n'existe. Il est généralement compris entre 10 et 20 % / 100 m (Tableau 1), (Nowak & Hodson 2013). Cela correspond à ce que proposent (Griselin & Marlin 1999) à Ny-Ålesund soit 15 % / 100 m.

Tableau 1 : Synthèse des différents gradients de précipitation utilisés au Spitsberg (extrait de Nowak, 2013)

| Type de précipitation | Gradient de précipitation par 100 m (%) | Référence |
|-----------------------|---|-----------------------------|
| Pluie et neige | 15 | Killingtveit (2004) |
| | 19 | |
| | 20 jusqu'à 300 m | Forland et al. (1997) |
| | 25 | Hagen & Lefauconnier (1995) |
| | 16 | Sand et al. (2003) |
| Pluie | 12 | Mercier (2001) |
| | 15 | Killingtveit (2004) |
| | 25 | Hodson et al. (2005) |
| Neige | 14 | Tveit & Killingtveit (1994) |

¹⁰ L'indice de continentalité exprime la relation entre les caractéristiques continentales et océaniques du climat. L'indice est aujourd'hui largement utilisé pour analyser la variabilité spatiale de la température de l'air (Szymanowski 2017). Il existe de multiples manières de calculer cet indice, mais toutes se basent sur l'amplitude moyenne de la température annuelle et prennent en compte la latitude. Gjelten et al. (2016) ont utilisé l'indice de continentalité K de Ewert (1972) : $K = \left[ATR - \frac{(3.81 \sin \varphi + 0.1)}{(38.39 \sin \varphi + 7.47)} \right] 100 \%$, avec ATR l'amplitude de la température annuelle et φ la latitude géographique de la station étudiée.

La situation du Spitsberg au carrefour de courants océaniques et atmosphériques antagonistes est à l'origine de variations de températures et de précipitations qui peuvent être brutales renforçant ainsi le caractère « extrême » de ce climat polaire au faciès océanique (Svendsen *et al.* 2002).

3.2. Climatologie locale à Ny-Ålesund

La station météorologique de Ny-Ålesund est la station de référence de notre site d'étude, l'Austre Lovénbreen (à 6 km). La station située à 8 m au-dessus de la mer enregistre de multiples paramètres météorologiques depuis 1969. Elle est gérée par l'Institut Polaire Norvégien qui met à disposition la donnée sur le site internet *seklima.met.no*. L'étude de la série météorologique de Ny-Ålesund permet de caractériser les tendances climatiques générales de la péninsule de Brøgger et donc du bassin glaciaire de l'Austre Lovén.

Deux saisons thermiques sont clairement identifiables à Ny-Ålesund, ce qui est caractéristique du climat polaire qui y règne : un hiver long, mais relativement clément et un été court sans gel ni chaleur. La température annuelle moyenne sur la période de référence (1981-2010) est de $-5,2^{\circ}\text{C}$. Le mois le plus froid est février qui enregistre une température moyenne de $-12,8^{\circ}\text{C}$. À l'inverse, le mois le plus chaud est généralement celui de juillet avec une température moyenne de $5,3^{\circ}\text{C}$ (Fig. 34).

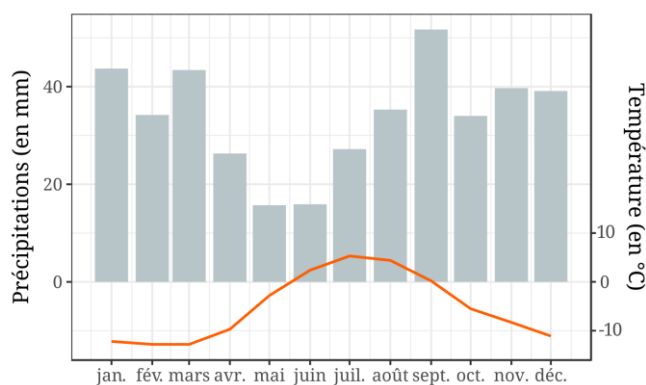


Figure 34 : Diagramme ombrothermique de Ny-Ålesund (1981-2010)

Comme il a été montré précédemment (cf. Chap. 2 - 3.1), une caractéristique propre au Spitsberg est l'abondance relative des précipitations. Cet aspect justifiant le faciès océanique du climat local est observable à Ny-Ålesund. Le total des précipitations annuelles est en moyenne de 406 mm (1981-2010). Le mois le plus humide est généralement le mois de septembre tandis que la période la plus sèche est le mois de mai (Fig. 34). Ces données de précipitations doivent toutefois être nuancées, car la rigueur de l'environnement arctique introduit une incertitude dans la mesure et limite en quelque sorte la confiance dans ces résultats (Førland & Hanssen-Bauer 2000). Selon Førland *et al.* (2012) les précipitations annuelles « réelles » au Spitsberg sont au moins 50 % plus importantes que celles mesurées. Ce constat est essentiellement issu de la forte influence du vent qui ne permet pas aux appareils de mesure de capter précisément les quantités tombées.

À l'échelle annuelle, il y a une légère prédominance des précipitations solides à Ny-Ålesund. Le coefficient nivométrique qui définit la part des précipitations neigeuses dans les précipitations totales s'élève à 51 % pour la période 1981-2010. À l'échelle mensuelle, ce coefficient est parfois au-delà de 80 % notamment entre les mois de février et avril. Il n'est pas exclu d'assister à des précipitations neigeuses en été bien que cela soit plutôt rare. Il est à noter toutefois que cette valeur vaut uniquement à Ny-Ålesund à une altitude de 8 m. Ce coefficient est plus élevé dans le bassin de l'Austre Lovénbreen où l'altitude est supérieure.

La couverture neigeuse apparaît généralement fin septembre. Jusqu'à ce que la nuit polaire s'installe (mi-novembre), elle est souvent instable, car l'automne est une période marquée par des variations de températures positives ou négatives et donc de précipitations pluvieuses ou neigeuses. Avec la nuit polaire, les températures sont surtout négatives ce qui permet au manteau neigeux de rester en place jusqu'à fin mai. Il est très difficile d'estimer une épaisseur moyenne du manteau neigeux à Ny-Ålesund, car il y a une forte variabilité spatiale. L'accumulation hivernale varie selon les endroits entre 40 et 180 cm (Joly 1994). Cette variabilité est essentiellement provoquée par la quasi constante redistribution de la neige par le vent.

En effet, le vent a une fréquence et une force caractéristique de nombreuses régions polaires. En hiver, la péninsule de Brøgger est balayée par des vents violents qui peuvent prendre la forme de blizzards (Griselin 1982). Au Spitsberg, la distribution des vents dominants est le résultat de la circulation atmosphérique et d'influences locales telles que l'orientation des fjords. Dans les parties littorales du Kongsfjorden la direction des vents est principalement dominée par l'affrontement permanent des vents d'ouest ou d'est (Kergomard 1978). Quand ces vents ne sont pas trop violents, on observe dans le fjord des vents locaux liés à l'influence catabatique¹¹ qu'exercent les glaciers.

La nébulosité est importante à Ny-Ålesund avec généralement la présence de stratocumulus et de stratus qui limitent grandement la radiation globale. Selon les années, la région ne reçoit qu'entre 15 et 43 % de la durée potentielle d'ensoleillement (Joly 1994).

3.3. Évolution du climat local

Les tendances climatiques ne peuvent s'interpréter que sur de longues périodes. La série météorologique de Ny-Ålesund qui couvre 48 ans permet d'avoir suffisamment de recul pour constater une évolution du climat. Généralement, pour constater un quelconque changement de tendance climatique, une comparaison est nécessaire avec une période de référence. Aujourd'hui, la période de référence qui est utilisée (aussi appelée normale) s'étale entre 1981 et 2010 soit 30 ans. C'est à

¹¹ Vents catabatiques : vent parfois extrême descendant le long d'une pente, d'un glacier ou d'une vallée issu du déséquilibre d'une masse d'air refroidie (donc plus dense).

partir de cette normale que des anomalies climatiques vont éventuellement pouvoir être mises en évidence. À Ny-Ålesund, comme dans la majeure partie de la région Arctique, les changements sont clairs. Il y a une tendance vers un climat plus chaud, mais aussi plus humide (López-Moreno *et al.* 2016 ; Nowak & Hodson 2013).

3.3.1. Températures

Tableau 2 : Températures moyennes par décennie enregistrées à Ny-Ålesund

| Décennie | TAM (°C) |
|-------------|----------|
| 1970 – 1979 | -5,8 |
| 1980 – 1989 | -6,0 |
| 1990 – 1999 | -5,4 |
| 2000 – 2009 | -4,3 |
| 2010 - 2017 | -3,1 |

À Ny-Ålesund, la température a augmenté d'environ 2,5°C en 48 ans. La température moyenne annuelle entre 1980 et 1989 était de -6,0°C alors que sur la dernière décennie elle était de -3,1°C (Tableau 2). Un gradient de +0,68°C par décennie est observé sur la période couvrant la totalité de l'enregistrement thermique soit 1969-2017.

Bien que la température ait augmenté en chaque saison, ce sont l'hiver et le printemps qui enregistrent les plus gros changements (Førland *et al.* 2011 ; Gjelten *et al.* 2016) (Fig. 35). Cela signifie que la moyenne annuelle de la température de l'air augmente plus par manque de froid que par excès de chaud (Førland *et al.* 2011 ; Maturilli *et al.* 2015 ; Nowak & Hodson 2013). Il en résulte également une diminution de la variabilité interannuelle, car la différence de température entre l'hiver et l'été tend à se réduire (Gjelten *et al.* 2016).

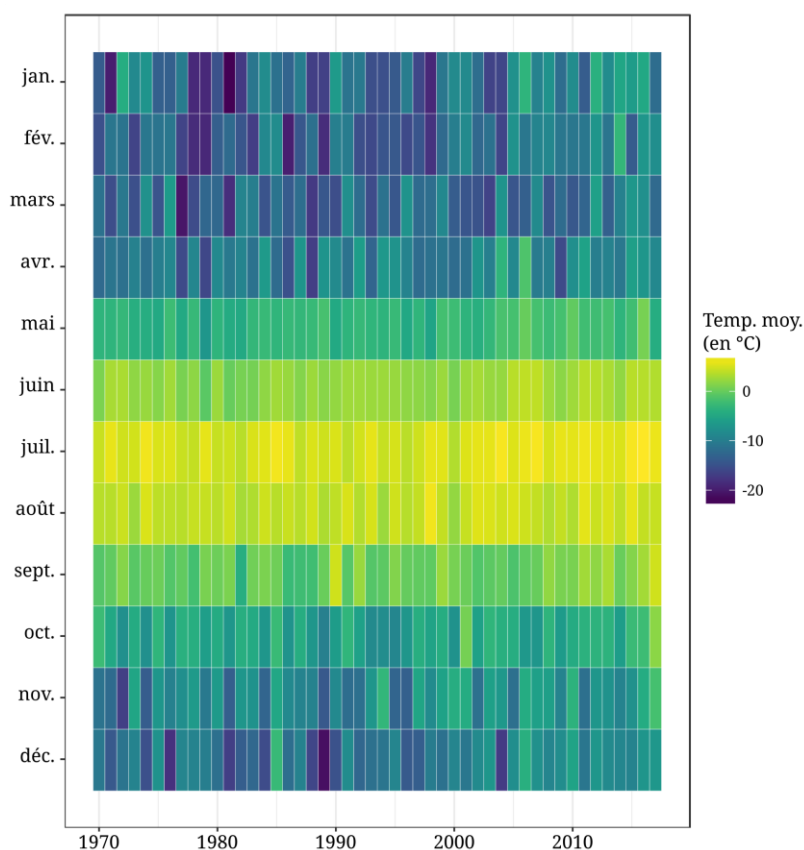


Figure 35 : Evolution de la température moyenne mensuelle à Ny-Ålesund entre 1969 et 2017.

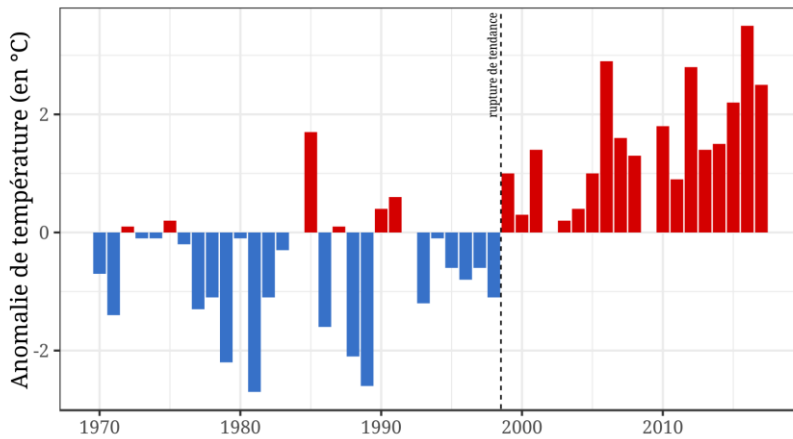


Figure 36 : Anomalies de températures par rapport à la normale (1981-2010) à Ny-Ålesund. L'année 1998-1999 marque une rupture nette dans la tendance ; à partir de cette date, les températures ont été de plus en plus chaudes à Ny-Ålesund.

Un test de rupture de tendance¹² (test de Pettitt) appliqué à la série de température de Ny-Ålesund a permis d'identifier l'année 1998-1999 comme point d'inflexion. Avant cette date, il n'y avait pas de tendance particulière, mais 1999 marque le début d'une tendance nettement à la hausse de la température annuelle moyenne (Fig. 36).

3.3.2. Précipitations

Les précipitations totales annuelles ont enregistré une hausse d'environ 200 mm en 48 ans à Ny-Ålesund. Entre 1970 et 1979, la moyenne des précipitations annuelles était d'environ 361 mm alors qu'elle a atteint environ 557 mm pour la période 2010-2017 représentant ainsi une augmentation d'approximativement 38 mm par décennie (Tableau 3).

Lorsque l'on différencie les précipitations liquides des précipitations neigeuses, on peut voir que seules les précipitations liquides ont augmenté. Les précipitations neigeuses n'ont quasiment pas évolué sur toute la période considérée (Fig. 37). Cette tendance à la hausse s'explique principalement par une augmentation des précipitations liquides

Tableau 3 : Précipitations moyennes par décennies enregistrées à Ny-Ålesund.

| Décennie | Précip. moy. (en mm) |
|-------------|----------------------|
| 1970 – 1979 | 361 |
| 1980 – 1989 | 383 |
| 1990 – 1999 | 427 |
| 2000 – 2009 | 422 |
| 2010 - 2017 | 557 |

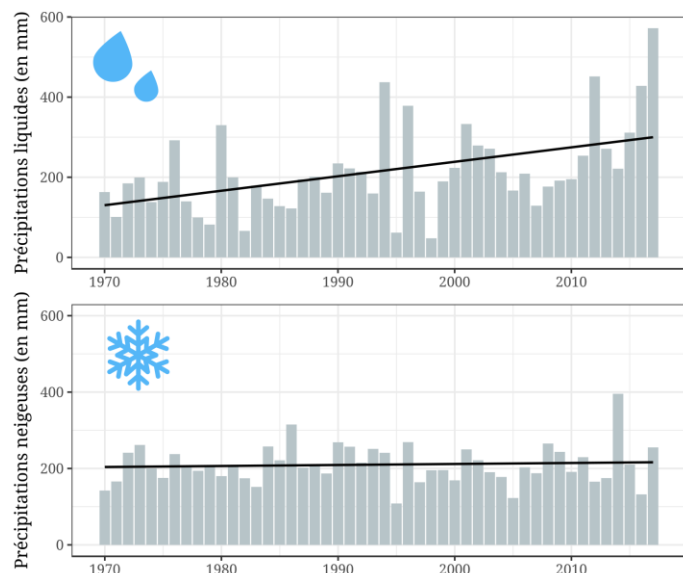


Figure 37 : Des précipitations liquides qui ont fortement augmentées à Ny-Ålesund depuis 1970 alors que les précipitations neigeuses sont restées stables.

¹² Une partie sera consacrée aux tests de rupture dans le chapitre 3.

automnales et hivernales comme cela est visible sur la figure 38, mais aussi montré par (Førland *et al.* 2011).

À l'inverse de la série de température, aucune rupture de tendance franche et significative n'a été mise en évidence à propos des précipitations.

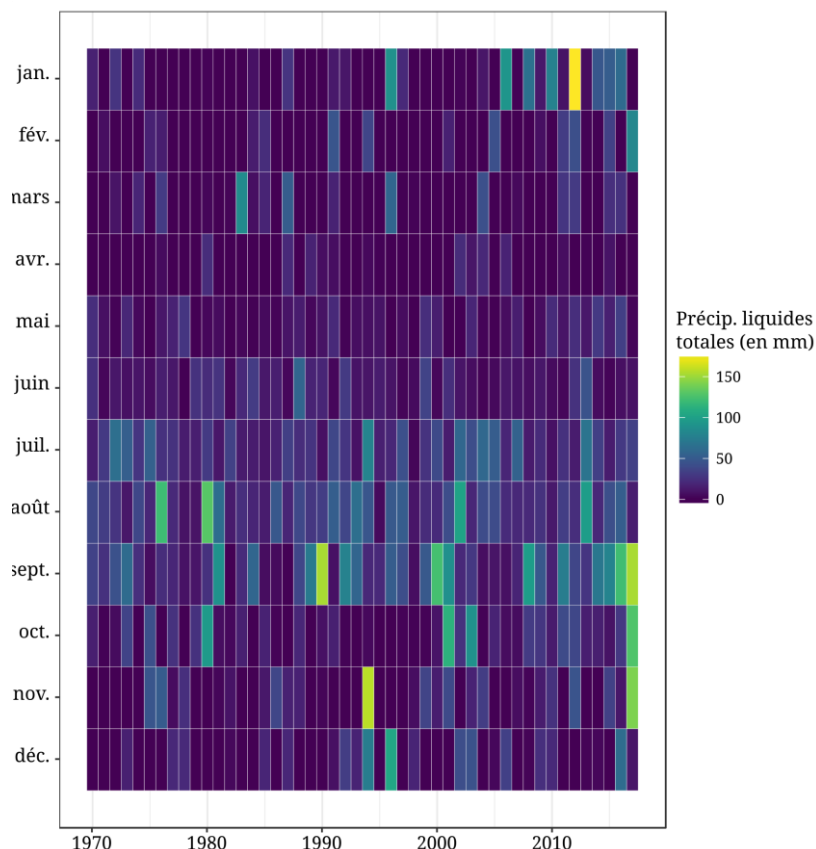


Figure 38 : Evolution des précipitations liquides mensuelles à Ny-Ålesund entre 1969 et 2017.

3.3.3. Une augmentation des événements « extrêmes »

Au-delà d'une tendance à la hausse des températures, la série thermique de Ny-Ålesund permet également de mettre en évidence une augmentation significative des événements « chauds » ($> 0^{\circ}\text{C}$) pendant les périodes de froid. 9 événements chauds par hiver en moyenne étaient enregistrés à Ny-Ålesund dans les années 1970 tandis qu'il y en a eu en moyenne 13 entre 1999 et 2011 (Bernard 2011). Le corollaire de cette augmentation est un changement dans le type de précipitations. En effet, un événement chaud en hiver peut donner de fortes précipitations pluvieuses qui peuvent avoir de multiples conséquences notamment sur le manteau neigeux déjà en place (aussi appelés *rain on snow events*). Ce genre d'épisode et ses effets sera notamment discuté dans le chapitre 4. Une augmentation du nombre de ces épisodes a été observée à Ny-Ålesund (Førland *et al.* 2011 ; Bernard 2011).

3.3.4. Évolution du manteau neigeux

Peu d'informations sont disponibles à propos de l'impact du changement climatique sur le manteau neigeux (accumulation, redistribution, durée...) en raison d'un manque d'études sur le sujet pour la péninsule de Brøgger, mais aussi au Spitsberg. Comme il a été mentionné précédemment (cf. Chap. 2 - 3.2), ce genre d'étude et toutes conclusions sont rendues difficiles à cause de la distribution spatiale du manteau neigeux très variable d'un point à un autre en raison du rôle du vent et les mesures ponctuelles qui en sont trop peu représentatives (López-Moreno *et al.* 2016). Quelques études de télédétection ont toutefois évalué une tendance vers un manteau neigeux moins épais et moins durable (Nowak & Hodson 2013 ; Maturilli *et al.* 2015). Pour Førland et Hanssen-Bauer (2000) et Nowak et Hodson (2013), une raison essentielle serait la réduction progressive du coefficient nivométrique au cours du temps.

3.3.5. Prospective climatique

De nombreuses simulations du climat prédisent une accélération des tendances récemment observées au Spitsberg pour les prochaines décennies. L'augmentation des températures à l'avenir pourrait être trois fois plus importante que celle observée ce dernier siècle tout comme l'augmentation des précipitations. Ces dernières pourraient connaître une augmentation de 5 à 20 % dans la partie sud-ouest du Spitsberg à l'horizon 2100 et plus de 40 % au nord-est de l'archipel (Fig. 39), (Førland *et al.* 2011).

À Ny-Ålesund, tous les scénarios étudiés par López-Moreno *et al.* (2016) projettent une augmentation annuelle des températures de 3,4 à 4,5°C d'ici 2050. L'augmentation des précipitations est quant à elle plus variable selon les scénarios

envisagés, mais elle est comprise entre + 5 et 26 %. À l'instar de ce qui a déjà été observé ces dernières décennies, la part des précipitations liquides devrait augmenter (+ 43 %) surtout pour la période d'octobre à février. Les effets d'un réchauffement du climat local sur le manteau neigeux seraient importants, puisque d'une part une diminution de 10 % de son équivalent en eau par degré gagné en température serait à prévoir, mais aussi une diminution d'environ 11 jours de sa durée pourrait être constatée d'ici 2050 (López-Moreno *et al.* 2016). Ces valeurs concernent la station de Ny-Ålesund elle-même (située au niveau de la mer). Nous verrons plus loin que les conditions climatiques du glacier Austre Lovén sont tout

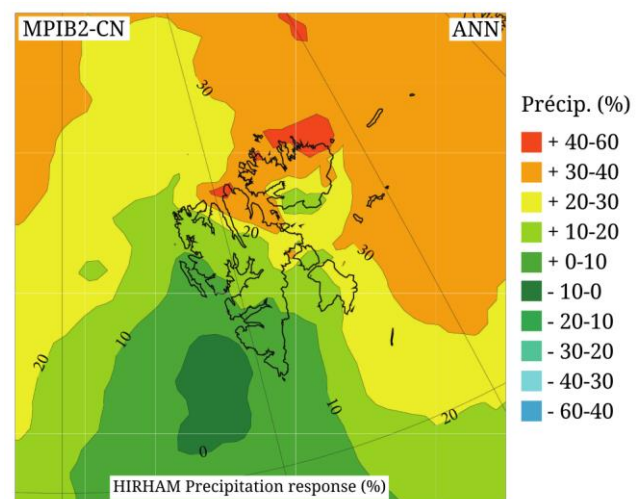


Figure 39 : Changement projetés de 1961-1990 à 2071-2100 dans les précipitations annuelles moyennes (%). Projections RCM basées sur MPIB2 (Førland *et al.* 2011)

autres ; des précipitations à une température de 1°C mesurée à Ny-Ålesund, correspondent très probablement à des précipitations neigeuses sur le glacier dont le front est à 100 m (altitude moyenne du glacier = 300 m).

Conclusion du chapitre 2

Le bassin versant du glacier Austre Lovén est un site d'étude singulier compte-tenu de son contexte climatologique et géomorphologique. Le Spitsberg en général et la péninsule de Brøgger en particulier ont une histoire géologique riche dont les paysages témoignent. Les dynamiques locales qu'elles soient géomorphologiques, climatiques ou glaciaires sont largement héritées de ce long passé.

Chaque compartiment du bassin versant de l'Austre Lovénbreen est en mutation. Les versants, aussi divers soient-ils morphologiquement, comme le glacier ou la moraine et même le sandur sont en constante évolution. Le facteur le plus influent dans cet environnement est sans conteste le climat.

Le site d'étude est considérablement influencé par un climat polaire océanique (froid et plutôt humide). Températures et précipitations sont des paramètres fondamentaux dans la dynamique du bassin et sur le glacier en particulier. Les modifications du climat mondial sont bien visibles également à l'échelle locale du bassin versant. La station de référence de Ny-Ålesund (à 6 km) enregistre une hausse des températures mais aussi des précipitations depuis plusieurs décennies. Le glacier Austre Lovén qui entretient des liens très étroits avec ces composantes climatiques connaît aussi des bouleversements : recul du front, perte de volume, ... La compréhension de ce lien entre le glacier lui-même et ces composantes climatiques est un axe central de ce travail de thèse développé ensuite.

CHAPITRE 3

Données et méthodes

Ce travail de thèse s'appuie sur une grande richesse de données issues de la mise en place d'un réseau de capteurs dense complété par des campagnes de mesures de terrain pluriannuelles. Le glacier Austre Lovén est un véritable glacier observatoire dont les dynamiques sont observées depuis plus de dix ans désormais. Le bilan hydrologique mesuré à l'exutoire du bassin versant étant au centre de l'attention des programmes de recherche qui s'y sont succédés (centrés sur la moraine mais surtout sur le glacier), le tableau ne serait toutefois pas complet sans l'observation régulière des dynamiques des versants adjacents du glacier qui s'est mise en place plus récemment.

Ce chapitre nous permet de présenter la diversité des données que nous avons exploitées dans ce travail de thèse ainsi que les protocoles rigoureux de traitement de ces données que nous avons suivis.

Il s'agit dans un premier temps de décrire l'important réseau de points de mesures météorologiques mais aussi nivo-glaciologiques installé pour l'observation du glacier. Le fin maillage spatio-temporel d'observations est un véritable atout pour l'étude de la dynamique glaciaire et notamment sa réaction aux modifications du climat. Les étapes de récolte mais aussi de contrôle de la qualité des données sont décrites ici.

Dans un second temps, nous nous sommes attachée à décrire les données à haute résolution spatiale qui nous ont permis de caractériser les versants de l'Austre Lovénbreen. Le protocole d'acquisition de ces données par la technologie TLS (*Terrestrial Laser Scanning*) puis leur traitement fastidieux pour obtenir des données fidèles à la réalité est détaillé. Ce sont des étapes fondamentales qui nous ont permis d'obtenir de précieuses informations quant à la distribution du manteau neigeux dans les versants.

Enfin, l'outil mobilisé pour exploiter la quantité et la diversité des données de glacier et des versants est présenté : la modélisation statistique explicative. Il s'agit d'exposer dans une dernière section cet outil approprié à nos objectifs de compréhension et d'explication des phénomènes naturels observés et mesurés dans le bassin versant de l'Austre Lovénbreen. Nous rendons compte des différentes étapes parfois longues et très itératives qui ont permis d'aboutir à la construction de modèles robustes et fiables.

1. Les mesures sur le glacier

1.1. Le réseau de capteurs

Le réseau de capteurs sur lequel s'appuie ce travail a été mis en place à partir de 2006 avec le programme de recherche ANR Hydro-Sensor-FLOWS (ANR HSF) puis s'est étoffé petit à petit en fonction de l'intérêt des différents programmes de recherche menés sur l'Austre Lovénbreen. Après des débuts empiriques qui ont nécessité beaucoup d'adaptations compte tenu des conditions arctiques particulières, l'instrumentation fixe est organisée aujourd'hui en un réseau de multiples capteurs dont la qualité des mesures est contrôlée. Ils permettent d'ausculter au plus près le bassin versant du glacier Austre Lovén.

Ce réseau est composé aujourd'hui de (Fig.40) :

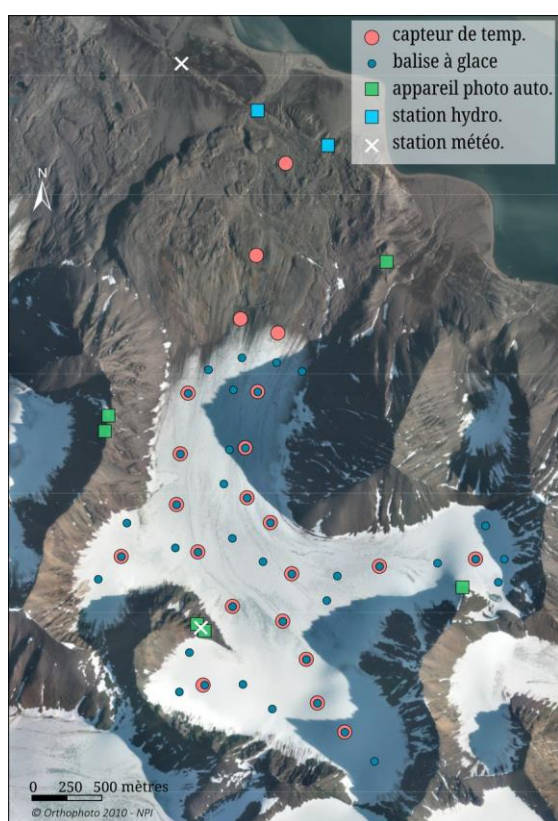


Figure 40 : Un réseau de capteurs qui permet d'ausculter au plus près le bassin versant de l'Austre Lovénbreen.

- 20 capteurs de température de l'air répartis sur l'ensemble du glacier,
- 2 capteurs de température de l'air dédiés à la moraine,
- 6 stations de photographie automatique couvrant la surface du glacier et ses versants,
- 36 balises à glace réparties dans les zones d'ablation et d'accumulation du glacier (installées en 2007),
- 2 stations hydrologiques (sondes multi-paramètres et préleveurs automatiques d'eau) : un à chaque exutoire (Goule et Diable) au niveau de la barre calcaire,
- une station météorologique d'altitude (« épaulement » à 482 m) et une à la base Corbel (9 m)¹.

Un bassin glaciaire fait rarement l'objet d'un réseau de capteurs aussi dense. Généralement, ce sont les données météorologiques issues de stations de

¹ La station météorologique de l'épaulement a été installée en 2006 lors de la première mission du programme ANR HSF. Elle est équipée d'un thermomètre, d'un pluviomètre, d'un anémomètre et d'un pyranomètre. Bien que ces données puissent être importantes, nous ne les avons pas utilisées car elles ne sont pas représentatives de la météorologie du glacier. En effet, cette station est positionnée sur un éperon rocheux où il y a un effet de col non négligeable. Il en est de même pour la station météorologique de Corbel qui n'est pas représentative de la météorologie du glacier puisque située à 2 km du front du glacier et 9 m d'altitude. Aucune de ces stations ne respecte les directives de la *World Meteorological Organization*.

références plus ou moins lointaines (parfois au-delà de 100 km) qui sont utilisées pour surveiller les glaciers. Cette approche vise en général à étudier les grandes tendances observées à l'échelle de régions entières.

La station de référence la plus proche du glacier Austre Lovén est à Ny-Ålesund, située à 6 km. Dans le cadre énoncé ci-dessus d'une étude à grande échelle du bassin versant de l'Austre Lovénbreen, les données de la station de référence auraient permis d'obtenir des indications quant aux conditions générales régnant sur le glacier. Cependant, l'ambition de notre étude est d'observer et de comprendre les différentes dynamiques à l'échelle même du glacier. Ainsi, les données de Ny-Ålesund ne sont pas suffisamment représentatives des variations fines du site étudié (altitude, effets de site, ...). Un maillage spatial resserré du réseau de capteurs est davantage en adéquation avec les objectifs recherchés au fil des différents programmes de recherche et notamment de ce travail doctoral.

Afin d'avoir une vision à échelle fine des dynamiques du bassin glaciaire de l'Austre Lovén, il est nécessaire d'avoir une instrumentation pour une mesure efficace au long cours (capteurs enregistreurs) complétée par des campagnes de mesures ponctuelles sur le terrain (relevés aux balises, prélèvements...). Ces deux approches sont complémentaires car elles permettent d'avoir une observation complète et précise dans le temps et dans l'espace.

Ces campagnes de mesures, faites à plusieurs reprises à des périodes clés de l'année hydro-glaciologique, entre avril et octobre, permettent de récolter des informations et des mesures ponctuelles importantes sur la neige et la glace. Depuis 2007, près de 40 campagnes (deux fois par an minimum) ont permis d'entretenir les instruments fixes et de récolter des milliers de données constituant la base de ce travail de recherche.

1.2. Les données météorologiques

1.2.1. Les températures.

La température de l'air à la surface de l'Austre Lovénbreen est mesurée en 20 points par des capteurs répartis de manière homogène sur tout le glacier. Le glacier compte une densité moyenne de quatre capteurs par kilomètre carré. Chaque zone spécifique du glacier (y compris les cirques) est instrumentée. Ces capteurs sont des enregistreurs de température HOBO Pro v2 qui sont étanches et fonctionnent à des températures comprises entre -40 et +70°C. Dans notre étude, ces capteurs sont nommés Hn, n correspondant au numéro² du capteur en question (Fig. 41).

² Initialement, ce sont 30 capteurs (H1 à H30) qui ont été installés dans le bassin versant. Malheureusement, les conditions extrêmes ont eu raison de plusieurs d'entre eux (perdus, détruits...), c'est pourquoi on ne trouvera pas dans la nomenclature de ces capteurs les numéros 1, 3, 4, 6, 7, 12, 17 et 21. Ces capteurs étaient positionnés soit dans les versants (et donc ensevelis) soit dans la moraine (et donc emportés probablement par des rennes).

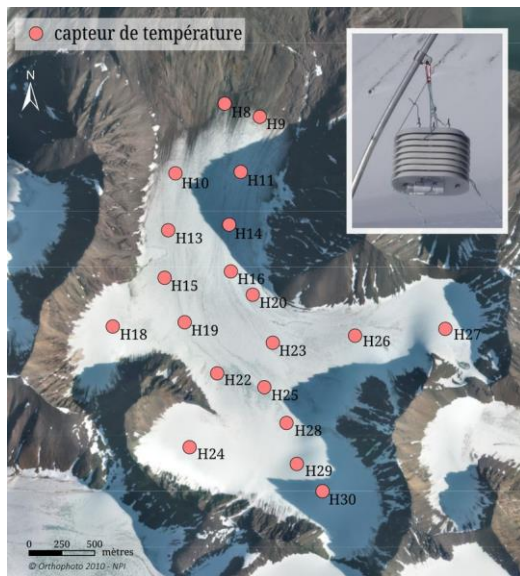


Figure 41 : Répartition des capteurs de température à la surface du glacier. Les capteurs HOBOT sont placés dans une cage aérienne blanche fixée à un mât métallique enfoncé dans la glace. Il est possible de le faire coulisser pour le placer idéalement à 1,60 m de hauteur au-dessus de la neige ou de la glace.

décrite ci-après, permet de détecter et de rejeter ces mesures de températures qui sont, de fait, biaisées.

Outre une haute résolution spatiale dans l'enregistrement des températures à la surface de l'Austre Lovénbreen, il y a également une haute résolution temporelle. En effet, la température de l'air est enregistrée toutes les heures. Cela permet notamment de déterminer avec précision la position de l'isotherme 0°C important pour connaître les dynamiques de fonte qui sont centrales aux programmes de recherche initiés sur ce glacier depuis 2007. Etant donné que les températures sont déterminantes dans ces dynamiques de fonte, il est important d'estimer la précision de la mesure et une éventuelle marge d'erreur.

Que mesure-t-on ?

Au cours de la saison hydrologique 2009-2010, Bernard (2011) a mis en place une expérimentation pour quantifier la marge d'erreur des mesures de température par les HOBOTs. Aux points H24 (462 m) et H25 (365 m), deux couples de capteurs ont été positionnés. Sur l'année, chaque capteur a une erreur moyenne respective de $\pm 0,32^{\circ}\text{C}$ et $\pm 0,47^{\circ}\text{C}$ ce qui est légèrement supérieur à la précision annoncée par le fabricant ($\pm 0,20^{\circ}\text{C}$). Ces valeurs attestent toutefois d'une bonne précision.

³ Après plusieurs essais infructueux avec des trépieds en bois puis en plastique (qui tombaient avant la fin de la saison), le mât en aluminium enfoncé dans la glace grâce à une sonde à vapeur puis haubané s'avère être le plus fiable (Bernard 2011).

Traitement de la donnée brute

Avant d'être exploitées et analysées, les données de température ont besoin d'être validées. C'est la première étape de tout travail utilisant des données climatiques qui permet d'éviter de mauvaises interprétations. En effet, il faut détecter et corriger les irrégularités de la série de températures en procédant à des étapes (i) de contrôle de qualité et (ii) d'homogénéisation avant (iii) d'effectuer les ajustements nécessaires sur la série de données.

Le **contrôle de la qualité** des données de température est une étape préalable pour détecter les erreurs qui peuvent être issues des phases d'enregistrement, de manipulation, de formatage, de transmission ou d'archivage des données. Dans ce travail, nous avons avant tout contrôlé la présence d'erreurs grossières comme des valeurs aberrantes, des déplacements de virgule décimale malencontreux, etc. (Aguilar *et al.* 2003). Une validation visuelle par l'utilisation de filtres logiques ou de graphiques (courbes, histogrammes...) est suffisante.

Une série climatique homogène peut être définie comme une série uniquement influencée par les variations naturelles météorologiques et climatiques (Firat *et al.* 2012). La phase d'**homogénéisation** permet de s'en assurer car il est fréquent que des irrégularités d'origine non naturelle soient présentes dans la série de données climatiques. Outre les erreurs ponctuelles détectables lors du contrôle de la qualité, il existe des erreurs dites de rupture (*breakpoints* en anglais) qui correspondent à un changement brutal et anormal de la moyenne des températures. Ces erreurs peuvent provenir d'un changement d'appareil de mesure (son type ou son fabricant) ou d'un changement de sa localisation. Plus rarement, il peut s'agir d'une décalibration du capteur de mesure. Dans notre cas, les irrégularités peuvent principalement provenir de la chute des capteurs ou bien de leur enfouissement dans le manteau neigeux durant l'hiver. Dans chacun des cas, ce n'est plus la température de l'air qui est mesurée mais celle du manteau neigeux ce qui est problématique pour notre étude.

Pour détecter ces irrégularités, nous avons utilisé l'observation graphique⁴. La période pendant laquelle un capteur est enfoui sous la neige est assez facilement identifiable sur un graphique. La variabilité journalière des températures enregistrées devient très faible lorsque le capteur est sous la neige, car il est isolé et donc peu soumis aux variations thermiques de surface. Cette situation est visible sur la série de températures du capteur H11 lors de l'hiver 2016-2017 représenté en

⁴ Il s'agit de la méthode indirecte. La méthode directe repose quant à elle sur l'utilisation d'algorithmes mathématiques pouvant détecter de multiples ruptures ou encore sur la comparaison avec des mesures parallèles. Cette méthode nécessite des moyens plus importants (en temps et en connaissances) que la méthode indirecte ce qui explique pourquoi nous avons choisi d'utiliser cette dernière.

rouge dans la figure 42. Le retour à l'air libre du capteur peut aussi être identifié avec précision, car la variabilité thermique augmente.

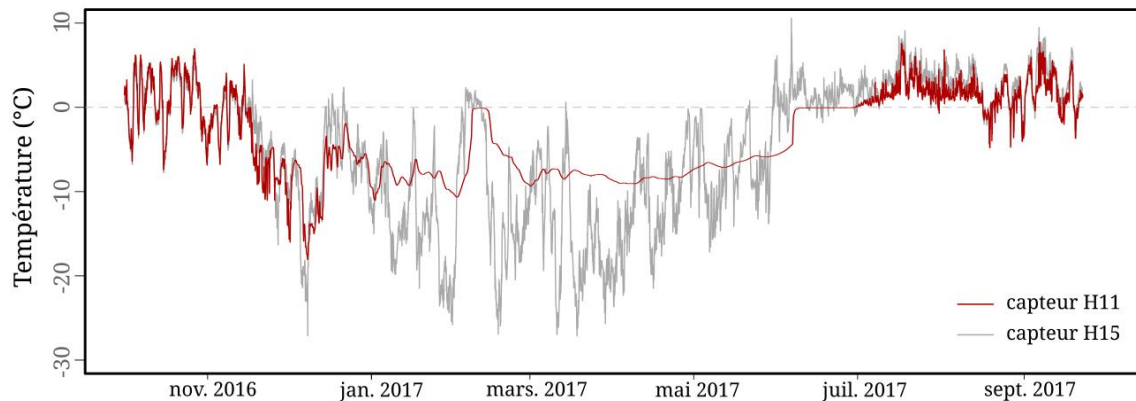


Figure 42 : Exemple d'irrégularité dans la mesure de la température de l'air. Comparaison entre le capteur H11 (en rouge) qui a été enfoui dans le manteau neigeux à partir du mois de janvier et le capteur H15 (en gris) qui a enregistré normalement.

Peterson *et al.* (1998) recommande d'appliquer les tests d'homogénéité graphiques de manière relative, c'est-à-dire en comparant la série thermique d'un capteur à son voisin, dont la variabilité est supposée homogène. Si les deux capteurs sont corrélés, les tests relatifs sont considérés comme plus performants que les tests absolus (qui se concentrent uniquement sur la série thermique considérée), (Wijngaard *et al.* 2003). C'est une technique que nous avons aussi appliquée lors de l'étape d'homogénéisation.

Toutes les irrégularités détectées ont fait l'objet d'une attention particulière afin de juger de leur pertinence. Lorsque cela était justifié, les données ou périodes irrégulières ont été supprimées⁵. Cependant, il est compliqué de travailler avec des séries incomplètes, car les analyses statistiques sont souvent sensibles aux données manquantes. Le calcul de moyennes ou de matrices de corrélations tout comme les analyses statistiques multivariées deviennent difficiles avec de telles séries de données incomplètes (Schneider 2001). Ainsi, avons-nous jugé nécessaire de remplacer les données manquantes.

Cette phase **d'ajustement des données** est une étape de modification de la série de données originale. Le but est d'apporter des corrections à certaines valeurs (le déplacement d'une virgule par exemple) ou d'estimer des données manquantes. Plusieurs catégories de méthodes de correction existent : (i) *within-station*, (ii) *between-station*, et (iii) *regression-based* (Allen & DeGaetano 2001). La première

⁵ Nous devons mentionner ici que nous n'avons pas toujours eu un contrôle complet du processus d'homogénéisation car la donnée brute (format .hobo original) n'a pas été systématiquement accessible. La donnée alors disponible avait été préalablement « nettoyée » des données aberrantes et sous la neige. La méthode employée nous est inconnue c'est pourquoi nous avons tout de même suivi notre protocole de traitement pour vérifier si aucune irrégularité n'a persisté.

méthode (i) utilise les températures enregistrées au cours des jours précédents et suivants les observations manquantes pour une seule et même station (*within-station* en anglais). Par exemple, pour estimer la valeur manquante du 12 juillet 2015, la moyenne des températures du 11 juillet au 13 juillet 2015 est utilisée. Il est possible d'utiliser plus qu'une journée de chaque côté pour le calcul. La méthode « entre-stations » (*between-stations* en anglais) (ii) utilise quant à elle les données des stations avoisinantes pour estimer la période manquante. DeGaetano *et al.* (1995) utilise cette méthode en partant du principe que, pour un jour donné, les stations dans le voisinage immédiat subissent le même écart à la normale journalière que la station où la donnée manquante est détectée. La régression statistique est une troisième méthode (iii) employée pour estimer des valeurs climatiques manquantes. Les valeurs d'une ou plusieurs stations voisines sont utilisées pour élaborer l'équation de régression qui servira à l'estimation. Kemp *et al.* (1983) ont démontré que cette approche a tendance à produire des estimations plus proches de la réalité que les deux précédentes méthodes, surtout la première.

C'est cette troisième méthode basée sur la régression linéaire que nous avons utilisée pour estimer les valeurs manquantes des données de température des capteurs du glacier Austre Lovén. Sur le glacier, les turbulences et les effets de site sont tels que deux capteurs de température peu distants peuvent ne pas avoir le même comportement thermique. Nous avons donc choisi de nous baser sur les corrélations entre le capteur à estimer (qu'on nommera n) et les autres capteurs du glacier pour sélectionner le capteur au comportement le plus ressemblant (plus haut coefficient de corrélation). L'équation de régression suivante, (Equation 6) générée à partir des données existantes, résume le lien entre ces deux capteurs ce qui permet d'estimer les données manquantes de l'un avec les températures mesurées de l'autre. Cette méthode est appelée BESTR par Kemp (1983).

$$T_{ijkn} = a_{ijknm} + b_{ijknm}T_{ijkm} \quad (6)$$

où T_{ijkn} est la valeur de température à estimer pour le jour i , le mois j , l'année k , et le capteur n . Pour chaque capteur n et m , a_{ijknm} correspond à l'interception et b_{ijknm} à la pente de la régression entre les capteurs considérés.

Malheureusement, nous nous sommes retrouvée face au souci de données manquant simultanément dans la série de référence (celle du capteur m) et celle à estimer (capteur n). Cela est relativement fréquent dans un tel milieu où l'instrument de mesure est mis à rude épreuve. L'alternative que nous avons donc utilisée est celle que Kemp (1983) nomme REGR.

$$T_{ijkn} = \sum_{\substack{1 \leq m \leq M \\ m \neq n}} W_m (a_{ijknm} + b_{ijknm}T_{ijkm}) \quad (7)$$

où

$$W_m = r_{ijknm}^2 \left(\sum_{1 \leq p \leq M} r_{ijknp}^2 \right)^{-1}$$

L'équation ci-dessus (Equation 7) est tout à fait appropriée à notre cas de figure car ce ne sont plus les données d'un unique capteur qui sont prises en compte pour estimer les valeurs manquantes mais l'ensemble des capteurs présents sur le glacier. Dans ce cas, l'influence de chaque capteur dans le calcul de la donnée manquante est pondérée par sa corrélation avec le capteur à estimer (capteur n). L'avantage de cette méthode réside surtout dans le fait que les données manquantes peuvent être estimées même si des stations voisines ont elles aussi des données manquantes (contrairement aux méthodes *between-station* ou BESTR plus généralement utilisées).

1.2.2. Les précipitations

La quantification des précipitations est essentielle lorsque l'on s'intéresse au climat d'une région. Or, la mesure des précipitations dans les régions polaires mais aussi montagneuses à l'image du site de l'Austre Lovénbreen pose un réel problème. Le caractère extrême du climat local et la présence de vents violents rend la mesure des précipitations au moment où elles tombent (neige comme pluie) très délicate. Comme nous l'avons déjà mentionné (cf. chap. 2 - 3.2), Førland *et al.* (2011) estiment que les précipitations réelles à Ny-Ålesund sont au moins 50 % plus importantes que celles qui y sont mesurées.

En 2007, le programme HSF a tenté d'installer un réseau de 7 pluviomètres à augets basculants répartis selon l'hypsométrie du glacier sur un axe S-N et E-O. L'objectif de cette installation était d'établir un gradient altitudinal des précipitations à une échelle fine. En fait, cette expérimentation n'a pas permis d'enregistrer des données fiables à cause (i) du basculement inopiné des augets sous l'action du vent et (ii) du blocage des augets par le gel. Il faut donc se résoudre à utiliser les précipitations enregistrées⁶ à la station météorologique de Ny-Ålesund. Malheureusement, à l'image de la plupart des stations de mesure des précipitations dans l'Arctique, la station de Ny-Ålesund n'est pas infaillible non plus. Un contrôle de la qualité des données afin d'identifier des valeurs aberrantes est nécessaire ici aussi.

Etant donné que la station de Ny-Ålesund enregistre les précipitations à une altitude de 8 m, il est nécessaire d'appliquer un gradient altitudinal afin d'améliorer l'estimation des quantités précipitées sur le glacier Austre Lovén (qui s'étend entre 130 m et 630 m d'altitude).

Il existe de multiples gradients de précipitation appliqués au Svalbard dans la littérature (cf. chap. 2 - 3.1). Geoffroy (1968) et Griselin (1982) ont utilisé pour l'Austre Lovénbreen, un même gradient de +15 % par 100 m. À la suite d'une campagne spécifique, Griselin et Marlin (1999) affinent ce précédent gradient. Elles confirment le gradient de +15 % par 100 m, mais observent au-delà de 400 m un tassement de ce même gradient. Pour les altitudes supérieures à 400 m, il s'agit

⁶ Les données sont disponibles gratuitement sur la plateforme internet seklima.met.no

d'appliquer une augmentation des précipitations de 10 % par tranche de 100 m d'altitude. Dans le cadre de notre étude, nous avons choisi d'appliquer ce même gradient à double pente propre à l'Austre Lovénbreen. Les précipitations sont donc calculées en chaque point de mesure de référence du glacier correspondant aux capteurs de température.

En plus de la quantité précipitée, nous sommes d'autant plus intéressée par la qualité de la précipitation, s'il s'agit de pluie ou de neige. Cette information permet notamment de connaître en chaque point de référence la part des précipitations liquides des précipitations neigeuses et ainsi de calculer un coefficient nivométrique (cf. chap. 2 - 3.2). Pour cela, nous avons mis en regard les températures mesurées à chaque capteur du glacier avec les précipitations extrapolées de la station de Ny-Ålesund. Il est considéré ici qu'avec une température supérieure à 1°C, les précipitations mesurées sont liquides. À l'inverse, une température inférieure à 1°C permet de considérer que les précipitations sont neigeuses.

1.2.3. Difficultés de mesure des autres paramètres (vent, rayonnement...)

Le caractère extrême des conditions climatiques sur la péninsule de Brøgger rend la mesure *in situ* compliquée. Comme nous venons de le voir pour les mesures de températures et de précipitations, les dysfonctionnements sont nombreux. Ainsi toutes les données ne sont pas disponibles et / ou utilisables. C'est le cas du vent et du rayonnement incident qui sont des variables non négligeables lorsqu'on étudie les dynamiques glaciaires.

Le vent

Le vent est une variable qu'il faut prendre en compte car, bien que son influence sur le manteau neigeux soit moindre que celle des températures et des précipitations, elle n'en est pas moins importante. Le vent peut transporter de la neige soit au moment où elle tombe, soit lorsqu'elle est déjà au sol. Comme nous l'avons déjà évoqué dans le chapitre 1 (cf. 1.2.1), lorsque le vent est suffisamment fort (au-delà de 7 m.s⁻¹), la neige peut être soulevée, transportée et redéposée là où la vitesse du vent s'affaiblit, généralement dans des zones d'abris. Le vent étant omniprésent sur la péninsule de Brøgger, il modifie constamment les quantités de neige accumulées sur le glacier Austre Lovén tout au long de la saison neigeuse. Sur le terrain, il est justement possible de se rendre compte de cet effet du vent, car comme cela est illustré par la figure 43, il semble qu'un flocon de neige ne restera jamais là où il est tombé.



Figure 43 : Effet du vent sur la neige dans le bassin glaciaire de l'Austre Lovénbreen : « un flocon de neige ne restera jamais là où il est tombé » (photo : S. Schiavone, septembre 2016 depuis le capteur H13).

Le programme ANR HSF a tenté d'obtenir des données d'aérogologie sur le glacier en positionnant, sur les mêmes mâts que les pluviomètres précédemment cités, des anémomètres. Cinq anémomètres sur le glacier ont permis d'enregistrer pendant une saison des données de vent. Les données de la station de l'épaulement (450 m) ont aussi été prises en compte.

Bernard (2011) qui a analysé les résultats de ces mesures constate une aérogologie complexe sur l'Austre Lovénbreen. En effet, le glacier est parcouru par des vents catabatiques depuis les cirques froids d'altitude jusqu'au front. La langue est essentiellement dominée par des vents de direction sud-nord tandis que les cirques sont dominés par des vents d'est-ouest (Fig. 44). La partie centrale du glacier à l'intersection des cirques présente une aérogologie plus complexe. Les vents catabatiques de l'axe central sud-nord provenant du cirque du Nobile sont perturbés à cet endroit par les vents catabatiques du cirque du Grønlietoppen orientés est-ouest.

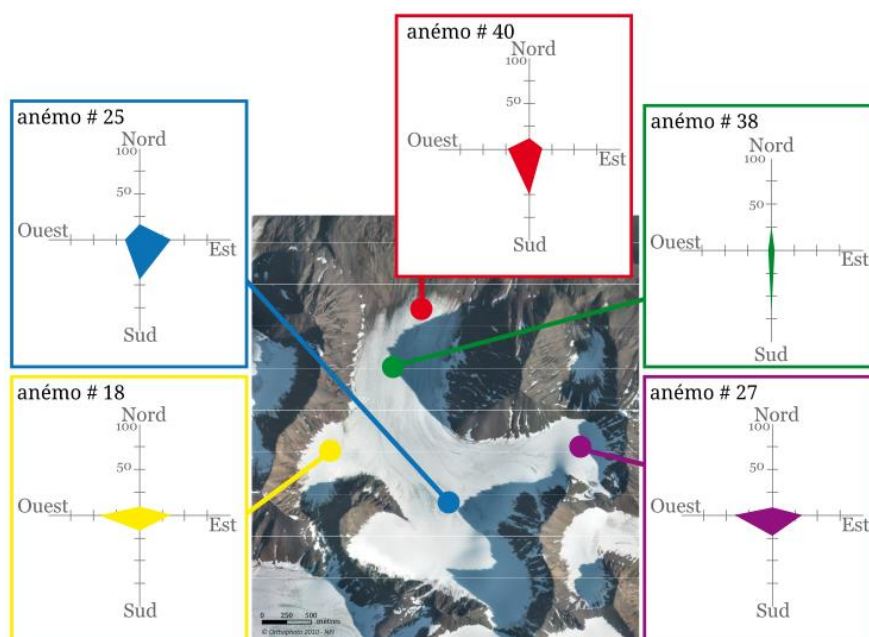


Figure 44 : Direction des vents sur le bassin de l'Austre Lovénbreen en 2007-2008. (Bernard 2011).

Cette étude a permis de montrer également que l'aérogologie du glacier Austre Lovén présente une totale indépendance par rapport à l'aérogologie mesurée à Ny-Ålesund qui est représentative du Kongsfjorden. En effet, dans le fjord les vents dominants sont orientés est-ouest (cf. chap. 2 - 3.2). De même, la station météorologique de l'épaulement (450 m) est extrêmement peu représentative de l'aérogologie du glacier car il y a un effet de col important créant de fortes turbulences. Bien que cette station météorologique soit opérationnelle depuis 2006, les enregistrements sont largement perturbés par un mauvais fonctionnement de l'anémomètre sujet au gel ou aux vents trop forts pour être mesurés. Ces problèmes ajoutés à sa non représentativité du glacier ne nous ont pas permis d'utiliser les séries de données ponctuellement disponibles.

Le rayonnement

Le rayonnement global direct est mesuré par la station de l'épaulement. Cela signifie qu'une seule valeur horaire est disponible pour l'ensemble du bassin glaciaire. Le capteur étant fréquemment positionné au-dessus de la couverture nuageuse à cet endroit du glacier, les données mesurées (lorsqu'elles sont disponibles) ne sont absolument pas représentatives de l'ensemble du glacier dont une partie est alors sous le couvert nuageux. La variabilité spatiale du rayonnement sur le glacier Austre Lovén est ainsi difficile à mesurer.

Dans notre travail, nous avons fait le choix de ne pas utiliser ces données de rayonnement. Nous considérons que le rayonnement incident a une influence directe sur la température mesurée à chaque capteur dont le réseau couvre de manière plus exhaustive la surface du glacier.

1.3. Relevés nivologiques et glaciologiques

1.3.1. Neige

Il y a assez peu d'observations nivologiques à l'échelle locale de la péninsule de Brøgger. Lorsqu'elles existent, il est nécessaire de distinguer les études faites sur les *lowlands* (zones non englacées) de la péninsule (Kohler & Aanes 2004 ; Peeters *et al.* 2019) et celles réalisées dans la zone montagneuse plus rares encore (Lefauconnier *et al.* 1999, Bruchroithner *et al.* 2008). Plus récemment, Spolaor *et al.* (2016) ont mené une étude nivologique focalisée sur la chimie. Dans son étude plus générale, Bruchroithner *et al.* (2008), note un gradient nivologique nord-ouest/sud-est quant à l'épaisseur de neige en altitude sur la péninsule de Brøgger. Il mentionne également une grande variabilité spatiale et temporelle de l'épaisseur de neige dans la zone montagneuse où se trouvent les glaciers.

Les mesures aux balises

Sur l'Austre Lovénbreen, les mesures nivologiques concernent principalement l'épaisseur et la densité du manteau neigeux. Ces mesures sont faites en 36 points du glacier⁷ correspondant aux emplacements des balises à glace que nous aborderons ensuite. À ces balises installées par le programme HSF s'ajoutent 6 balises appartenant au réseau d'observation du groupe chinois qui nous permettent d'affiner la représentation du couvert neigeux en hiver (Mingxing *et al.* 2010). À l'image du réseau de capteurs de température, les points de mesures nivologiques et glaciologiques sont organisés en un réseau homogène avec une fine résolution spatiale (Fig. 45).

⁷ Depuis 2016, il n'y a plus que 35 balises car la balise B36 a été abandonnée. En effet, cette balise qui se trouvait au front, proche de la résurgence du glacier a été perdue probablement lors d'un épisode de crue.

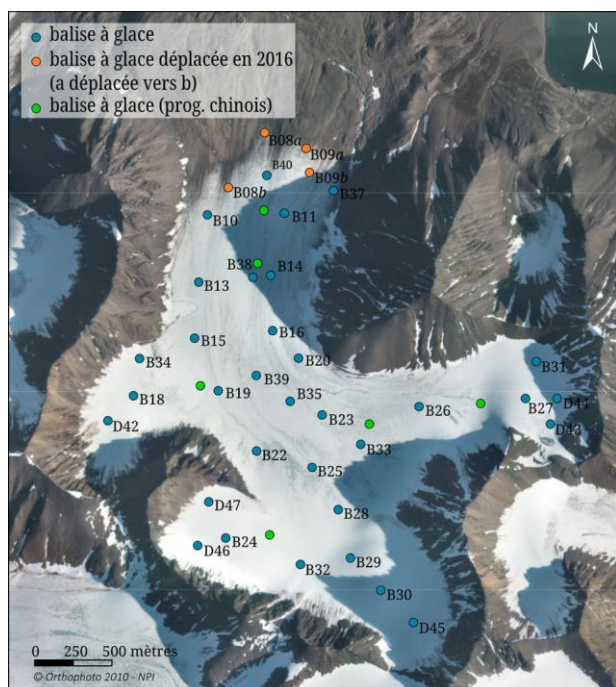


Figure 45 : Un réseau de points de mesures nivologiques et glaciologiques homogène sur la surface du glacier de l'Austre Lovén installé en 2007. Les balises B08 et B09 initialement installées au front du glacier ont été déplacées en 2016 car le recul dû à la fonte a été tel que ces balises ne se trouvaient plus dans le périmètre englacé de l'Austre Lovénbreen.



Figure 46 : Le carottier manuel PICO avec une extension (photo : Schiavone, avril 2015)

Les relevés nivologiques se font généralement à la fin du mois d'avril avant que la fonte ne commence, pour éviter dans la mesure du possible la présence d'eau liquide dans le manteau neigeux. Le protocole employé sur le glacier Austre Lovén est semblable à la plupart des relevés *in situ* effectués ailleurs.

À chaque balise à glace, une première mesure de l'épaisseur du manteau neigeux est effectuée à l'aide d'une sonde à avalanche. Ce sondage doit être fait en plusieurs endroits dans un rayon de 2 à 3 m autour de la balise afin de s'assurer que le carottage ne sera pas fait dans une crevasse ou une bédrière. La sonde doit être plongée dans le manteau neigeux jusqu'à atteindre en profondeur une couche solide correspondant soit au névé (*firn* en

anglais) soit à la glace de glacier. Cela donne une indication sur la profondeur jusqu'à laquelle il faut carotter pour être sûr d'être représentatif de toute la colonne de neige. Pour plus de précisions sur l'épaisseur attendue de neige, il est possible également d'utiliser les données relevées fin septembre de l'année précédente à partir de ces balises. En effet, ces relevés permettent de connaître la hauteur de la surface de la glace par rapport à la balise. Ainsi, il ne sera pas cohérent de sonder plus profond étant donné qu'il n'y a pas eu d'ablation depuis. Cette technique s'avère particulièrement utile dans les zones de névés où la limite est moins franche que sur la glace qui était vive le précédent septembre.

Le prélèvement de la neige se fait à l'aide d'un carottier manuel PICO qui a été développé dans les années 1970 par le *Polar Ice Coring Office* de l'université du Nebraska (Etats-Unis) (Fig. 46). Cet outil est très largement utilisé par la communauté des glaciologues

pour sonder le manteau neigeux. Il convient très bien à l'environnement arctique dans lequel il est utilisé ici car il est démontable, peu volumineux et plutôt léger donc assez facilement transportable sur le terrain. Il est éventuellement extensible jusqu'à 10 m de profondeur. Enfoncé jusqu'au névé (identifié par une lentille de glace qui sera ensuite exclue de la mesure), ce carottier permet de prélever (en plusieurs sections) une colonne de neige d'une surface basale de 63,6 cm² qui est ensuite pesée (Fig. 47a et 47b). À l'aide de la sonde à avalanche plantée dans le trou de carottage, l'épaisseur du manteau neigeux est vérifiée.

La pesée (Fig. 47c) permet de connaître la masse de la colonne de neige représentative du manteau neigeux en ce point et ainsi de calculer sa densité et son équivalent en eau. Une fois la colonne de neige extraite, elle est vidée dans un récipient puis pesée avec une balance de précision résistante aux conditions « extrêmes » de travail (le froid essentiellement).



Figure 47 : Prélèvement d'une carotte de neige à la balise B26 (a). Après l'avoir transvasée dans un bol en acier (b), il faut peser la colonne de neige (c) sur place à l'aide d'une balance de précision et résistante au froid. Les calculs de densité se font ultérieurement, une fois de retour à la base Corbel (photos : S. Schiavone, avril 2015).

La densité de la neige (ρ_s exprimée en g.cm⁻³) se calcule selon la formule suivante (Equation 8) :

$$\rho_s = m / S / h \quad (8)$$

où m est la masse pesée de la colonne (exprimée en g), S la surface de la carotte soit 63,6 cm² et h l'épaisseur du manteau neigeux (exprimée en cm).

Afin de permettre la comparaison avec d'autres données (glaciologiques ou hydrologiques notamment), on utilise l'indicateur d'équivalent en eau correspondant au volume d'eau que représente la fonte totale d'un volume de neige (ou de glace) noté weq pour *water equivalent* (Equation 9). Il est déduit des mesures précédentes :

$$S_{weq} = h \left(\frac{\rho_s}{\rho_w} \right) \quad (9)$$

Avec S_{weq} pour *Snow water equivalent*, exprimé en mètres pour équivalent-eau de la neige. h est l'épaisseur du manteau neigeux (m), ρ_s la densité du manteau neigeux calculée préalablement (en kg.m^{-3}) et ρ_w la densité de l'eau liquide soit approximativement $1.10^{-3} \text{ kg.m}^{-3}$.

Bernard (2011) a estimé une marge d'erreur de $\pm 5 \%$ dans les carottages en répétant le sondage et la pesée en différents points situés à proximité les uns des autres. Toutefois, pour une mesure très précise de la densité du manteau neigeux et le détail de la stratification des couches, ce sont des profils stratigraphiques qui sont à privilégier. Dans le cadre de ce travail de thèse, nous n'avons pas utilisé les données issues de profils stratigraphiques mais nous nous en sommes tenues aux mesures d'épaisseur et d'équivalent en eau du manteau neigeux à chaque balise.

Informations sur la présence ou l'absence de neige aux balises à partir des appareils photos.

Le réseau d'appareils photo automatiques installé en 2006 a aussi été utilisé dans ce travail de thèse. L'objectif initial de ce réseau, tel qu'il a été pensé lors du programme ANR HSF, est la surveillance à une échelle spatio-temporelle très fine de l'état du manteau neigeux du glacier pour pouvoir saisir les phénomènes rapides et brutaux ayant un impact sur ce manteau neigeux et donc sur l'hydrologie (lessivage par un événement de pluie intense au printemps, épisode neigeux en été, apparition des écoulements, formation de lacs supra-glaciaires, ...). Ces événements ne

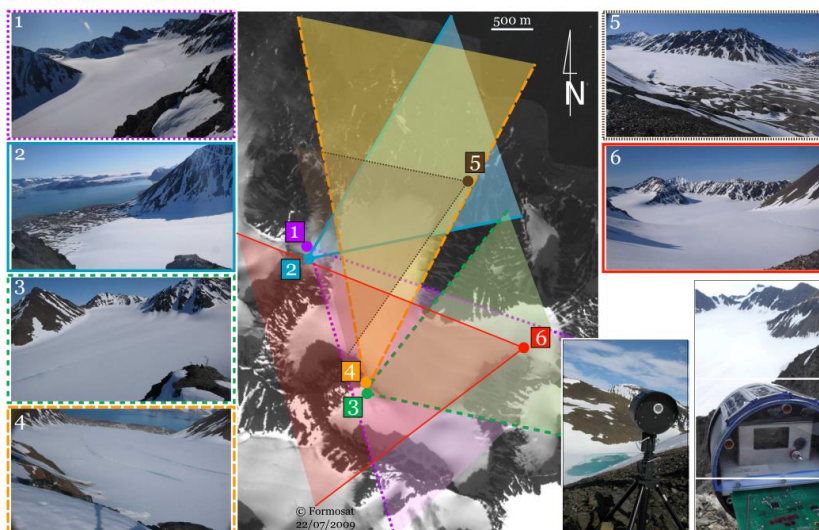


Figure 48 : Surveillance du bassin de l'Austre Lovénbreen par un réseau de six appareils photo automatiques couvrant la surface du glacier (Bernard 2011).

parviennent généralement pas à être captés avec précision par les autres instruments de mesure *in situ*.

Pour cela, un réseau de 6 stations photo automatiques permanentes positionnées en haut des versants ou en périphérie du bassin permettent de saisir l'ensemble des dynamiques glaciaires de l'Austre Lovénbreen (Fig. 48).

Ces appareils, des Leica D-Lux4, sont placés dans des boîtiers hermétiques et résistants aux conditions climatiques extrêmes. L'autonomie et la gestion d'énergie des appareils pour qu'ils puissent fonctionner toute l'année ont été un enjeu majeur⁸.

Les défis technologiques relevés, les appareils photos enregistrent 3 images par jours (à 8, 12 et 16 heures UTC) toute l'année. Une maintenance est effectuée, afin de remplacer les batteries au lithium alimentant les appareils et de décharger les images acquises, une à deux fois par an.

Dans ce travail, les données récoltées par ces appareils photos automatiques nous ont permis d'avoir une information sur la durée du couvert neigeux sur le glacier Austre Lovén. Nous avons pu avoir une information précise et datée sur la présence ou l'absence de couvert neigeux à l'emplacement de chaque point de référence étudié.

1.3.2. La glace – le bilan de masse.

Les mesures glaciologiques permettent avant tout le calcul du bilan de masse du glacier c'est-à-dire son gain ou sa perte de masse (cf. chap. 1 - 1.1). Cette mesure est le point central des recherches faites sur l'Austre Lovénbreen car l'intérêt est notamment porté sur ses dynamiques glaciaires. La méthode de mesure glaciologique qui a été choisie en 2007 lors de l'installation du réseau d'observation est une mesure directe *in situ* effectuée à partir d'un réseau de balises à glace (cf. chap. 1 - 1.3.1).

Lorsque l'on s'intéresse uniquement au bilan de masse d'un glacier et à son évolution temporelle, un réseau de quelques balises paraît suffisant à l'image du glacier voisin le Midtre Lovén (Wadham & Nuttall 2002), du White Glacier au Canada, et du glacier Parlung n° 94 en Chine (WGMS 2020). L'étude du bilan de masse de l'Austre Lovénbreen présente un intérêt particulier ce qui a justifié en 2007 l'installation d'un réseau de balises à glace plus dense que ce que sa superficie et sa topographie de surface auraient pu nécessiter. En effet, l'objectif des recherches (mises en œuvre lors des ANR successives Hydro-Sensor-FLOWS et Cryo-Sensors) sur ce glacier était d'établir un lien quantitatif entre la fonte de l'Austre Lovénbreen et le bilan hydrologique mesuré à l'exutoire du bassin versant. Afin

⁸ Pour plus de précisions techniques sur le fonctionnement de ces appareils photo automatiques, se référer à la thèse d'É. Bernard (2011) ou bien à [Bernard *et al.* \(2013\)](#).



Figure 49 : Implantation d'une balise à glace à l'aide d'une foreuse à vapeur. Les balises de 10 m sont constituées de 5 jalons de 2 m reliés entre eux, suivant un ordre très précis identique en chaque point. Ce code couleur utilisé depuis L. Lliboutry facilite la lecture et l'évaluation de la quantité de glace perdue ou gagnée d'une année sur l'autre (photos : M. Griselin, juillet 2007)

d'avoir une connaissance spatiale détaillée des dynamiques glaciaires et de l'apport en eau de fonte de chaque zone du glacier, un dispositif d'étude à échelle fine (multiplication des points d'enregistrement de données de la température de l'air, de mesures annuelles de la couverture de neige et du bilan de glace) était nécessaire. Cette exigence était d'autant plus facilitée que le glacier Austre Lovén est petit (environ 5 km²).

En 2007, un réseau de 36 balises implantées dans la glace a été installé à l'aide d'une foreuse à vapeur (Fig. 49). Dans la zone d'ablation, ce sont des balises en plastique composées de cinq jalons colorés de 2 m chacun. La couleur de chaque jalon permet de visualiser directement la quantité de glace qui a déjà fondu depuis l'installation. C'est un point de repère pour le contrôle des mesures d'une année sur l'autre. Depuis la surface, les couleurs sont successivement : noir, bleu, vert, jaune, rouge. Par exemple, lorsque le jalon jaune apparaît, cela signifie que le glacier a perdu près de 6 m de glace. Au front du glacier, la fonte a été telle depuis 2007 que tous les jalons sont déjà sortis. Dans ce cas-là, une nouvelle balise de 5 jalons est réinstallée pour poursuivre les mesures. Cela a déjà été le cas des balises B08, B09, B11 et B14 par exemple. En zone d'accumulation, les balises implantées sont des mâts en aluminium de 1,50 m composés de jalons

rouges et blancs. Lorsque l'accumulation est importante, il est possible d'ajouter de nouveaux jalons.

Leur répartition homogène permet de couvrir au mieux la totalité du glacier. Théoriquement, les balises doivent être positionnées selon un axe longitudinal afin de prendre en compte les zones d'ablation et d'accumulation (Ostrem & Brugman 1991). Lliboutry (1965) quant à lui, préconise d'installer les balises à glace en ayant connaissance du glacier ce qui permet d'optimiser le réseau pour capter les dynamiques pertinentes. Le réseau de l'Austre Lovénbreen prend en compte ces recommandations. Sur la langue qui correspond essentiellement à la zone d'ablation, l'axe longitudinal préconisé a été étoffé en trois profils parallèles (Fig. 45). Les cirques, zones d'accumulations, ont été équipés d'au moins trois balises à glace chacun. Le réseau a été renforcé dans ces zones car selon Vincent (2000), les valeurs de bilan glaciologique ont tendance à être sous-estimées en zone d'accumulation car elles sont généralement sous-échantillonnées.

La mesure glaciologique a lieu à la fin de la saison hydrologique c'est-à-dire fin septembre ou début octobre lorsque le volume du glacier est supposé à son minimum annuel. En chaque balise, il s'agit de noter la couleur du jalon et de mesurer sa hauteur dépassant de la glace (Fig. 50a). En comparant avec les mêmes mesures de l'année précédente, il est possible de calculer la hauteur de glace perdue si on est en zone d'ablation ou gagnée si on est en zone d'accumulation (Fig. 50b). À ces valeurs de hauteurs, on applique une densité de 0,9 pour la glace et de 0,6 pour le névé qui permet de déterminer une valeur de masse en chaque point, exprimée en équivalent eau (m.weq). La valeur résultante correspond à la mesure du bilan de masse ponctuel soit (Equation 10 – cf chap. 1 - 1.3.1) :

$$b_a = a - c \quad (10)$$

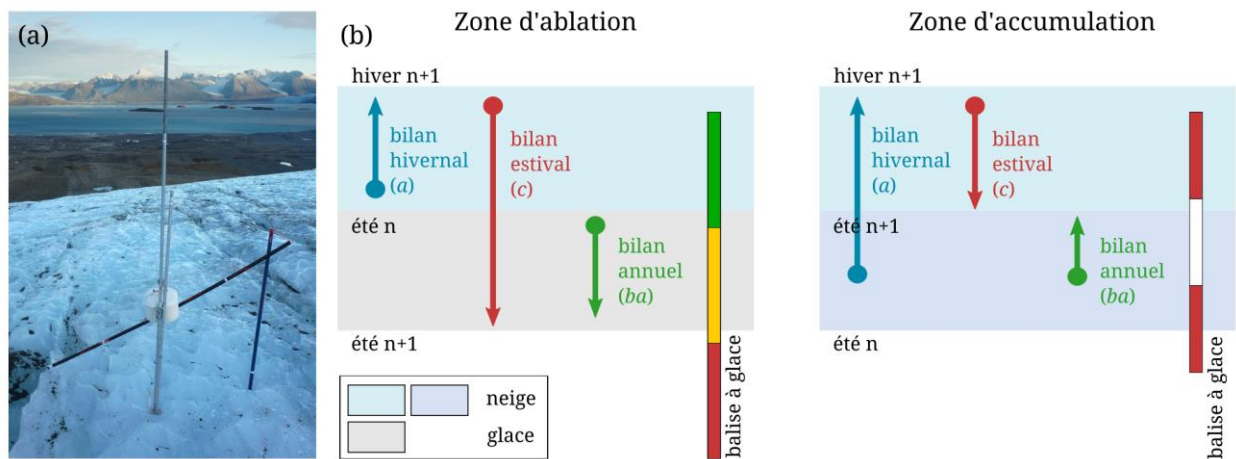


Figure 50 : Les balises à glace.

(a) Fonte du glacier à la balise B08b qui laisse apparaître le jalon bleu (jalon noir tombé à terre). En ce point, le glacier a perdu 2,55 m de glace entre septembre 2015 et septembre 2016 (photo : S. Schiavone, sept. 2016).

(b) Le bilan hivernal (accumulation - a) et le bilan estival (ablation - c) sont mesurés chaque année au niveau de chaque balise. La différence des deux permet d'obtenir le bilan annuel ponctuel b_a et de définir si la balise se trouve en zone d'ablation ou en zone d'accumulation (adapté de Bernard 2011).

2. Les mesures sur les versants

2.1. Les données de distribution spatiale d'épaisseur de neige

L'observation de la distribution spatiale de l'épaisseur de neige est un élément fondamental du suivi du glacier Austre Lovén. Comme nous l'avons abordé précédemment, l'épaisseur de neige est mesurée en de multiples points du glacier à



Figure 51 : Sondage manuel de l'épaisseur de neige dans un versant à l'aide d'une sonde à avalanche et d'un carottier PICO. (photo : JM Friedt, avril 2015)

l'aide d'une sonde à avalanche (cf. chap. 3 - 1.3.1). Il existe de multiples autres techniques permettant de mesurer cette caractéristique du manteau neigeux. Or, toutes ne sont pas applicables dans un environnement arctique au climat parfois extrême. De plus, lorsque l'on s'intéresse à la mesure de l'épaisseur de neige dans les versants souvent raides et instables à l'image du bassin glaciaire de l'Austre Lovén, il est nécessaire d'utiliser des moyens de mesure mobiles et adaptés à l'environnement étudié.

2.1.1. Des méthodes de mesure adaptées à l'étude des versants : état de l'art

Le sondage manuel

La méthode manuelle du sondage ponctuel le long de transects est la méthode historique de mesure de l'épaisseur de neige. Il s'agit de planter verticalement une sonde (à avalanche par exemple) jusqu'à atteindre le socle rocheux des versants et reporter la valeur (Kinar & Pomeroy 2015 ; Pirazzini *et al.* 2018), (Fig. 51). Ces données sont ensuite interpolées pour obtenir une synthèse cartographique des données récoltées. Malheureusement, la mesure étant ponctuelle et par endroits difficilement accessible voire dangereuse (risque d'avalanche), la résolution spatiale obtenue est lâche. Il n'est pas possible de capter toute la variabilité naturelle de l'épaisseur de neige dans les versants (Deems *et al.* 2013). De plus, le sondage est chronophage et difficilement applicable sur de grandes surfaces.

Bien que la méthode présente des limites, elle est aujourd'hui encore largement utilisée par la communauté scientifique étudiant les propriétés du couvert neigeux car elle est jugée comme complémentaire aux techniques automatiques développées depuis (Pirazzini *et al.* 2018). Des sondages ont plusieurs fois été réalisés dans les versants de l'Austre Lovénbreen et ont également été l'occasion de mesurer la densité du manteau neigeux dans ces versants. Les pentes étant toutefois fortes (pente moyenne entre 30 et 40°), les sondages effectués sont surtout localisés dans les pieds de versants et sont donc peu représentatifs de la totalité des versants dont la partie haute est souvent bien plus escarpée. Bien que les relevés soient de

ce fait peu nombreux, ils offrent malgré tout une comparaison par rapport à ce qui peut être mesuré sur le glacier au même moment. Ce point sera notamment discuté dans le chapitre 5.

Pour outrepasser ces nombreuses limites, les méthodes de mesure automatique et par télédétection se sont beaucoup développées dans le but de cartographier à haute résolution la neige dans les versants et autres zones difficilement accessibles.

La photogrammétrie

La photogrammétrie nécessite l'utilisation d'un ou plusieurs appareils photographiques dont la position GPS est connue. Afin de pouvoir calculer l'épaisseur de la couverture neigeuse dans la zone d'intérêt, deux acquisitions qui se chevauchent spatialement doivent être faites : l'une avec présence de neige et l'autre lorsqu'elle a fondu. Des Modèles Numériques de Terrain (MNT – si absence de neige) et de Surface (MNS – si présence de neige) sont ensuite générés pour chaque période d'acquisition. L'épaisseur de neige est calculée par différence de MNT et MNS (Kinar & Pomeroy 2015).

Les photographies utilisées dans ce but peuvent être à prise de vue (i) terrestre ou (ii) aérienne.

- i. L'acquisition terrestre par intervalle de temps (*time-lapse photography* en anglais) se fait en points fixes dans le but premier de renseigner sur la présence ou l'absence de neige. Comme nous l'avons abordé précédemment (cf. chap. 3 - 1.1) 6 caméras réparties dans le bassin versant de l'Austre Lovénbreen permettent d'acquérir ce genre de données sur le glacier (Bernard *et al.* 2013). Bernard *et al.* (2011) a utilisé ces données photographiques pour étudier la présence ou l'absence de neige dans les versants (Fig. 52a). Il est toutefois possible d'utiliser ces photographies tangentielles pour calculer des épaisseurs de neige mais au prix de reconstructions parfois fastidieuses (Farinotti *et al.* 2010 ; Bühler *et al.* 2015 ; Revuelto *et al.* 2016). Les incertitudes liées à l'acquisition terrestre sont généralement importantes.

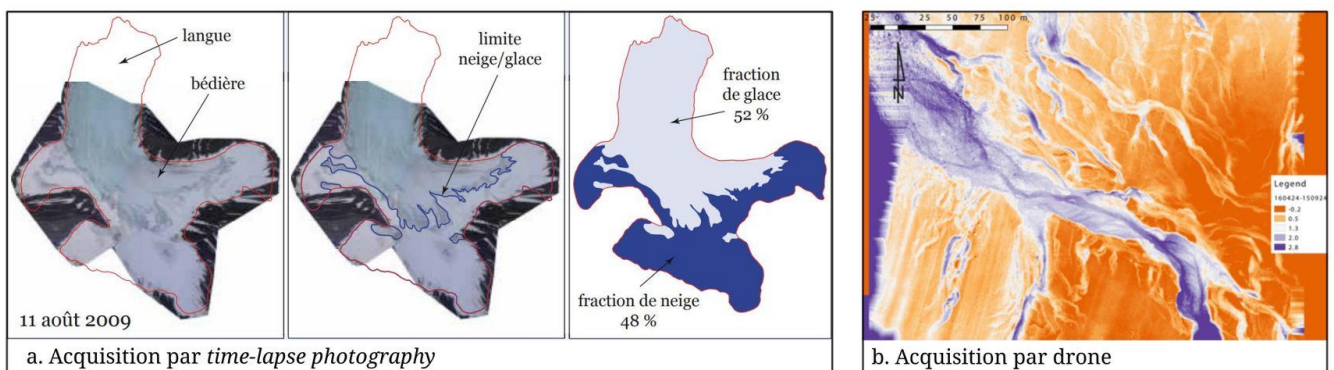


Figure 52 : Photogrammétrie utilisée dans le bassin versant de l'Austre Lovénbreen. (a) Résultat de l'acquisition terrestre à partir des appareils photos automatiques pour qualifier la présence ou l'absence de neige sur le glacier et dans les versants. (b) Estimation de l'épaisseur de neige dans la moraine par soustraction de MNT dérivés de données acquises au drone (extrait de Bernard *et al.* 2012, Bernard *et al.* 2017).

- ii. L'acquisition aérienne quant à elle se fait par drone (voire avion). L'algorithme de *Structure from Motion* permet de générer des MNT et MNS de haute résolution à partir de points d'amer remarquables et identiques (bloc de roche, tâche de végétation...). Cette méthode (acquisition par drone) est utilisée par Bernard *et al.* (2017) dans le bassin de l'Austre Lovénbreen pour étudier les dynamiques nivales (dont les épaisseurs de neige) et glaciaires au front du glacier et dans la moraine (Fig. 52b).

Le matériel nécessaire, simple et peu coûteux, rend la méthode attractive. Elle présente toutefois quelques soucis d'utilisation lorsque l'on veut étudier les versants arctiques. L'acquisition par drone peut s'avérer plus complexe car il est nécessaire de faire voler le drone plus haut l'exposant par exemple davantage aux turbulences atmosphériques. La correction des images photographiques de versant présente également un défi plus important que pour des photographies de zones plus planes à l'image du glacier Austre Lovén lui-même.

Le Ground Penetrating Radar (GPR)

Le GPR envoie des ondes électromagnétiques en direction de la base du glacier et reçoit le signal réfléchi. C'est un outil qui permet à la fois d'identifier des variations de nature dans la glace traversée et d'en évaluer l'épaisseur en fonction de la vitesse de propagation de l'onde. Le GPR est généralement tracté le long de transects pendant qu'il réalise une acquisition des données du couvert neigeux ou de la glace sous-jacente en continu (en fonction des fréquences d'ondes utilisées), (Helfricht 2014), (Fig. 53). La mesure de l'épaisseur de neige par GPR n'a pas donné de

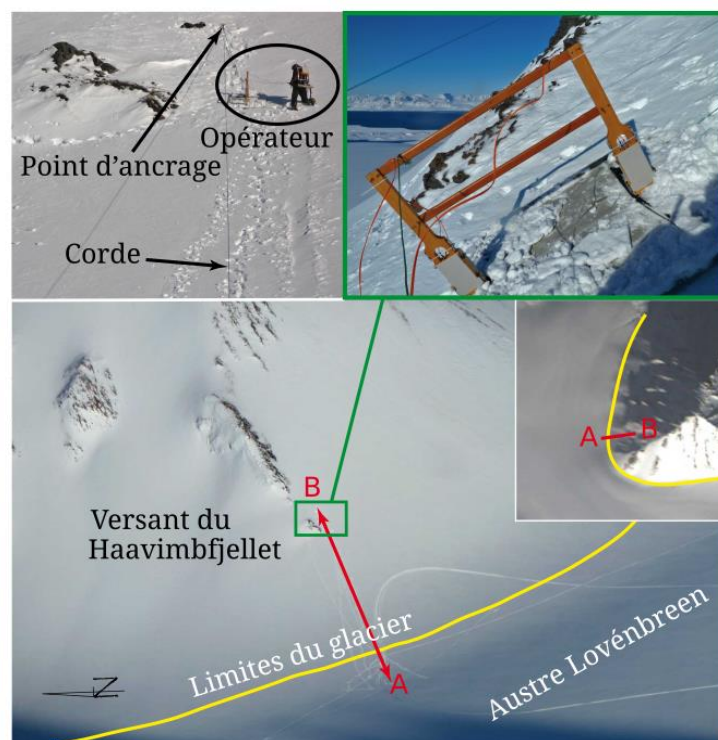


Figure 53 : Le GPR tracté dans les versants lors d'une mission de terrain sur l'Austre Lovénbreen (Bernard 2011)

résultats probants sur le glacier Austre Lovén mais une campagne a été réalisée en 2010 afin de connaître l'épaisseur de glace, son volume et la morphologie du lit rocheux (Saintenoy *et al.* 2013). Il a été utilisé dans quelques versants lors d'une seconde campagne en 2012 permettant ainsi d'identifier les limites du glacier (Bernard *et al.* 2013). Le GPR s'est avéré difficilement utilisable dans les pentes importantes du bassin de l'Austre Lovén.

La technologie laser : le Light Detection And Ranging (LiDAR)

L'acquisition LiDAR, dont le principe est détaillé ci-après (cf X.X.X), est couplée à une acquisition GPS de haute précision. La différence des cartes générées suite à l'acquisition des données à deux périodes distinctes (MNS avec un couvert neigeux et MNT sans couvert neigeux) permet de connaître l'épaisseur du couvert neigeux avec une précision verticale infra-décimétrique et une très haute résolution spatiale horizontale (Deems *et al.* 2013).

L'acquisition des données LiDAR peut être réalisée depuis les airs ou le sol. La première est très coûteuse car elle nécessite généralement de faire appel à un avion sur lequel est fixé un LiDAR. La résolution spatiale est plus lâche que lors d'une acquisition terrestre avec une donnée tous les mètres environ. La précision verticale quant à elle est en moyenne de l'ordre du décimètre (Deems *et al.* 2013 ; Hopkinson *et al.* 2001). C'est une technologie qui montre de bonnes performances lorsque la couverture spatiale désirée est importante (Grünewald *et al.* 2010).

Le LiDAR terrestre (ou *Terrestrial Laser Scanning* - TLS) quant à lui est un outil très largement utilisé dans le but d'obtenir des données d'épaisseur de neige à haute résolution spatiale (Grünewald *et al.* 2014 ; Revuelto *et al.* 2014 ; Prokop 2008). Le TLS est bien adapté à l'acquisition de données dans des versants peu accessibles et dangereux car la mesure se fait à une distance minimale d'environ 400 m de la zone d'intérêt (Prokop *et al.* 2008 ; Neugirg *et al.* 2016). Toutefois, si l'opérateur veut couvrir la totalité d'une zone il est souvent nécessaire de réaliser plusieurs scans car la topographie peut présenter des zones d'ombre qui se traduisent par des données manquantes. De plus, au-delà d'une certaine distance (environ 1 000 m), le TLS perd en précision (Deems *et al.* 2013). Bien que dépendante de la taille de la zone d'intérêt, la durée de prise de mesure est généralement réduite (inférieure à 2 h).

Pour l'étude de la variabilité spatiale de la couverture neigeuse (son épaisseur) dans le bassin versant de l'Austre Lovénbreen, c'est la technologie LiDAR dans sa version terrestre qui a été utilisée.

2.1.2. Le LiDAR : comment ça fonctionne ?

Le LiDAR (terrestre ou aérien) est un instrument de mesure qui calcule la distance à une surface d'intérêt à partir du temps de parcours (*Time of Flight* en anglais – ToF) d'un faisceau lumineux, une onde laser. En pratique, le LiDAR émet une impulsion de lumière (généralement de longueur d'onde infra-rouge). Au même moment, une horloge électronique se déclenche. L'onde se propage dans l'atmosphère linéairement jusqu'à atteindre la surface ciblée qui la renvoie dans l'autre sens pour être détectée par un détecteur photoélectrique (une photodiode). La détection de l'onde laser stoppe l'horloge permettant ainsi de connaître le ToF jusqu'à la surface visée (Prokop 2008 ; Deems *et al.* 2013), (Fig. 54).



Figure 54 : Principes de mesure d'un LiDAR terrestre. Le faisceau laser émis par le LiDAR est renvoyé dès qu'il atteint une surface (ici le versant). La distance (d) du point atteint est calculée à partir du temps de parcours du faisceau mesuré par le LiDAR (t). Il est à noter que la mesure est très légèrement influencée par le diamètre du faisceau qui a tendance à augmenter avec la distance. L'instrument rotatif et le miroir oscillant permettent un scan vertical et horizontal de la zone d'intérêt (adapté de Prokop, 2008 ; photo : S. Schiavone, avril 2015).

Le principe d'un LiDAR est sensiblement le même que celui d'un radar basé sur l'écholocalisation. Le LiDAR émet des ondes dans l'infra-rouge alors que le radar émet dans les micro-ondes. Lorsque le couvert neigeux est étudié, Prokop *et al.* (2008) recommande d'utiliser une longueur d'onde d'environ 900 nm pour obtenir une mesure fiable. En effet, certaines longueurs d'ondes inadaptées peuvent s'infiltrer dans le manteau neigeux (en fonction de l'humidité et de la taille des grains de neige) et donc fausser la mesure.

La portée d'un TLS est dépendante à la fois de son modèle et des conditions atmosphériques. Les modèles les plus performants permettent aujourd'hui de

scanner des zones allant jusqu'à 5 000 mètres dans de bonnes conditions (Prokop *et al.* 2008 ; Neugirg *et al.* 2016). L'instrument, rotatif et équipé d'un miroir oscillant, permet un scan vertical et horizontal de la zone d'intérêt (Fig. 54). La vitesse de rotation / oscillation et d'impulsions laser sont des paramètres déterminants dans la résolution spatiale des données acquises. La très haute fréquence des impulsions laser assure l'acquisition d'une forte densité de données au m² ce qui *in fine* permet de cartographier la zone à une très haute résolution spatiale.

En connaissant précisément la position GPS du TLS, il est finalement possible de connaître la localisation 3D (en x, y et z) de chaque point mesuré et donc de construire un MNT ou un MNS de la surface ciblée après une chaîne de traitement qui sera décrite ensuite (Deems *et al.* 2013). Comme nous l'avons précisé précédemment, la différence entre MNT (absence de neige) et MNS (présence de neige) permet de déterminer l'épaisseur de neige. Cet instrument de mesure a le potentiel de mesurer l'épaisseur de neige du manteau avec une précision inférieure à 10 cm (Prokop *et al.* 2008).

2.2. Protocole d'acquisition des données LiDAR

2.2.1. Mise en place de l'étude et choix de mesures

Le programme de recherche ANR PRISM

Compte-tenu des contraintes du site d'étude, c'est la technique du LiDAR terrestre qui a été choisie pour étudier les versants du bassin de l'Austre Lovénbreen. Les acquisitions par TLS ont été faites avant tout pour les besoins du programme de recherche ANR PRISM (*Permafrost, Rock, Ice and Snow Monitoring and modelling*) dirigé par F. Tolle entre 2012 et 2016. Il est donc important de noter qu'à l'image des données concernant le glacier, nous n'avons personnellement pas été maître des choix effectués pour enregistrer les données.

Les objectifs du programme ANR PRISM étaient d'étudier les versants du bassin de l'Austre Lovénbreen en complément des études menées uniquement sur le glacier au travers des programmes ANR HSF et ANR Cryo-Sensors. L'hypothèse à l'origine de l'intérêt porté sur les versants est que leur dynamique est en étroite relation avec le glacier adjacent. En effet, les versants, actifs, occupent une surface non négligeable dans le bassin (33,9 %).

Trois volets sont étudiés au sein de ce programme grâce aux données récoltées *in situ* entre 2012 et 2016 :

- Les dynamiques neigeuses. Dans ce volet, il s'agit d'estimer les volumes de neige présents sur les versants et donc les volumes d'eau associés. Cela doit permettre d'affiner l'équation hydrologique et distinguer ainsi avec plus de précision les volumes d'eau à l'exutoire issus des versants et ceux liés au glacier lui-même.

- Les dynamiques rocheuses. L'objectif est ici de suivre et quantifier les éboulements rocheux et les phénomènes de reptation des versants causés par les cycles gel / dégel du permafrost.
- Les dynamiques à l'interface versants / glacier. L'étude doit permettre de localiser et quantifier les névés existants en pied de versant. Un des objectifs est de pouvoir distinguer la glace nouvelle issue des versants de la glace ancienne du glacier et ainsi délimiter avec précision la limite entre le glacier et les versants car la rimaye n'est pas toujours visible.

Bien que ce ne soit pas la seule utilisée dans le cadre de ce programme de recherche, la technologie LiDAR est centrale. Une partie de ce travail de thèse s'inscrit dans le premier volet du programme ANR PRISM.

Le choix des versants étudiés

La superficie du bassin de l'Austre Lovénbreen couverte par les versants est vaste : 3,5 km² soit 33,9 % (cf. chap. 2 - 2). Compte tenu de l'étendue des surfaces à analyser et qu'un temps de scan supérieur à 2 h est déconseillé (Prokop 2008), il n'a pas été possible de scanner l'ensemble des versants. En effet, le TLS alors utilisé, dont la description est faite ci-dessous, avait un temps de mesure très long. Les campagnes de terrain n'étant pas assez longues pour scanner la totalité des versants, il a donc été nécessaire de sélectionner des zones d'intérêt⁹.

La sélection des versants a été faite selon des critères d'orientation, d'altitude, de géomorphologie et d'accessibilité. Ainsi, l'objectif était d'avoir un échantillon le plus représentatif et le plus complet possible des versants du bassin du glacier Austre Lovén.

Quatre versants, nommés comme suit, ont été étudiés au fil des campagnes (Fig. 55) :

- le **Haavimb sud** (abrégé Hs plus loin). Versant structural sud du Haavimbjfellet, à la forme d'un talus d'éboulis régulier et peu pentu.
- le **Haavimb ouest** (Hw). Versant ouest du même Haavimbjfellet mais ici la roche est massive et incisée. Les couloirs présents en haut des versants débouchent sur des cônes de débris rocheux au profil concave.
- le **Slaatto** (Sl). Il s'agit du versant exposé est d'une arête menant au Slaattofjellet. La géomorphologie du versant présente une configuration comparable à celle du Haavimb ouest.

⁹ En 2016, le TLS utilisé (modèle TLS RIEGL-VZ-600) était plus performant et a permis une acquisition des données moins chronophage. Ainsi, la totalité du bassin versant a pu être scannée en août.

- les **2 Couloirs** (2c). Ce versant exposé nord-ouest est composé de deux grands couloirs se terminant en cônes de névé chargés de débris rocheux.

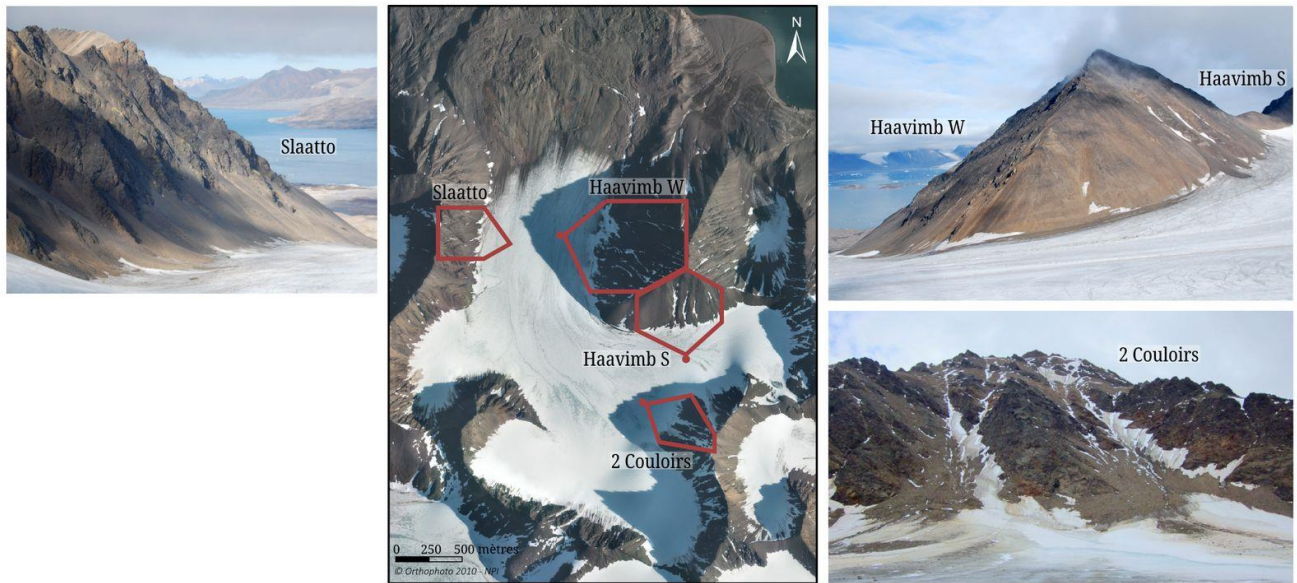


Figure 55 : Localisation des quatre versants balayés par TLS : le Slaatto, le Haavimb ouest, le Haavimb sud et les 2 couloirs (photos : A. Prokop, août 2013)

Les versants sélectionnés sont variés tant du point de vue de la géomorphologie que de l'orientation (cf. chap. 2 - 2.3) ce qui permet de mettre en évidence différentes dynamiques locales. Ainsi, la surface scannée correspond à 27 % de la surface des versants du bassin de l'Austre Lovénbreen. La pente moyenne de ces versants est comprise entre 30 et 40° (Fig. 56a). Ce sont des versants instables en hiver (avalanches, fig. 56b) comme en été (éboulis rocheux, fig. 56c), et peu accessibles ce qui justifie d'autant plus l'utilisation du TLS (Ancey *et al.* 1996 ; Brun *et al.* 1992).

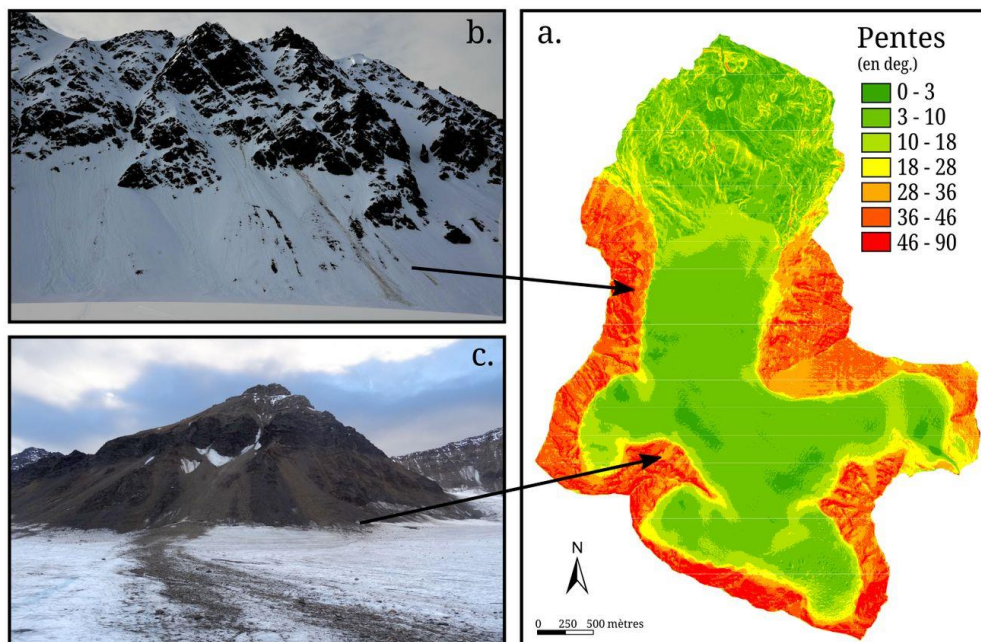


Figure 56 : Pentes du bassin versant de l'Austre Lovénbreen (a). Les versants ont une pente moyenne comprise entre 30 et 40° propice aux instabilités en hiver (b) comme en été (c), (photos : F. Tolle, avril 2016 (b) et S. Schiavone, sept. 2016 (c)).



Figure 57 : Installation d'une cible réfléchissante dans un versant étudié. Cette cible, difficilement accessible représente ensuite un point d'amer qui permet de géoréférencer les nuages de points acquis par TLS (photo : F. Tolle, avril 2012).

Équipement du site d'étude

Pour faciliter l'assemblage des nuages de points acquis par le TLS à différents endroits et moments, le choix de l'équipe s'est porté sur un géo-référencement indirect basé sur des cibles fixes (*target-based registration* en anglais).

Théoriquement, un minimum de trois cibles doit être présent dans la zone d'intérêt. Ces cibles servent de points d'amer lors de l'étape suivante de calage des nuages de points enregistrés. Plus il y en a, plus cette étape sera aisée et précise.

Malheureusement, entre la théorie et la pratique dans un milieu arctique il y a un gouffre... Contrairement à beaucoup de sites d'étude alpins facilement accessibles, l'installation des cibles dans les versants de l'Austre Lovénbreen s'est avérée compliquée. Il a été difficile de trouver des endroits accessibles et stables où installer ces cibles. Elles se devaient d'être protégées des avalanches, des chutes de pierres et des éboulis. Par ailleurs, leur localisation devait aussi être suffisamment élevée pour ne pas être recouverte de neige l'hiver et ainsi pouvoir être scannées au printemps. Finalement, leur nombre a été réduit au minimum, soit trois par zone d'intérêt.

Les cibles installées sont des cylindres blancs de 10 cm de diamètre (Fig. 57). Il est important qu'elles aient un haut coefficient de réflectivité pour être repérables sur le terrain et ensuite dans le nuage de points lors de l'étape de calage.

Ces cibles ont été géo-référencées selon le système global lors de leur installation à l'aide du DGPS. Ce géo-référencement précis permet par la suite de convertir les nuages de points depuis le système de coordonnées local¹⁰ du TLS (SOCS) vers le système de coordonnées global (GLCS).

2.2.2. Le protocole d'acquisition des données par TLS.

Installation du TLS

Pour garantir la bonne qualité des données et réduire les sources d'erreurs dues à la stabilité de l'équipement lors de la mesure, le TLS est installé sur un tripode. Il est fondamental que l'appareil soit stable pour éviter qu'il ne bouge à cause des vibrations engendrées par la rotation du miroir par exemple. Ce souci de stabilité

¹⁰ Le TLS a son propre système de géo-référencement (système de coordonnées local). Il s'agit d'un géo-référencement relatif entre la position de l'émetteur (du TLS) et du point mesuré (dans le versant). Pour pouvoir cartographier les données acquises, il faut convertir ces données du système local vers le système global. Cette conversion se fait notamment grâce aux cibles initialement géo-référencées en système global.

est d'autant plus important en hiver car le manteau neigeux sur lequel est positionné le TLS peut se tasser ou bien fondre pendant le temps de la mesure. Pour prévenir cela, la neige est compactée au maximum. En effet, un décalage de quelques centimètres à l'endroit de la mesure, pourrait vite se transformer en une erreur de plusieurs décimètres au point de mesure dans le versant quelques centaines de mètre plus loin. Lorsque la surface à scanner était vaste au printemps (pour le Haavimb ouest ou le Slaatto par exemple), le scan a été sub-divisé en plusieurs acquisitions (2 ou 3 généralement) pour prévenir toute instabilité dont la probabilité d'occurrence augmente avec le temps de mesure.

Le lieu d'installation du TLS, et donc l'origine de la mesure doit lui aussi être rigoureux. Le choix est effectué avant tout afin d'optimiser l'angle d'incidence du laser émis vers la surface d'intérêt pour minimiser les zones d'ombres provoquées par la topographie. En effet, le TLS ne mesure que ce qui est visible du point d'acquisition. Il n'est pas possible de mesurer la distance d'un point qui est situé derrière un rocher par exemple. En moyenne, le TLS était positionné entre 300 m (point le plus proche) et 800 m (point le plus éloigné) garantissant ainsi une bonne résolution des données acquises.

Il est à noter aussi que le choix de ce lieu dépend de son accessibilité. Même si l'accès ne pose pas énormément de problème au printemps cela s'avère souvent beaucoup plus compliqué en été. En effet, il faut prendre en considération le transport des 40 kg de matériel nécessaire au fonctionnement du TLS en plus de l'outil lui-même : générateur, essence, ordinateur, câbles, pelle à neige, etc... (Fig. 58a). En hiver, il est aisé de transporter le tout grâce aux motoneiges. En été, en revanche, cela doit se faire à l'aide d'une pulka (Fig. 58b). Cheminer à la surface du glacier compte tenu des irrégularités de la surface et des crevasses peut s'avérer difficile. Cela explique notamment pourquoi les versants des cirques les plus élevés n'ont pas été scannés.

TLS utilisés

Comme nous l'avons dit précédemment, ce n'est pas le même appareil de mesure qui a été utilisé pour toutes les campagnes de terrain. Même si leur utilisation est identique, leurs performances varient un peu.



Les mesures effectuées de 2012 à 2016 ont été faites avec le TLS RIEGL-LPM-321 qui émet un faisceau laser de longueur d'onde de 900 nm.

Les mesures réalisées depuis 2016 l'ont été avec un TLS RIEGL-VZ-600 de longueur d'onde 1 064 nm.

L'acquisition des données

Avant d'acquérir les données, une dernière manipulation consiste à paramétrer l'outil de mesure pour réduire une nouvelle fois les erreurs potentielles. Pour cela, il s'agit d'abord de définir la zone d'intérêt en la scannant rapidement. C'est l'occasion de repérer les cibles qui serviront plus tard de point d'amer.

Une correction atmosphérique est ensuite appliquée. En effet, la vitesse de propagation du laser dépend de l'index de réfraction de l'air, qui lui-même dépend de la pression atmosphérique, de la température et de l'humidité de l'air à l'instant de la mesure. Ce sont des paramètres importants à prendre en compte car la distance des points relevés dépend de la vitesse de propagation du laser (cf. chap. 3 - 2.1.2), (Revuelto *et al.* 2016). Les valeurs atmosphériques sont entrées dans le logiciel d'acquisition RiScan Pro associé au TLS qui se chargera de corriger directement les valeurs acquises lors de la mesure. Dans tous les cas, l'acquisition ne doit pas se faire lorsque les conditions météorologiques sont instables. Cette condition a rendu parfois délicate la mesure dans le bassin versant de l'Austre Lovénbreen. Les conditions météorologiques étaient quelques fois telles (surtout en été) que le scan des versants n'était pas possible pendant plusieurs jours conduisant ainsi à des journées de scan interminables pour pouvoir acquérir un maximum de données avant la fin de la campagne de terrain.

Une fois que la calibration a été réalisée, l'acquisition de données peut commencer. Avec le TLS LPM-321, le temps de scan était d'environ 5 h au total pour chaque versant. Certaines zones trop vastes (Haavimb ouest et Slaatto par exemple) ont été subdivisées en plusieurs scans d'1h30 maximum pour répondre aux conditions de stabilité de la mesure. Au cours du scan, c'est plus de 1 000 points par seconde qui ont été enregistrés avec un pas de mesure angulaire de 0,018°. Chaque point de donnée acquis contient des informations de coordonnées relatives au TLS (x,y,z) et de réflectance de la surface atteinte par le faisceau laser.

La résolution moyenne des nuages de points acquis était de 0,35 m, avec une résolution comprise entre 0,15 m dans les zones les plus proches du TLS et 0,70 m dans les zones les plus éloignées. Cette résolution correspond à l'espacement des points de mesure les uns par rapport aux autres. Elle dépend notamment de l'angle d'incidence du laser par rapport à la surface topographique mesurée. Pour un angle d'incidence normal ($\alpha = 0^\circ$ entre la direction du faisceau laser et la surface scannée, Fig. 59), le nombre de point au m^2 est à son maximum (la résolution est donc optimale). À l'inverse, si l'angle d'incidence augmente, le nombre de points au m^2 diminue. Cette valeur de la résolution moyenne a été jugée suffisante pour les objectifs d'analyse envisagés.

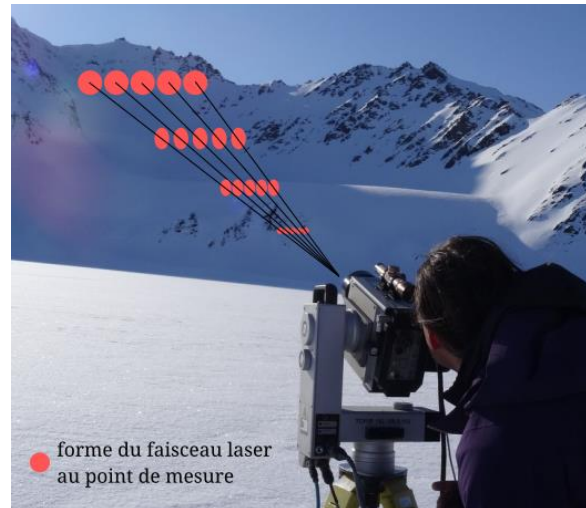


Figure 59 : Evolution de la résolution du nuage de points acquis par le TLS en fonction de l'angle d'incidence (pente) et de la distance au point de mesure. Plus la surface mesurée sera loin et parallèle au faisceau laser, plus la résolution du nuage de points sera faible (photo : S. Schiavone, avril 2015).

Les campagnes de mesures

Les versants du bassin de l'Autre Lovénbreen sont scannés à l'occasion des campagnes de terrain depuis le printemps 2012 deux fois par an. Des acquisitions sont réalisées à la fin de la période d'accumulation (fin avril – début mai) lorsque le manteau neigeux est à son maximum. Une deuxième campagne de scans a lieu en août à la fin de la période de fonte lorsque les versants sont nus.

Parfois, des scans ont pu avoir lieu en septembre mais les conditions météorologiques sont alors beaucoup plus instables rendant souvent la mesure compliquée. Il est possible d'assister dès septembre à des chutes de neige ce qui s'avère problématique pour obtenir des MNT de référence.

2.2.3. Traitement des données brutes

Une fois les données acquises, elles ne sont pas exploitables en l'état. Il est alors essentiel de procéder à plusieurs traitements pour pouvoir les utiliser et les analyser. Ces opérations se font notamment à l'aide du logiciel associé au TLS : RiScan Pro développé par la société RIEGL¹¹.

¹¹ La prise en main du logiciel s'est faite avec l'aide d'A. Prokop lors d'un court séjour à l'université de Longyearbyen en février 2017. A. Prokop a participé au programme ANR PRISM et à l'acquisition des données LiDAR lors des différentes campagnes de terrain.

C'est la version 1.8.1 du logiciel RiScan Pro qui a été utilisée dans ce travail. Il est important de le mentionner ici car nous n'avons pas pu exploiter la totalité des

Tableau 4 : Disponibilité des données de campagnes. Les saisons en bleu ont pu être exploitées tandis que nous avons dû renoncer à exploiter les saisons en rouge

| | Printemps | Été |
|------|-----------|-----|
| 2012 | | |
| 2013 | | |
| 2014 | | |
| 2015 | | |
| 2016 | | |

données acquises au cours des campagnes pour une question notamment de compatibilité non assurée entre les différentes versions du logiciel. Un scan qui aurait été ouvert avec une version plus récente que la 1.8.1 rend inexploitable cette même donnée par un logiciel de version antérieure. Le tableau X suivant résume les données des campagnes qui ont pu être utilisées ou non (Tableau 4). Ce traitement se fait en plusieurs étapes.

Le géo-référencement des nuages de points.

La première étape du traitement des données consiste à géo-référencer les nuages de points acquis sur le terrain par le TLS. C'est sans doute l'étape la plus cruciale car elle peut facilement mener à un mauvais alignement des nuages de points et donc à des erreurs automatiques lors de la création *in fine* des MNT et MNS.

Lors de l'acquisition *in situ*, le TLS enregistre un nuage de points au format (x,y,z) mais dans un système de coordonnées local, c'est-à-dire relatif au TLS lui-même (Fig. 60). Le géo-référencement permet de translater le nuage de points dans un géo-référentiel de système global.

Comme nous l'avons déjà précisé (cf. chap. 3 - 2.2.1), nous avons employé une méthode de géo-référencement indirect fondée sur l'utilisation de cibles fixes préalablement disposées dans les versants scannés (Reshetyuk *et al.* 2006). Ces cibles ont des coordonnées (en système global) connues puisqu'elles avaient été relevées grâce à un dGPS au moment de leur installation.

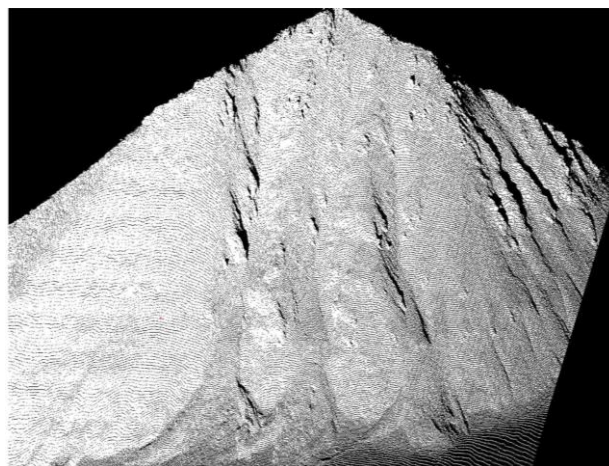


Figure 60 : Nuage de points (donnée brute) du versant Haavimb sud généré par l'acquisition au TLS.

Après importation du nuage de points dans le logiciel RiScan Pro, il s'agit de localiser les quelques points correspondant aux mesures faites sur les cibles elles-mêmes. Ces points sont repérables parmi tous les autres car les cibles correspondent à des points dont la réflectance est très importante (surface blanche) et donc qui sont très brillants¹² (Fig. 61). En faisant correspondre les coordonnées locales (SOCS) de ces points brillants à la coordonnée globale mesurée au dGPS (GLCS), le logiciel entreprend de traduire et de pivoter le nuage de points dans le nouveau système de coordonnées global.

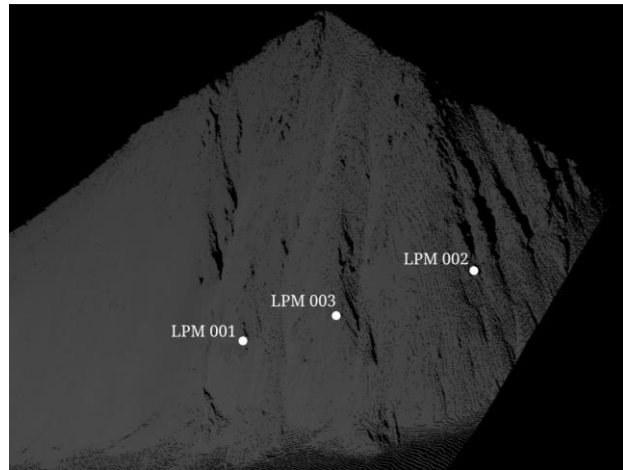


Figure 61 : Cibles positionnées sur le versant du Haavimb sud permettant de géo-référencer le nuage de points dans un système de coordonnées global. Attention la représentation des cibles a été volontairement exagérée pour pouvoir être visible.

Etant donné que l'acquisition est faite en 3D (x,y,z), trois cibles permettent de transformer le nuage de point de manière la plus précise possible. Or, il peut arriver certaines années que ces trois cibles n'aient pas été toutes retrouvées (éboulées ou enfouies sous la neige). Dans ce cas, il faut géo-référencer le nuage de points de manière manuelle en trouvant des éléments communs (rochers stables par exemple) entre le scan de l'année désirée et un scan d'une autre année qui a pu être géo-référencée. Cette manipulation est similaire au *multi-station adjustment* exposé ci-dessous.

Assemblage et ajustement des scans

Ce géo-référencement est l'occasion également d'assembler plusieurs nuages de points issus de scans indépendants en un seul nuage géo-référencé. Cette étape est utile surtout lorsque plusieurs scans ont été acquis sur un seul versant le même jour ou bien à deux années / saisons différentes.

Une nouvelle fois, la procédure de traitement avec RiScan Pro est simple si les cibles ont été retrouvées puisqu'elles constituent des points d'amer commun entre chaque scan. Par un jeu de correspondance, la translation / rotation des nuages permet d'assembler les deux jeux de données (*coarse registration*).

Si les cibles n'ont pas pu être retrouvées, il faut alors trouver des points communs entre les deux scans et créer manuellement des points d'amer (appelés *tiepoints* dans le logiciel – Fig. 62.3.a). Ces points d'amer doivent correspondre à des zones

¹² Les autres points enregistrés sur une surface rocheuse en été ou sur la neige au printemps n'apparaissent pas aussi clairement mais de manière plus grisée. La neige n'a pas une réflectance aussi élevée que celle des cibles fixes.

stables, non soumises à éboulis, et être visibles depuis le point de mesure à chaque saison. Généralement, il s'agit d'enrochements avec une position dominante et dégagée. Un minimum de trois points d'amer est nécessaire.

Chaque fois qu'un assemblage est effectué, le logiciel calcule automatiquement un écart-type (*standard deviation*) qui est une information sur l'erreur moyenne persistante dans le calage entre les cibles (ou les *tiepoints*) de chaque scan. Lors de cette étape, un écart-type de $\sigma = 0,5$ m est considéré comme un bon résultat.

Afin d'affiner encore l'assemblage des nuages de points et assurer la fiabilité des résultats, il est important de caler et ajuster plus finement les nuages de points (*multi-station adjustment*). Cette opération consiste à repérer de nouveau des points communs entre les scans. Plutôt que de créer des points d'amer, il s'agit maintenant de créer des « surfaces d'amer » plus larges. Une nouvelle fois, il faut repérer des zones saillantes et planes pour y créer des polygones (*tieobjects* – Fig. 62.3.b). Ici, 4 ou 5 polygones sont nécessaires. Attention plus n'est pas forcément synonyme de mieux... Normalement, à l'issue de cette étape, l'erreur doit encore être diminuée.

Filtrage et nettoyage du nuage de points

Avant de pouvoir exporter le nuage de points pour l'exploiter et l'analyser, un filtrage et un nettoyage sont utiles pour éliminer les mesures aberrantes. Ces mesures aberrantes prennent la forme de points qui se trouvent « dans l'atmosphère » (Fig. 62.3.c). Ils peuvent correspondre à un oiseau passé devant le laser au moment de la mesure ou à un flocon de neige si les conditions n'étaient pas optimales. Pour supprimer ces données, on utilise le *wedge filter* (Panholzer & Prokop 2013). De plus, seule la zone d'intérêt est conservée, le reste est supprimé.

Export du nuage de points sous ArcGIS

Les étapes énoncées ci-dessus sont un préalable essentiel pour garantir une bonne qualité des données. Par la suite, l'exploitation et l'analyse des nuages de points sont effectuées à l'aide du logiciel ArcGIS et de son extension 3D Analyst. Il s'agit ici de créer le produit final qui est le MNT / MNS (couche raster).

Tableau 5 : Mesure de l'incertitude moyenne pour chaque versant étudié. Cette incertitude correspond à l'écart-type moyen de la distance entre MNT et MNS à l'endroit des *tiepoints* (censés donc être des points fixes et sans neige).

| Versant | Année | Incertitude (σ en m) |
|---------------|-------|------------------------------|
| Slaatto | 2013 | 0,25 |
| | 2014 | 0,15 |
| 2 Couloirs | 2013 | 0,29 |
| | 2014 | 0,03 |
| Haavimb ouest | 2013 | 0,15 |
| | 2014 | 0,02 |
| Haavimb sud | 2013 | 0,62 |
| | 2014 | 0,01 |

Etant donné que l'objet importé dans ArcGIS est un nuage de points (couche vectorielle) il faut procéder à une interpolation pour obtenir le MNT / MNS qui pourra ensuite être exploité. Cette interpolation se fonde sur la méthode du *Natural Neighbor* préconisée par Prokop (2009). La résolution du MNT / MNS ainsi créé est de 50 cm (Fig. 62.4) et les écart-types moyens d'incertitude (*standard deviation*) issus de la phase d'assemblage précédente sont présentés dans le tableau 5 ci-contre.

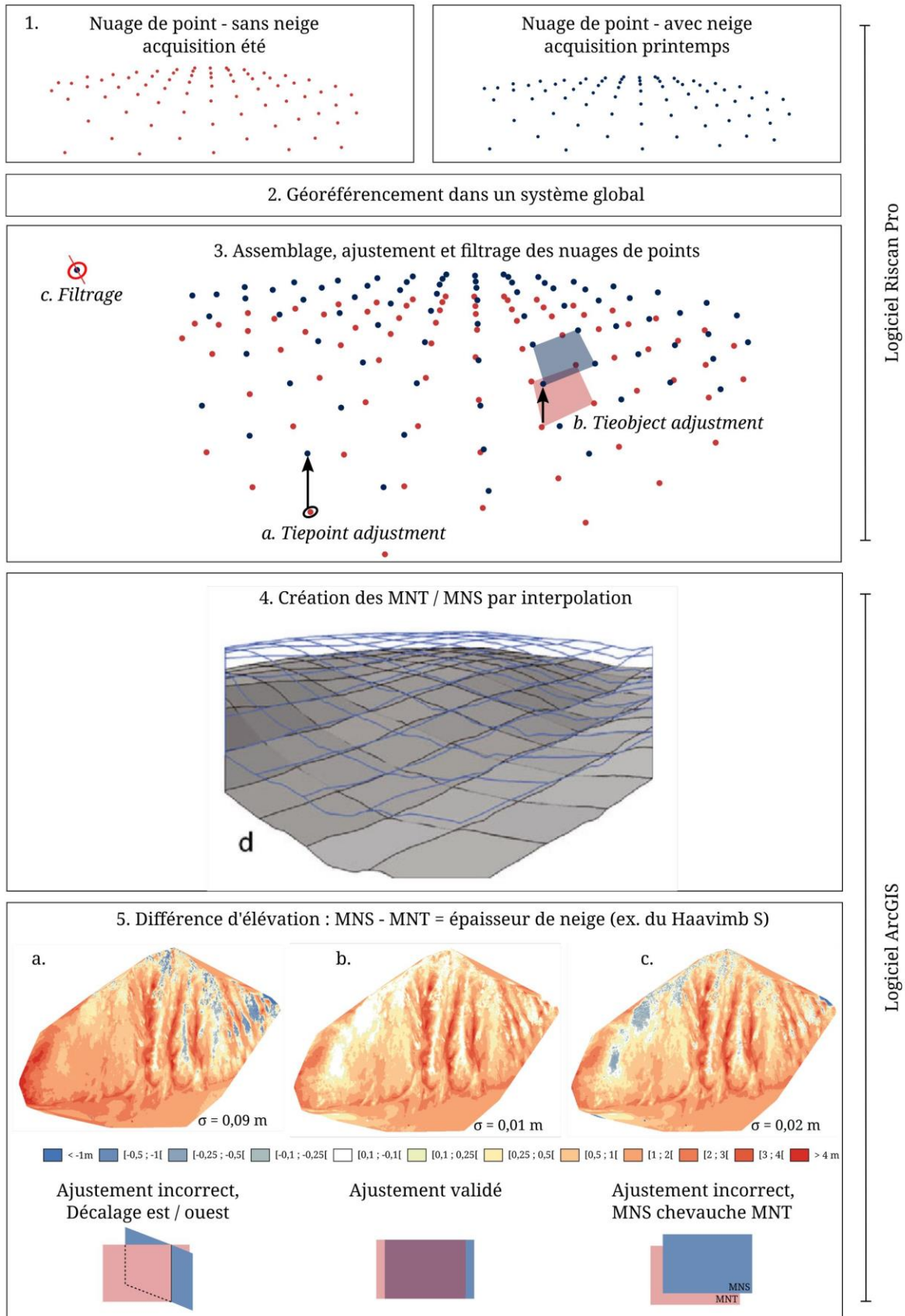


Figure 62 : Résumé des étapes du traitement des données LiDAR. Les premières étapes ont été représentées par une surface horizontale théorique pour faciliter la lecture. Le principe est identique concernant des versants (adapté de Deems et al. 2013).

L'étape ultime avant l'exploitation des données est la vérification de l'ajustement des nuages de points (transformés en couches matricielles raster à ce moment-là). En effet, il est possible que l'indice d'incertitude *standard deviation* indiqué à l'issue de l'ajustement (Tableau 5) soit très faible mais que la visualisation sous ArcGIS révèle des couches décalées. En faisant la différence¹³ entre les MNT / MNS calés, les décalages peuvent être mis en évidence.

Pour valider un assemblage puis un ajustement effectués dans RiScan Pro, plusieurs éléments sont à vérifier dans ArcGIS.

- un décalage entre les deux extrémités du scan est-il visible ? Si oui, il y a une dominance de couleur d'un côté par rapport à l'autre (Fig. 62.5.a). Par exemple, l'extrémité ouest du versant du Haavimb sud est surtout rouge foncé alors que l'autre extrémité est à dominante rouge clair voire bleue. Dans ce cas-là, il est essentiel de procéder à un nouvel ajustement dans RiScan Pro.
- les rochers sont supposés stables et invariants et devraient donc avoir des valeurs de différence très proches de zéro, représentées en blanc. La classification choisie représente les zones stables en blanc (Fig. 62.5.b). Les zones rocheuses n'étant pas ou peu censées bouger entre deux saisons doivent effectivement apparaître en blanc. Si ce n'est pas le cas, l'ajustement est à recommencer.
- lorsque les saisons hivernales et estivales sont comparées (MNS – MNT), aucune couleur bleue n'est censée apparaître. En effet, le bleu correspond à une augmentation de l'élévation de la surface or la neige devant fondre l'été, la différence est censée être représentée en rouge (Fig. 62.5.c). Seule l'éventualité d'une avalanche importante étant survenue après le scan de printemps et ayant déposé de fortes quantités de neige en pied de versant qui auraient résisté à la saison de fonte pourrait expliquer très ponctuellement ce type d'aberration.

Finalement, lorsque l'on est sûr que le calage est correct, il est possible de procéder à l'exploitation de ces données et à leur analyse, ce qui sera entièrement exposé dans le chapitre 5.

¹³ La différence entre MNT et MNS est faite avec l'outil Raster Math présent dans ArcGIS – 3D Analyst. Une classification du résultat de cette différence permet de mettre en évidence les décalages. Le rouge signifie une différence positive entre les deux scans tandis que les zones bleues témoignent d'une différence négative. En blanc sont représentées les zones qui n'ont pas bougé entre les deux années / saisons.

3. Méthodologie de modélisation statistique

Comme nous l'avons abordé dans le chapitre introductif, le principal objectif de ce travail de thèse est l'amélioration de la connaissance des dynamiques du bassin versant de l'Austre Lovénbreen. Il s'agit de mieux comprendre et d'expliquer des phénomènes naturels observés et mesurés dans le bassin glaciaire, à savoir :

- quels sont les facteurs nivo-météorologiques qui contribuent à expliquer le bilan de masse annuel mesuré de l'Austre Lovénbreen ?
- quelles propriétés topographiques sont particulièrement favorables au stockage de la neige dans ces unités ? Comment ce manteau neigeux de versants conditionne en partie les dynamiques glaciaires ?

Au regard de la diversité des données disponibles que nous avons présentées précédemment et des interrogations qui motivent nos travaux, le modèle numérique s'avère être un outil approprié. La modélisation statistique en particulier permet d'explorer et de traiter des jeux de données importants et de différentes natures. Parce que nous cherchons à comprendre des phénomènes et à identifier leurs facteurs causals, nous avons choisi de construire et d'utiliser des modèles explicatifs (cf. chap. 1 - 2.1.1). Définir le type de modèle qui sera utilisé est une étape primordiale car la méthodologie appliquée serait différente dans le cas de l'utilisation d'un modèle prédictif. Selon Shmueli (2010), une confusion fréquente existe entre ces deux types de modèles ce qui conduit parfois à l'emploi d'un modèle statistique inapproprié par rapport à l'objectif fixé menant ainsi à des résultats incorrects.

Comme nous l'avons mentionné plusieurs fois, un modèle doit être adapté pour répondre à un objectif préalablement fixé. Cette étape conditionne en partie le choix des outils. Après avoir été collectées et préparées, les séries de données sont notamment homogénéisées. Le processus de construction d'un modèle explicatif peut être ensuite découpé en 4 grandes phases¹⁴ (Shmueli 2010 ; Tufféry 2017) :

- **L'analyse exploratoire des données** (3.1) est une étape de familiarisation avec la structure et le contenu des données qui seront traitées. Ce premier examen est effectué par des méthodes d'analyses univariées et bivariées ainsi que par des tests statistiques.
- Le **choix du modèle statistique** (3.2) à utiliser doit être adapté à la structure des données et à l'objectif recherché.

¹⁴ D'une manière générale, les grandes étapes de la modélisation sont identiques quel que soit le type de modèle construit, or les différences résident principalement dans les méthodes statistiques employées (tests, régressions, etc.). Puisque seuls des modèles explicatifs ont été construits pour ces travaux de thèse, seule cette méthodologie est détaillée ici. Pour approfondir la distinction existante entre la modélisation explicative et prédictive, il est possible notamment de se référer à l'article de Schmuely (2010) intitulé « *To explain or to predict* ».

- Le **choix des variables** (3.3) à intégrer au modèle. Il s'agit de sélectionner les variables les plus pertinentes, celles qui sont les plus susceptibles de prendre part à l'explication du phénomène observé.
- La **validation et l'évaluation du modèle** (3.4) créé est une étape fondamentale qui va permettre de mettre en évidence les performances et la fiabilité du modèle à l'aide d'outils statistiques. La modélisation est un processus itératif au cours duquel plusieurs modèles sont généralement construits. Cette étape de validation et d'évaluation permet *in fine* de **sélectionner le meilleur modèle** qui sera ensuite analysé en détail et interprété.

Pour résumer, la modélisation statistique explicative est un processus de construction, de vérification, de validation et de comparaison de modèles.

3.1. Analyse exploratoire des données

L'analyse exploratoire des données est une étape clé du processus de modélisation. C'est une approche initiée par J. Tukey (1977) qui permet de se familiariser avec les données disponibles, d'observer leur structure et d'émettre des hypothèses quant au type de modèle adapté à leur traitement (Guthrie 2020). Les techniques employées ici sont avant tout graphiques bien que quelques analyses strictement quantitatives puissent être également utilisées.

Dans notre processus d'analyse exploratoire, nous avons premièrement étudié indépendamment chaque variable (analyse univariée) avant de combiner les variables entre elles pour mettre en évidence d'éventuelles relations (analyse bivariée).

3.1.1. L'analyse univariée des données

L'analyse univariée est un examen de la distribution de chaque variable qui s'appuie sur les statistiques descriptives. Il s'agit de vérifier que la distribution des valeurs de la variable étudiée est globalement homogène, de détecter des cas particuliers qui devront être expliqués ou de repérer d'éventuelles anomalies résiduelles de la phase de préparation des données. C'est également l'occasion de se mettre en tête les ordres de grandeurs des variables considérées et lorsque cela est nécessaire de les discrétiser (Tufféry 2017).

Pour analyser un jeu de données, il est souvent intéressant d'aller au-delà de l'examen seulement numérique des paramètres de position (mode, moyenne, ...) ou de dispersion (variance, écart-type...). L'examen visuel de chaque variable à l'aide de graphiques peut s'avérer également très utile. Pour caractériser leur structure, les graphiques suivants sont réalisés.

Les diagrammes en boîtes

Un diagramme en boîte, ou boîte à moustaches (*boxplot* en anglais) permet de visualiser instantanément certaines des caractéristiques de position, de distribution et de forme des valeurs d'une variable (Fig. 63).

Les histogrammes et graphiques de densité.

Les histogrammes et graphiques de densité quant à eux permettent de représenter la distribution des valeurs d'une variable (Fig. 64).

Ces représentations graphiques montrent le centre de la distribution, son étendue et sa potentielle asymétrie (*skewness* en anglais) due à la présence de valeurs extrêmes. Ces paramètres sont importants et permettent de vérifier la loi normale de la variable considérée.

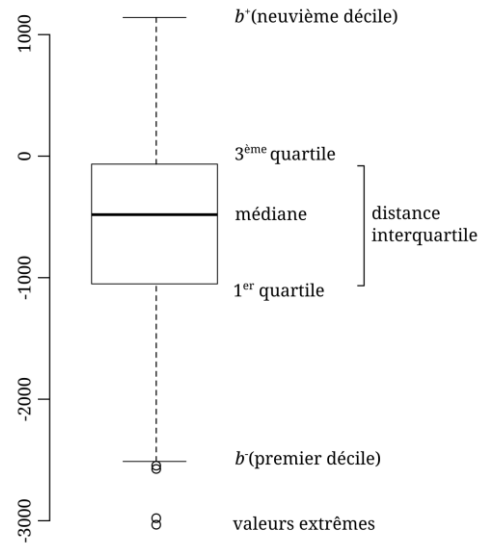


Figure 63 : Diagramme en boîte ou boxplot

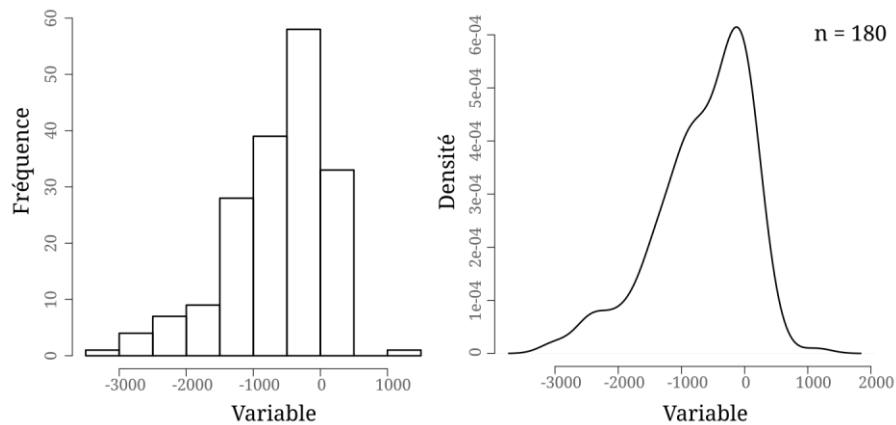


Figure 64 : L'histogramme et le graphique de densité

La normalité comme prérequis

La loi normale est une loi fréquente dans les phénomènes naturels. Comme le montre la figure 65b, sa représentation graphique théorique est symétrique et suit une « courbe en cloche ».

Lorsque l'hypothèse de normalité est vérifiée, de nombreux tests statistiques (dits paramétriques) et modèles peuvent être appliqués. À l'inverse, si l'hypothèse est rejetée, il faudra se tourner vers d'autres tests dits non-paramétriques que nous verrons plus loin. Il est important de tester ceci car une mauvaise utilisation de tests statistiques ou de modèles peut avoir des conséquences non négligeables sur l'analyse et l'interprétation des résultats qui en découlent.

Nous avons combiné l'examen visuel des graphiques cités précédemment avec le calcul de l'indice d'asymétrie de Fisher (*skewness*) afin d'évaluer numériquement la présence ou non d'une asymétrie forte dans la distribution des valeurs d'une variable (et donc le rejet de l'hypothèse de normalité). Si l'indice est nul, la distribution est symétrique. S'il est positif, la distribution est allongée à gauche et inversement s'il est négatif (Fig. 65a et 65c).

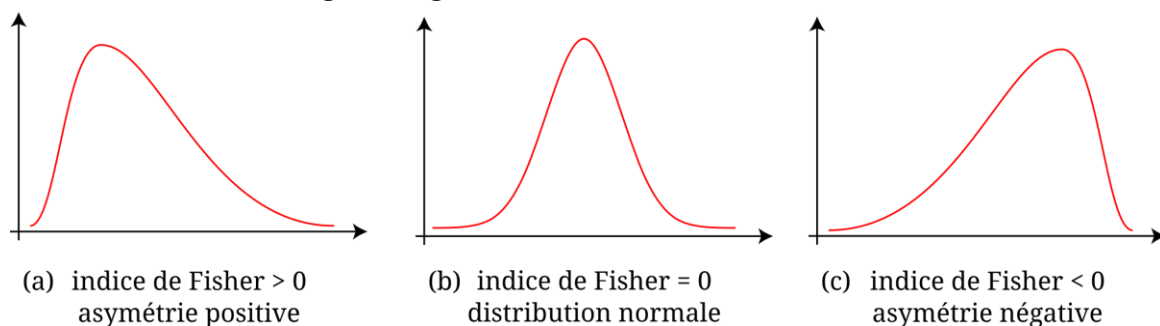


Figure 65 : Asymétrie d'une distribution

Afin de conforter ces observations, le test de Shapiro-Wilk est parfois utilisé. C'est un test considéré comme fiable et bien adapté aux petits échantillons (< 2000 observations), (Tufféry 2017). La valeur résultante est comprise entre 0 et 1. Une valeur faible conduit à rejeter l'hypothèse de normalité. Il est nécessaire également de vérifier la significativité statistique (*p-value*) de l'indice calculé.

Une asymétrie, et donc un défaut de normalité, peut avoir pour origine des valeurs extrêmes, c'est pourquoi une grande attention est également apportée aux valeurs extrêmes en question.

3.1.2. L'analyse bivariée des données

La phase d'analyse bivariée permet de mettre en évidence les relations de causalité entre les variables. On étudie alors surtout les relations entre la variable à expliquer (ou variable dépendante) et chaque variable potentiellement explicative (ou variable indépendante). C'est généralement une première occasion pour détecter des incohérences entre variables et pour identifier les variables ayant probablement un rôle dans l'explication de la variable dépendante étudiée. À

l'inverse, certaines variables peuvent s'avérer sans influence et pourront être écartées dans la suite du processus de modélisation (cf. chap. 3 - 3.3).

Il est également important d'explorer les relations entre variables indépendantes elles-mêmes car des relations trop fortes sont à éviter lorsque certaines méthodes sont utilisées. Si cela est avéré, il y a colinéarité. Nous aborderons ce problème et ses solutions plus en détail par la suite car la présence de colinéarités et de multicolinéarités¹⁵ influence surtout le choix des variables indépendantes sélectionnées dans le modèle (cf. chap. 3 - 3.4).

L'analyse bivariée est une méthode exploratoire qui repose sur un examen visuel des données ainsi qu'une synthétisation numérique dont la plus emblématique est l'analyse de corrélation.

L'examen visuel des données, la méthode graphique

Afin de mettre en évidence l'existence d'une relation entre deux variables (généralement la variable dépendante – Y, et une variable explicative – X), on s'appuie sur l'observation d'un graphique en nuage de points (*scatterplot* en anglais) (Fig. 66). Si plusieurs variables indépendantes doivent être testées, il faut construire autant de graphiques que de couples variables dépendante / indépendante. Ce graphique est construit en représentant chaque individu *i* par un point dans un espace cartésien avec pour coordonnées les valeurs prises par chaque variable étudiée en X et en Y.

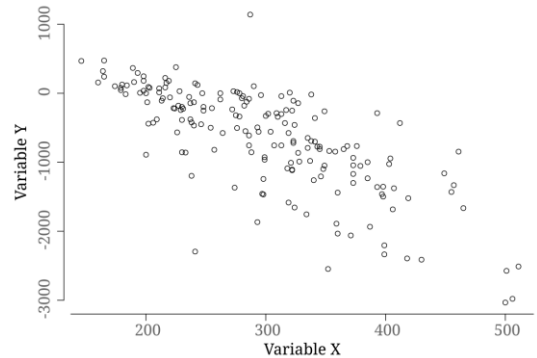


Figure 66 : Graphique en nuage de points

$(x_1, y_1), \dots (x_i, y_i), \dots (x_n, y_n)$.

Le nuage de points est l'outil visuel privilégié pour caractériser une liaison. En effet, s'il existe d'une relation entre X et Y, qu'elle soit linéaire, quadratique ou autre, le nuage de points laissera apparaître une structure dans l'organisation des points du nuage (Fig. 67). L'analyse graphique permet de caractériser la relation selon trois critères : (i) l'intensité, (ii) la forme et (iii) le sens de la relation.

- (i) Une relation est jugée d'autant plus forte que l'intensité de la liaison qui peut exister entre ces variables est élevée. Le nuage de points prend alors la forme d'une ligne ou d'une courbe dont les points s'éloignent peu (Fig. 67a).

¹⁵ Multicolinéarité : extension du cas simple de colinéarité entre deux variables impliquant une combinaison linéaire de 3 ou plus variables.

Dans le cas d'une relation faible, le nuage de points a une forme un peu plus floue que précédemment (Fig. 67b).

Une relation est nulle si les valeurs de X ne permettent aucunement de prédire les valeurs de Y. Le nuage de point n'a alors aucune véritable ligne directrice. (Fig. 67c).

- (ii) Une relation est linéaire si on peut trouver une relation affine entre X et Y de la forme $Y = aX + b$. Ici, le nuage de point peut s'ajuster correctement à une droite (Fig. 67a et 67b).

À l'inverse une relation est non-linéaire si la relation entre X et Y n'est pas de forme $Y = aX + b$ mais de différent type (parabole, hyperbole, sinusoïde...). Le nuage de point présente alors une forme complexe (Fig. 67d et 67e).

Une relation linéaire est monotone si elle est strictement croissante ou strictement décroissante. Toutes les relations linéaires sont monotones.

- (iii) Une relation monotone (linéaire ou non) est dite positive si les deux variables varient dans le même sens (Fig. 67a).

La relation est négative si les deux variables varient en sens inverse (Fig. 67b).

Pour confirmer toutes ces observations, une analyse de corrélation doit être faite.

Il est à noter, que ces caractéristiques permettent d'aiguiller ensuite sur le type de modèle pouvant être mis en place. Par exemple, un modèle linéaire ne sera en aucun cas pertinent si le nuage de points révèle une relation quadratique (fig. 67d).

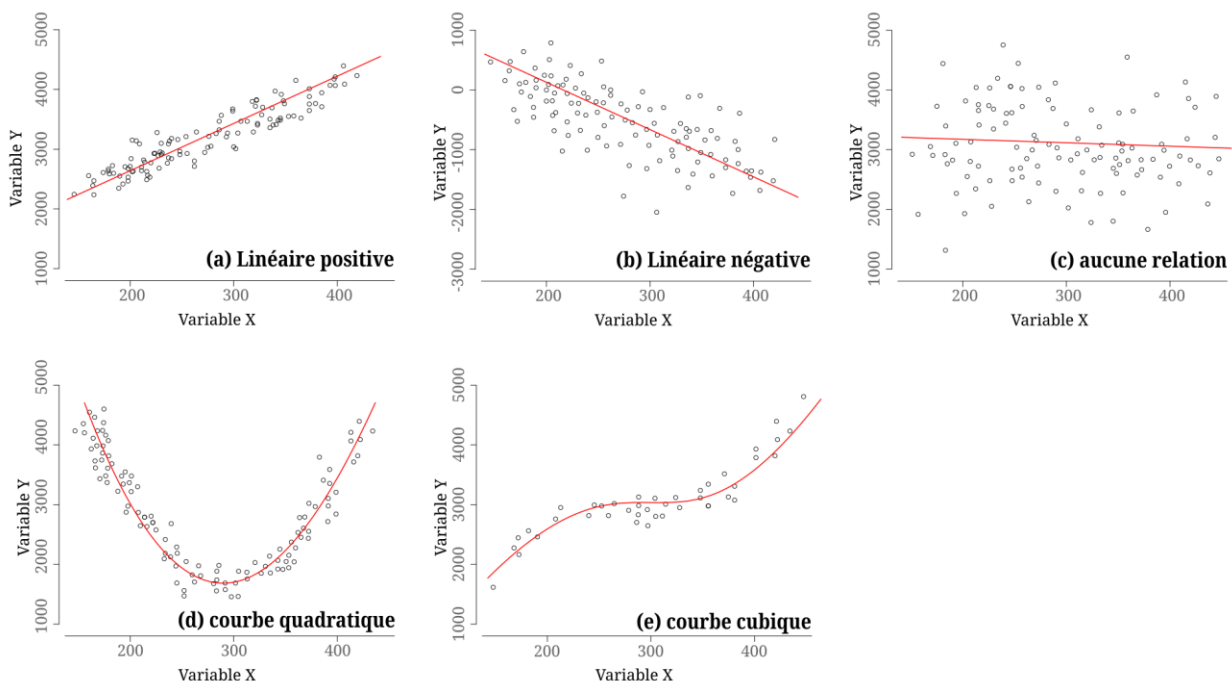


Figure 67 : Types de relations entre variables

L'analyse de corrélation

L'analyse de corrélation est une mesure statistique qui permet d'évaluer numériquement les observations réalisées grâce au nuage de points. Elle renseigne sur le niveau de dépendance entre deux variables c'est-à-dire l'intensité de leur relation. Pour cela, les coefficients de corrélation servent à en donner une mesure synthétique. Les plus utilisés sont les coefficients de Pearson (noté r) et de Spearman (noté r_s).

Le coefficient de Pearson (r) est utilisé pour la mesure d'une relation linéaire, notamment lorsque les observations répondent à une distribution normale ; c'est un test paramétrique. Il s'agit d'une normalisation de la covariance par le produit des écarts-type des variables (Equation 11), (Rakotomalala 2017).

$$r_{xy} = \frac{COV(X,Y)}{\sigma_x \times \sigma_y} \quad (11)$$

Le coefficient r varie entre -1 et +1. Il s'interprète de la manière suivante :

- Si r est proche de 0, il n'y a pas de relation linéaire entre X et Y.
- Si r est proche de -1, il existe une forte relation linéaire négative entre X et Y.
- Si r est proche de 1, il existe une forte relation linéaire positive entre X et Y.

Etant donné que le coefficient de Pearson est un coefficient paramétrique, il n'est pas utilisable dans toutes les situations. En effet, lorsque la distribution d'une variable étudiée n'est pas normale, le calcul de ce coefficient et donc son interprétation peuvent être biaisés. Parce que dans ce travail de thèse nous avons travaillé avec des variables qui ne répondent pas à cette condition de validité, nous avons choisi pour alternative le calcul du coefficient de Spearman (r_s).

Le coefficient de Spearman (r_s) est considéré comme analogue au coefficient de Pearson. Il s'agit d'un test non paramétrique basé sur l'étude de la différence des rangs entre les observations pour les variables X et Y. Pour être réalisable, la distribution des observations doit seulement être monotone. Le coefficient de Spearman est donc adapté aux variables dissymétriques ou comportant des valeurs exceptionnelles. Il n'est ni plus ni moins que le coefficient de Pearson calculé sur les rangs (Equation 12), (Hauke & Kossowski 2011).

$$r_s = \frac{\sum_{i=1}^n (R_i - \bar{R})(S_i - \bar{S})}{\sqrt{\sum_i (R_i - \bar{R})^2} \sqrt{\sum_i (S_i - \bar{S})^2}} \quad (12)$$

Où $R_i = Rang(x_i)$, correspond au rang de l'observation x_i dans la colonne de la variable X ; et $S_i = Rang(y_i)$.

Le coefficient de Spearman étant une variante du coefficient de Pearson, son interprétation est identique.

Cum hoc sed non propter hoc (la corrélation n'implique pas causalité)

Lors d'une analyse bivariée, il est nécessaire de garder en tête que même si une relation de causalité entre deux variables implique une relation statistique,

l'inverse n'est pas systématiquement vrai. Le nuage de points est un outil de diagnostic efficace pour mettre en évidence des relations mais attention, ce n'est pas parce que le nuage de points révèle une structure qu'une relation de causalité en X et Y existe nécessairement. Il est de la responsabilité de l'analyste de conclure si oui ou non la relation statistique est issue d'une relation de causalité.

3.2. Le choix du modèle statistique

Au regard de l'objectif de cette analyse, notre choix s'est porté sur l'utilisation de modèles explicatifs (et non prédictifs). Ainsi, il est nécessaire de construire des modèles statistiques interprétables sans trop de difficultés.

Il existe de nombreux modèles pouvant être appliqués à notre problématique et nos données allant de la régression linéaire multiple aux modèles non linéaires complexes comme les réseaux de neurones artificiels. Il est important de choisir un modèle, si possible simple, dont les propriétés sont en adéquation avec le phénomène étudié. En effet, une part du succès de la modélisation dépend aussi de l'expertise et des connaissances scientifiques mobilisées afin de choisir un modèle pertinent et cohérent avec la structure des données utilisées. Les modèles non-linéaires peuvent éventuellement être utilisés s'ils traduisent un phénomène complexe mais selon Guthrie (2020), il faut veiller à ne pas les utiliser de manière inconsidérée. Etant donné qu'il existe une infinité de ces modèles non-linéaires, la tentation est souvent grande de les utiliser. Or, construire un modèle plus complexe que nécessaire conduit généralement à l'introduction d'erreurs et complique souvent l'interprétation des résultats. Les modèles complexes non-linéaires sont difficiles à construire et s'avèrent rarement fiables dans le cas d'une modélisation explicative (Guthrie 2020).

Ainsi, notre choix s'est porté sur un modèle de régression linéaire multiple. C'est un modèle très populaire en modélisation statistique explicative qui permet de prendre en compte de multiples variables. Ce type de modèle exprime mathématiquement la relation supposée entre une variable dépendante (à expliquer) et des variables indépendantes (explicatives). Dans notre cas, c'est la variable « bilan de masse du glacier » qui sera notamment à expliquer par d'autres variables explicatives.

Ce modèle linéaire est défini par l'équation matricielle ci-dessous (Equation 13), (Foucart 2006) :

$$Y = X\beta + \varepsilon \quad (13)$$

Soit $y_t = \beta_0 + \beta_1 x_{1,t} + \beta_2 x_{2,t} + \dots + \beta_k x_{k,t} + \varepsilon_t$

Où Y est la variable dépendante et X1, ... Xn sont les n variables explicatives numériques. Les coefficients β_1, \dots, β_n mesurent l'effet de chaque variable explicative sur la variable à expliquer. ε_t représente l'erreur du modèle c'est-à-dire l'information manquante dans l'explication linéaire des valeurs de Y.

Lorsqu'un modèle de régression linéaire multiple est utilisé, certaines hypothèses de validité sont admises implicitement. Ainsi, on suppose que (i) le modèle formulé est une adaptation raisonnable de la réalité et que (ii) les relations entre la variable à expliquer et les variables explicatives vérifient une relation linéaire (Hyndman & Athanasopoulos 2013).

3.3. La sélection du modèle

Comme nous l'avons vu jusqu'à présent, nous disposons donc d'un ensemble de variables potentiellement explicatives du phénomène que l'on cherche à comprendre (le bilan de masse de l'Austre Lovénbreen dans un premier temps puis la répartition spatiale du manteau neigeux dans les versants). Or, rien ne nous assure que toutes ces variables (qui seront décrites ensuite) interviennent dans l'explication même de ce phénomène. Dans le cadre d'une modélisation par régression linéaire, la phase de sélection du modèle se rapporte à un problème de sélection des variables. En effet, pour tirer une analyse intéressante et fiable, nous avons divisé le jeu de variables en deux groupes : l'un comprenant les variables explicatives « actives » et un autre constitué des variables « inactives » (Fox *et al.* 2011).

Ainsi, l'objectif de cette étape est de sélectionner les variables X les plus importantes (dites variables actives) permettant ainsi d'expliquer la majeure partie de la variance de la variable dépendante Y . C'est une étape clé pour construire un modèle performant (Prabhakaran n.d.).

Dans ce travail de thèse, la sélection du modèle s'est faite en deux temps. Nous avons jugé nécessaire de faire une première présélection de variables (3.3.1) afin de pouvoir vérifier la présence ou non de multicollinéarité (3.3.2). Pour comparer et sélectionner le modèle qui sera ensuite analysé, nous avons fait le choix d'utiliser la méthode du *best subset* qui est développée ci-dessous (3.3.3).

3.3.1. Présélection des variables

Cornillon et Matzner-Løber (2010) estiment qu'il n'est pas fiable de mettre directement toutes les variables dans le modèle de régression linéaire pour voir celles qui en sortent.

En effet, il est répandu de sélectionner *a posteriori* les variables pertinentes en fonction de leur significativité statistique ($p\text{-value} > 0.05$) issue de la régression linéaire elle-même. Or, il faut distinguer significativité statistique et valeur prédictive. Ces $p\text{-values}$ peuvent être faussées s'il y a, parmi les variables intégrées au modèle, deux ou plus qui sont très fortement corrélées entre elles. De plus, comme nous l'avons vu précédemment, il est compliqué d'analyser les résultats lorsque de nombreuses variables viennent complexifier le modèle étudié.

La détection des variables les plus discriminantes est une étape cruciale qui nécessite aussi bien de connaître les données que leur signification (Tufféry 2017). C'est pourquoi, au regard de notre jeu de données (nombre de variables et type),

nous avons jugé préférable de réaliser une présélection de variables explicatives et de tester la présence de multicollinéarité.

Etant donné que nous avons choisi de faire un modèle de régression linéaire, nous avons choisi d'utiliser la méthode de présélection selon le coefficient de corrélation de Spearman. En effet, sont sélectionnées pour être testées toutes les variables ayant un coefficient $r_s > |0,70|$. Même si d'autres variables peuvent potentiellement avoir un effet explicatif ($|0,5| < r_s < |0,7|$), nous cherchons dans ce travail à identifier seulement les plus importantes c'est-à-dire celles qui expliquent le plus le phénomène analysé.

3.3.2. Vérification de la colinéarité et de la multicollinéarité

Une fois les variables présélectionnées, il s'agit de vérifier la présence de multicollinéarités c'est-à-dire de détecter les liaisons linéaires fortes entre les variables explicatives elles-mêmes. Lorsqu'elle est avérée, la multicollinéarité révèle un problème de redondance d'information apportée par au moins deux variables dans l'explication du phénomène étudié. C'est une étape indispensable dans l'objectif de faire une régression linéaire à visée explicative (Shmueli 2010 ; Tufféry 2017).

Bien que la multicollinéarité n'ait aucune incidence sur l'ajustement ou la qualité de la prévision, elle peut perturber les estimations des paramètres du modèle créé (Foucart 2006). En effet, les coefficients de régression calculés peuvent (i) être élevés en valeur absolue, avoir (ii) un signe inversé et contraire à l'intuition, mais aussi (iii) une variance élevée. La multicollinéarité rend l'interprétation des résultats difficile et hasardeuse car les coefficients de régression associés à chaque variable ne sont pas fiables (Foucart 2006 ; Shmueli 2010 ; Tufféry 2017).

L'observation des coefficients de corrélation (r_s) des variables explicatives deux à deux permet de faire une première identification des variables problématiques. Une corrélation supérieure à 0,9 s'avère inacceptable. Si le coefficient dépasse 0,8 alors la relation entre ces variables est jugée dangereuse. Le couple de variable est à surveiller si le coefficient de corrélation dépasse 0,7. Tufféry (2017) suggère une plus grande tolérance si le nombre de variables sélectionnées est réduit. Toutefois, cette approche ne suffit pas car « il peut exister une relation linéaire entre trois variables sans qu'existe de relation linéaire entre deux quelconque de ces trois variables » (Tufféry 2017). Dans ce cas, le facteur d'inflation de la variance (*variance inflation factor* en anglais – VIF) est calculé (Equation 14).

$$VIF = \frac{1}{1-R^2} \quad (14)$$

Le VIF est d'autant plus grand que la variable explicative considérée est corrélée à une combinaison linéaire des autres variables (Foucart 2006). La valeur limite du VIF à partir de laquelle il y a multicollinéarité est très discutée. Il n'y a aucun consensus. Nous avons donc fixé un seuil de VIF = 10.

Plusieurs solutions existent s'il y a présence de multicollinéarité. Il est possible (i) de supprimer une voire plusieurs variables concernées. C'est la variable avec le plus haut VIF qui est supprimée en premier et ainsi de suite jusqu'à obtenir des VIF au niveau du seuil fixé (Tufféry 2017 ; Prabhakaran n.d.). Dans certains cas, (ii) la création d'une variable synthétique combinant et remplaçant les variables concernées peut être une solution. Cela n'est pas pertinent dans ce travail car nous travaillons déjà avec des variables synthétiques. La (iii) transformation (logarithme...) des variables problématiques s'avère parfois efficace. Ce point est abordé par la suite (cf. chap. 3 - 3.4.2). Enfin, lorsque la multicollinéarité est trop importante, il est conseillé d'utiliser d'autres types de modélisation qui n'y sont pas sensibles : la régression sur composantes principales, la régression PLS (*Partial Least Squares*) ou encore la régression *ridge* (Tufféry 2017). Nous n'avons pas eu à les utiliser dans ce travail.

3.3.3. La sélection du meilleur modèle

3.3.3.1. La méthode du « *best subset* »

Lorsque P variables sont présentes dans un jeu de données alors il y a 2^p modèles possibles. Avec 20 variables indépendantes, il y a plus d'un million d'équations de régression possibles, d'où l'intérêt d'avoir une méthode de sélection pour identifier le meilleur modèle, c'est-à-dire un modèle optimal pas trop complexe et utile (cf. chap. 1 - 2.2.1).

La méthode la plus appropriée lorsqu'il n'y a pas un grand nombre de variables à étudier (< 20) est la méthode du *best subset* (Olejnik *et al.* 2000 ; Miller 2002). Si le nombre de variables est trop important certains préfèrent la méthode de régression pas à pas pour raccourcir les temps de calcul (*stepwise regression* en anglais).

La sélection du *best subset* se fait numériquement selon un algorithme qui travaille en plusieurs étapes (James *et al.* 2013 ; PennState n.d.):

1. Un modèle M_0 correspondant au modèle nul ne contenant aucune variable.
2. Pour $k = 1, 2, \dots, p$:
 - a. Tous les modèles $\binom{p}{k}$ contenant exactement k variables indépendantes sont créés. Il s'agit d'identifier tous les modèles de régression dérivés de toutes les combinaisons possibles de variables indépendantes. Cela signifie que tous les modèles p à une variable sont créés puis tout ceux à deux variables $\binom{p}{2}$ et ainsi de suite.
 - b. Parmi tous ces modèles $\binom{p}{k}$ créés lors de la première étape, le meilleur modèle de chaque taille : à une variable (noté M_1), puis celui à deux variables (M_2)... et ainsi de suite (M_k) sont identifiés. Ici, le « meilleur » modèle est défini comme celui ayant le plus faible RSS (*Residual Sum of Squares*), ou de manière équivalente le plus grand R^2 (Furnival & Wilson 1974).
3. Sélection d'un seul et unique modèle parmi M_0, \dots, M_p . Cette phase doit être réalisée avec précaution puisque le RSS de chacun de ces modèles décroît de

manière monotone (et le R^2 augmente de manière monotone) avec l'augmentation du nombre de variables incluses dans le modèle. Si on suit uniquement ce critère alors ce sera quasi systématiquement le modèle incluant toutes les variables qui sera sélectionné. Par conséquent, la méthode du *best subset* ne sélectionne pas un modèle final mais propose de multiples modèles et des informations pour nous aider à choisir. Ce choix est finalement fait en fonction de deux paramètres : (i) l'utilisation d'un critère préalablement choisi (C_p , AIC, BIC ou R^2 ajusté), décrit ci-après (3.3.3.2), et (ii) la subjectivité du scientifique (sa connaissance du champ d'étude ainsi que le but recherché).

3.3.3.2. Les critères de choix du meilleur modèle

Il est nécessaire d'évaluer et de comparer la qualité et le pouvoir explicatif de chacun des modèles identifiés pour en extraire le « meilleur ». Dans ce travail, nous définissons comme « meilleur » modèle, celui étant économe en nombre de variables explicatives incluses mais proposant tout de même de faibles résidus¹⁶ (un faible biais).

Lorsqu'on réalise un modèle de régression linéaire, les métriques les plus utilisées pour évaluer leur « optimalité » sont les suivantes :

- Le coefficient de détermination (R^2). Il permet de mesurer la part de la variance de la variable dépendante pouvant être expliquée par les variables indépendantes. Plus le R^2 est élevé, meilleur est le modèle.
- L'erreur quadratique moyenne (RMSE soit *root mean squared error* en anglais). C'est la mesure de l'erreur moyenne du modèle dans l'estimation d'une valeur observée. Mathématiquement, c'est la racine carrée de la variance résiduelle (MSE pour *mean square error*), part inexpliquée du modèle. Cette métrique doit être la plus faible possible pour assurer la qualité du modèle.

Ces métriques présentent toutefois une limite. En effet, elles sont très sensibles à l'ajout de nouvelles variables indépendantes au modèle, même si ces variables en question ont une très faible contribution à l'explication de la variable dépendante. L'ajout de variables supplémentaires (même non pertinentes) fera toujours augmenter la valeur du R^2 et diminuer le RMSE ne permettant pas de discriminer les modèles proposés par *best subset* puisque ce serait sans cesse le modèle avec le nombre maximal de variables qui serait choisi. Ainsi, bien que nous ayons considéré ces indicateurs, nous avons également utilisé en complément des métriques plus robustes pour guider notre sélection. Parmi les nombreuses

¹⁶ Les résidus sont définis par la différence entre la donnée observée et la donnée prédite par le modèle. Ils représentent la part de variabilité des données qui n'est pas expliquée par les variables intégrées dans le modèle.

métriques existantes, nous avons choisi de considérer les suivantes (Kadane & Lazar 2004 ; Hyndman & Athanasopoulos 2013).

Le R^2 ajusté

À l'image du coefficient de détermination, le coefficient de détermination ajusté (R^2_{adj}) développé par Wherry (1931) représente la part de la variance de la variable dépendante pouvant être expliquée par les variables indépendantes mais ajustée en fonction de leur nombre. Il est défini de la manière suivante (Equation 15):

$$R^2_{adj} = 1 - (1 - R^2) \frac{n-1}{n-p-1} \quad (15)$$

où n correspond au nombre d'observations et p au nombre de variables indépendantes intégrées au modèle.

Le modèle optimal est considéré comme celui ayant la plus forte valeur (Olejnik *et al.* 2000 ; Hyndman & Athanasopoulos 2013).

Le C_p de Mallows

Cette métrique développée par Mallows en 1973 est basée sur l'estimation de l'importance du biais dans les valeurs estimées par un modèle « sous-calibré » par rapport au modèle intégrant toutes les variables indépendantes. Un modèle « sous-calibré » correspond à un modèle dans lequel une ou plusieurs variables indépendantes importantes sont manquantes (PennState). Le C_p de Mallows est calculé de la manière suivante (Equation 16), (James *et al.* 2013 ; Kadane & Lazar 2004) :

$$C_p = \frac{SSE}{MSE_{full}} + 2(p + 1) - n \quad (16)$$

où MSE_{full} correspond au MSE du modèle « complet » comprenant toutes les variables, p le nombre de variables indépendantes intégrées au modèle considéré et n le nombre d'observations.

Le meilleur modèle est celui qui a la plus petite valeur de C_p . Si tous les modèles (sauf le « complet ») affichent une forte valeur C_p éloignée de p alors cela suggère qu'il manque une variable importante dans l'analyse. Attention, lorsque cette métrique est utilisée, le modèle « complet » ne doit pas être sélectionné (PennState).

Olejnik *et al.* (2002) ne notent pas de différence notable dans l'efficacité des métriques R^2_{adj} ou C_p lorsque la sélection a été faite par *best subset*. Avec l'une ou l'autre métrique, le « meilleur » modèle est généralement bien identifié sans distinction dans les variables intégrées au modèle.

L'Akaike Information Criterion (AIC)

L'AIC est une métrique qui utilise le maximum de vraisemblance¹⁷ mais en pénalisant les modèles en fonction du nombre de variables intégrées (Akaike 1974). Bien que l'AIC soit plus général, c'est un critère analogue au C_p de Mallows car il y a ici aussi une pénalisation. Ce critère a pour propriété de mesurer la perte d'information que représente le modèle par rapport à la réalité observée et par rapport au « vrai » modèle (Tufféry 2017). Il s'exprime de la manière suivante (Equation 17):

$$AIC = n \log\left(\frac{SSE}{n}\right) + 2(p + 1) \quad (17)$$

où n correspond au nombre d'observations et p est le nombre de paramètres du modèle pénalisés par un coefficient de 2.

Lorsque le nombre d'observations est faible, il est recommandé d'utiliser l'AIC corrigé (ou AIC_c), défini par (Equation 18) :

$$AIC_c = AIC + \frac{2p(p+1)}{n-p-1} \quad (18)$$

Le meilleur modèle est celui qui minimise l'un ou l'autre de ces critères.

L'AIC permet de sélectionner un modèle présentant un bon compromis entre le biais (qui diminue avec le nombre de paramètres) et la parcimonie (nécessité de décrire les données avec le plus petit nombre de variables possible), (Lancelot & Lesnoff 2005).

3.4. La validation du modèle

3.4.1. Vérification des hypothèses de validité du modèle de régression linéaire

Avant d'analyser les résultats du modèle, il est important d'évaluer si le modèle sélectionné est adapté aux données observées et s'il vérifie les hypothèses de validité. Si le modèle n'est pas adapté, les données seront représentées de façon incorrecte. Cela peut conduire à de mauvaises interprétations et analyses des résultats.

Dans un modèle de régression linéaire, tous les points représentant les données d'observations ne suivent pas exactement la droite de régression. La distance verticale entre chaque point observé y_i et sa valeur estimée par le modèle \hat{y}_i correspond au résidu soit $e_i = y_i - \hat{y}_i$ (Fig. 68).

Pour être validé, un modèle de régression doit satisfaire quatre conditions :

- a. la moyenne des résidus est égale à zéro.

¹⁷ La vraisemblance statistique mesure l'adéquation entre la distribution observée sur un échantillon aléatoire et une loi de probabilité supposée décrire une réalité sur la population dont l'échantillon est issu.

- b. les résidus ont tous la même variance (homoscédasticité).
- c. les valeurs des résidus suivent une loi normale.
- d. les résidus sont indépendants.

L'outil privilégié pour diagnostiquer d'éventuels problèmes quant à la vérification de ces hypothèses est l'analyse graphique des résidus. Plusieurs types de graphiques détaillés ci-dessous permettent de contrôler la validité du modèle créé. Cette analyse graphique peut dans certains cas s'accompagner d'une analyse numérique.

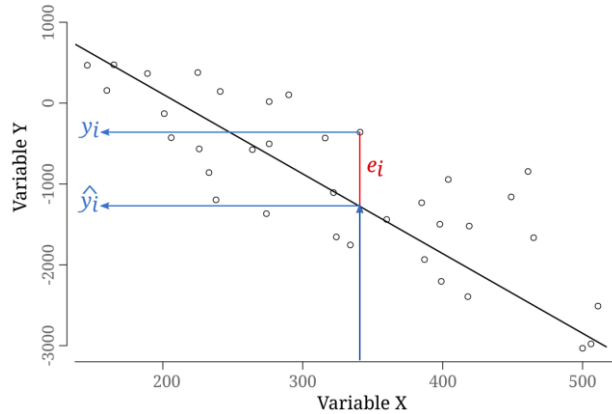


Figure 68 : Le résidu e_i

Hypothèse (a) : la moyenne des résidus est égale à zéro

Un graphique en nuage de points, représentant en ordonnée les résidus du modèle et en abscisse les valeurs prédites, peut permettre de détecter s'il y a un problème de biais dans les résidus du modèle. En effet, l'hypothèse (a) est vérifiée si la moyenne des résidus (en ordonnée) reste proche de 0 quelle que soit la valeur observée en abscisse (Fig. 69).

Cette analyse graphique peut être combinée au calcul de la moyenne des résidus du modèle.

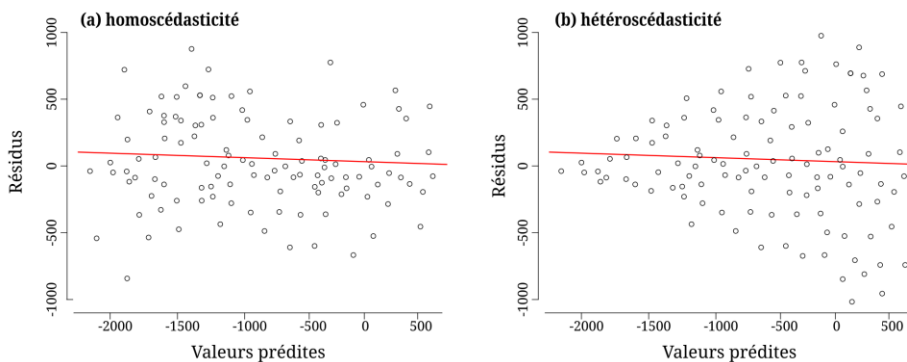


Figure 69 : Homoscédasticité et hétéroscédasticité

Hypothèse (b) : homoscédasticité des résidus

En observant le même graphique que précédemment (x = résidus, y = données observées) il est possible de diagnostiquer un problème d'hétéroscédasticité, c'est-à-dire que la variance des résidus du modèle n'est pas stable. L'hypothèse (b) d'homoscédasticité est vérifiée si la répartition des résidus (en ordonnée) reste globalement constante quelle que soit la valeur en abscisse (Fig. 69a).

Le test de Breusch-Pagan permet de confirmer les observations faites à partir du graphique. Ce test statistique suit une distribution de type Chi-deux :

- l'hypothèse nulle (H_0) de ce test correspond à l'homoscédasticité (Fig. 69a).
- l'hypothèse alternative (H_a) rend compte d'une variance non-constante dans les résidus. Il y a hétéroscédasticité (Fig. 69b).

Si la p -value est inférieure à 0,05 (seuil de significativité choisi) alors cela signifie que l'hypothèse nulle doit être rejetée. L'hétéroscédasticité des résidus du modèle est avérée.

Hypothèse (c) : les résidus suivent une loi normale

L'histogramme, la boîte à moustaches et la droite de Henry (Fig. 70) sont des graphiques utiles pour vérifier l'hypothèse de normalité des résidus. La droite de

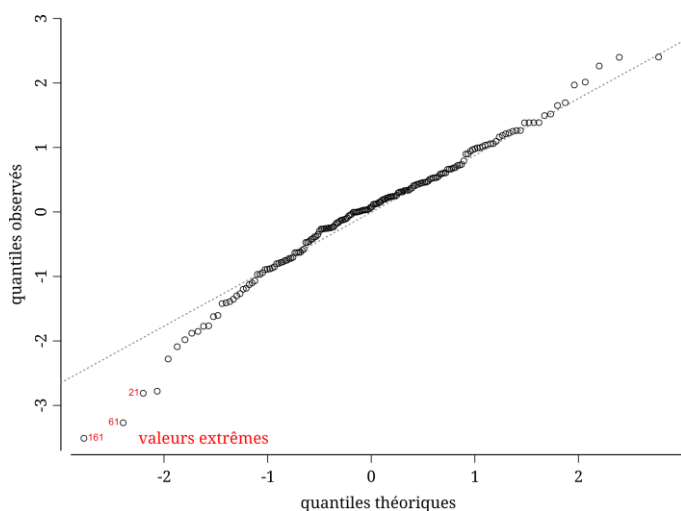


Figure 70 : Droite de Henry pour vérifier la normalité et la présence de valeurs extrêmes

Henry est certainement le graphique le plus efficace pour diagnostiquer un problème car elle s'affranchit des limites de classes de l'histogramme pouvant perturber la perception de la normalité. La droite de Henry permet de visualiser les résidus afin de s'assurer que leur distribution ne s'éloigne pas trop d'une loi normale. Elle permet également de détecter d'éventuelles valeurs extrêmes.

Si l'une ou l'autre de ces hypothèses (a, b ou c) est rejetée alors c'est qu'il existe un problème lié aux variables (non-linéarité de la relation,

hétéroscédasticité, valeurs extrêmes). En fonction de l'importance de la violation des hypothèses, il peut s'avérer nécessaire de transformer une ou plusieurs variables intégrées au modèle ou bien de tester l'ajout de nouvelles variables. Ces types de corrections sont abordés ci-dessous.

Hypothèse (d) : il n'y a pas d'autocorrélation des résidus

Lorsque les données observées ont été collectées avec un décalage dans le temps (autocorrélation temporelle) ou dans l'espace (autocorrélation spatiale), il est nécessaire de contrôler l'indépendance des résidus du modèle : leur autocorrélation. L'autocorrélation mesure la corrélation d'une variable avec elle-même (Oliveau n.d.). Dans ce travail nous avons essentiellement fait attention à l'autocorrélation spatiale car les données observées en différents points du glacier représentent les individus de nos analyses statistiques. L'autocorrélation spatiale repose sur le principe que deux observations qui ont été faites proches l'une de l'autre ont une forte probabilité d'être plus ressemblantes dans les mesures que deux observations éloignées. Tobler (1979) l'avait déjà souligné en énonçant la

première loi de la géographie suivante : « *everything is related to everything else, but closer things more so* ».

L'autocorrélation spatiale positive se traduit par une tendance à la concentration dans l'espace de valeurs identiques alors que l'autocorrélation négative signifie que chaque localisation tend à être entourée par des localisations voisines pour lesquelles les valeurs sont très différentes. L'absence d'autocorrélation indique que la répartition spatiale des valeurs est aléatoire (Fig. 71). Contrairement à l'autocorrélation temporelle qui est unidirectionnelle (le passé influence le futur), l'autocorrélation spatiale est multidirectionnelle. Du fait de cette propriété, les tests applicables aux séries temporelles ne sont pas transposables aux séries spatiales (test de Durbin-Watson, test de Pagan-Godfrey).

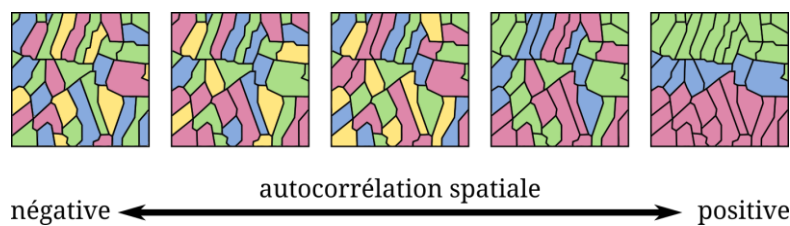


Figure 71 : Autocorrélation spatiale

Pour tester l'autocorrélation spatiale sur les résidus de la régression, nous avons utilisé l'indice de Moran (Moran 1948). Il permet d'indiquer si la ressemblance entre points voisins est significativement plus grande qu'attendue d'un modèle aléatoire (Chessel & Thioulouse 2003). Ses valeurs s'étendent de -1 correspondant à une dispersion parfaite à +1 indiquant une corrélation parfaite des lieux voisins. Une valeur nulle indique que les valeurs sont aléatoires.

L'indice de Moran se calcule à partir d'une matrice de poids basée sur les distances. En effet, il est nécessaire de capter les positions relatives de chaque individu observé. En se basant sur les distances (et non sur la contiguïté), on suppose que l'intensité de l'interaction entre deux individus i et j dépend de la distance entre ces individus. Elle est décroissante avec l'augmentation de la distance.

La présence d'autocorrélation spatiale ne rend pas le modèle inutilisable mais il faut alors faire attention aux valeurs prédites qui couvrent généralement un intervalle plus grand (Hyndman & Athanasopoulos 2013). Si cette hypothèse est rejetée, c'est qu'il y a un problème dans la calibration du modèle, comme l'omission de variables pertinentes.

3.4.2. Que faire s'il y a un rejet d'hypothèse ?

L'ajustement d'un modèle jusqu'à sa validation est un processus itératif qui peut être chronophage. Lorsqu'une condition de validité n'est pas remplie, il faut en chercher l'origine, éventuellement modifier le modèle et le soumettre de nouveau à validation. Ces aller-retours entre correction et validation peuvent être multiples.

Comme nous l'avons vu précédemment (cf. chap. 3 - 3.4.1), le rejet d'hypothèse peut venir de différents cas de figure exposés ci-après.

La nécessité d'ajouter une variable supplémentaire au modèle.

L'ajout d'une variable supplémentaire est nécessaire lorsque le modèle préalablement créé n'est pas assez ajusté. Ce problème peut être mis en évidence par la représentation graphique en nuage de points qui présente une organisation dans sa répartition. Un modèle linéaire correctement calibré doit avoir des résidus indépendants des observations, donc une répartition aléatoire.

La représentation graphique (en nuage de points) des résidus face aux variables exclues du modèle testé peut permettre d'identifier la variable à ajouter au modèle. En effet, si un graphique présente une organisation particulière, c'est que la variable représentée est corrélée et donc influente dans la définition des résidus du modèle. Le modèle doit ensuite être de nouveau testé avec cette variable supplémentaire (Fox *et al.* 2011).

La présence de valeurs extrêmes, de cas particuliers d'influence.

L'invalidité d'une régression linéaire peut provenir de la présence de valeurs extrêmes dans la série de données utilisée pour ajuster le modèle. Ces valeurs peuvent avoir plusieurs effets. Elles peuvent d'une part considérablement augmenter la variance résiduelle (MSE) du modèle car elles sont éloignées de la droite de régression. Or, étant donné que la variance résiduelle est utilisée dans le calcul de nombreux paramètres de confiance et de prédiction, la présence de valeurs extrêmes augmente *in fine* les intervalles de confiance et de prédiction (Penn State). D'autre part, ces valeurs peuvent aussi biaiser et changer de manière conséquente la calibration du modèle (Prabhakaran n.d.).

Il existe deux types de valeurs extrêmes : les outliers et les hat-values (Fox *et al.* 2011).

Les *outliers* sont des observations pour lesquelles la réponse de la variable dépendante y ne suit pas la tendance générale du reste des données (Fig. 72a). Une observation est définie comme *outlier* si son résidu studentisé¹⁸ est supérieur à 3 (en valeur absolue).

Les *hat-values* ou *high-leverage points* sont des observations qui ont une valeur « extrême » en x au regard d'une ou plusieurs variables indépendantes. Ces observations excentrées par rapport aux autres peuvent avoir un poids (*leverage*) plus important dans la définition des coefficients de régression (Fig. 72b). Une

¹⁸ Dans ce cas de figure, il est nécessaire de travailler avec les résidus studentisés car l'amplitude de la valeur des résidus dépend de leur unité de mesure. Ainsi, il est difficile de détecter des valeurs y inhabituelles.

observation est considérée comme *hat-value* si son poids est au moins 3 fois plus grand que le poids moyen de l'ensemble des observations.

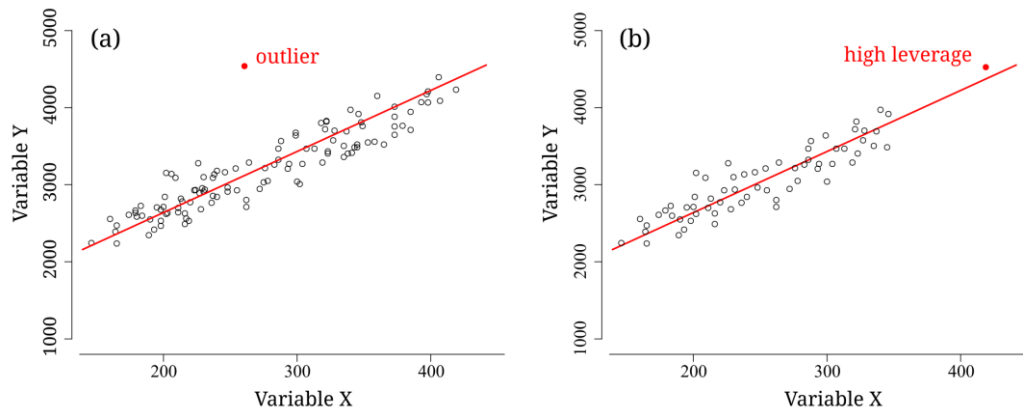


Figure 72 : Types de valeurs extrêmes

Deux méthodes permettent d'identifier ces valeurs extrêmes : le test de *Difference in fits* et la distance de Cook. Le principe de base derrière ces tests est le même : supprimer les observations une par une, en réajustant à chaque fois le modèle sur les $n-1$ observations. Une comparaison est ensuite réalisée entre les résultats du modèle ajusté avec les n observations et celui n'ayant pas pris en compte l'observation supprimée afin de voir l'influence de cette dernière absente. Réalisé sur la totalité de la série de données, il est ainsi possible de se rendre compte de l'impact potentiel de chaque observation sur le modèle de régression.

Il est finalement de notre ressort de décider si nous voulons supprimer ou non les observations identifiées comme influentes de notre jeu de donnée. Chaque observation doit être considérée indépendamment.

La transformation d'une variable

Cette étape peut être réalisée dès la phase d'exploration des données mais nous avons choisi de l'appliquer uniquement si la validité de la régression venait à être rejetée.

Une transformation correspond au remplacement d'une variable par une fonction mathématique de cette même variable afin de changer la forme de la distribution des observations ou de la relation avec les autres variables. Une transformation peut s'appliquer aussi bien sur la variable dépendante que sur les variables indépendantes.

Plusieurs raisons peuvent amener à transformer une ou plusieurs variables dans le but de vérifier les hypothèses de validité d'un modèle de régression linéaire (PennState ; Fox *et al.* 2011 ; Tufféry 2017) :

- réduire l'asymétrie. Une variable symétrique ou presque est souvent plus facile à utiliser et interpréter qu'une variable asymétrique. Une variable dite normale est généralement idéale car elle est acceptée par beaucoup de

méthodes statistiques dont le modèle de régression linéaire (méthodes dites paramétriques).

- améliorer l'hétéroscédasticité. Une transformation peut permettre en effet d'améliorer la constance de la variabilité résiduelle (l'homoscédasticité) facilitant ici aussi l'utilisation et l'interprétation.
- rendre des relations statistiques plus linéaires, ce qui est une condition indispensable à l'utilisation d'un modèle de régression linéaire.

Dans de nombreux cas, il suffit de transformer la variable dépendante pour inverser la validité d'un modèle. Lorsque cela ne suffit pas, il est alors possible de modifier également certaines variables indépendantes.

La transformation d'une variable se fait en appliquant une fonction mathématique. La forme de cette fonction dépend de l'importance et du sens de l'asymétrie. Dans le cas d'une asymétrie positive les transformations les plus communes sont la racine carrée et logarithme (Tableau 6), (Tufféry 2017). Pour une asymétrie on applique généralement des exponentielles.

Tableau 6 : Type de transformation selon le sens et l'importance de l'asymétrie (d'après Tufféry 2017)

| Transformation | exp (x) | x ³ | x ² | x | \sqrt{x} | log(x) | -1/x | -1/x ² |
|----------------|--------------------|----------------|----------------|---|--------------------|--------|------|-------------------|
| Correction | Asymétrie positive | | | | Asymétrie négative | | | |
| Effet | fort | ← | moyen | | moyen | → | | fort |

Dans ce travail, nous avons aussi calculé l'indice d'asymétrie de Fisher (*skewness*). Lorsqu'il était supérieur à $|0,5|$ nous avons choisi de transformer la variable en question afin de tendre vers une valeur nulle. Nous avons procédé par répétition afin de trouver la fonction la plus adaptée à la variable en question.

Changer de type de modèle

Enfin, lorsqu'aucune des solutions précédemment citées n'est efficace, il est nécessaire de changer de type de modèle. En fonction de la relation entre la variable dépendante et les variables indépendantes, il existe de nombreux types de modèles : les modèles de régression polynomiale (cubique, quadratique...), un modèle LOESS, modèle de régression spatiale, etc.

Nous n'aborderons pas plus les différents types de modèles ici car nous n'avons pas eu besoin de les utiliser.

3.5. Utilisation et interprétation du modèle calibré

Lorsque le modèle construit est satisfaisant, il est enfin possible de l'utiliser, d'en analyser les résultats et de les interpréter. Un modèle statistique permet avant tout de déduire des conclusions statistiques qui sont ensuite traduites en conclusions scientifiques. Le modèle construit est un outil pour affirmer ou infirmer des hypothèses causales (Shmueli 2010). Tous les résultats tirés de la modélisation seront présentés par la suite.

Conclusion du chapitre 3

Les données disponibles pour l'étude du bassin versant de l'Austre Lovénbreen sont d'une rare richesse tant du point de vue de la diversité de ces données que de leur importante résolution spatio-temporelle. Grâce à des protocoles rigoureux d'analyse de qualité et de préparation, les jeux de données exploités sont également fiables (pas de valeurs aberrantes, hauteurs de neige calculées par LiDAR contrôlées...). Nous avons mobilisé une grande partie de ces données pour ce travail de thèse se concentrant uniquement sur les compartiments du glacier et des versants.

Des modèles statistiques explicatifs ont été également élaborés. Bien que leur formalisation n'ait pas été un long fleuve tranquille, nous sommes parvenue à obtenir des modèles robustes et fiables, adaptés à la compréhension des dynamiques glaciaires et périglaciaires considérées. En effet, ce travail de thèse a été motivé par plusieurs questionnements :

- quels sont les facteurs nivo-météorologiques qui influencent le plus le bilan de masse annuel de l'Austre Lovénbreen ? Sont-ce les mêmes facteurs qui entrent en jeu chaque année ?
- quels sont les facteurs topographiques qui conditionnent la répartition du manteau neigeux dans les versants. Quelles est la contribution des versants dans le bilan hydrologique du bassin versant.

Les étapes décrites dans ce chapitre sont centrales car elles définissent les bases du travail sur les bilans de masse de l'Austre Lovénbreen et de ses versants adjacents dont les résultats sont exposés ensuite.

Comprendre les facteurs d'influence du bilan de masse du glacier Austre Lovén

Grâce à la succession des programmes de recherche et aux campagnes de terrain annuelles, l'Austre Lovénbreen a fait l'objet de douze années de suivi de bilan de masse.

Le bilan de masse étant la résultante de tous les processus d'accumulation et d'ablation, image des conditions météorologiques et nivologiques de l'année écoulée, il traduit la perte ou le gain de masse du glacier (cf. chap. 1 - 1.1).

Nous exposons ici les résultats obtenus à partir des données issues des campagnes de mesures de bilan de masse de l'Austre Lovénbreen effectuées de 2008 à 2019 en nous interrogeant notamment sur les facteurs nivo-météorologiques et leur combinaison qui pourraient expliquer le résultat mesuré.

1. 12 ans de mesure de bilan de masse du glacier Austre Lovén.

1.1. Les relevés aux balises à glace : le bilan de masse ponctuel (b_a)

Le bilan de masse ponctuel (b_a) est mesuré chaque année en septembre, à la fin de la saison de fonte et avant les premières neiges. La mesure de ce bilan ponctuel est effectuée en 36 points sur le glacier grâce au réseau de balises à glace décrit précédemment (cf. chap. 3 - 1.3.2).

1.2. Le calcul du bilan de masse annuel (B_a) par interpolation

Pour avoir une meilleure représentation spatiale et une valeur de bilan de masse annuel (B_a) plus proche de la réalité pour la globalité du glacier, les valeurs de bilan de masse ponctuel (b_a) sont interpolées à l'ensemble de la surface du glacier. La moyenne de ces valeurs interpolées permet d'obtenir un bilan de masse, approchant mais généralement fiable, du glacier.

La méthode d'interpolation qui a été choisie par l'équipe de recherche et qui est mise en application dans ce travail est celle de la pondération par l'inverse de la distance (*Inverse Distance Weighted* ou IDW). C'est une méthode répandue pour interpoler des données glaciologiques, méthode simple mais adaptée lorsque l'espace d'étude est plutôt homogène et lorsque la densité de points de mesures est

élevée, ce qui est le cas pour l'Austre Lovénbreen. Il s'agit d'accorder plus de poids aux valeurs proches d'un point de référence (mesuré) qu'aux valeurs éloignées. C'est une méthode dite « exacte » car les valeurs interpolées aux points de mesure ne peuvent différer des valeurs effectivement mesurées (Bernard *et al.* 2009) Dans son travail doctoral, E. Bernard (2011) avait comparé plusieurs méthodes d'interpolation des données glaciologiques dont le krigeage, une méthode géostatistique paramétrable par l'utilisateur. L'IDW présentait les meilleurs résultats. De plus, il s'agit d'une méthode recommandée dans le cas d'étude de petits glaciers (Rivera *et al.* 2005) et pour les glaciers de type alpins (Zemp *et al.* 2007) à l'image du glacier Austre Lovén.

La résolution spatiale choisie pour les surfaces dérivées par interpolation IDW est de 20 m, soit une taille de cellule de 400 m². La valeur calculée pour chacune des cellules sert de base au calcul de la moyenne pour la totalité du glacier, soit le bilan de masse annuel (B_a).

Afin d'assurer une précision des calculs d'interpolation et donc des valeurs de bilans de masse annuels, le recul du front du glacier est pris en compte. L'interpolation est réalisée dans des limites redéfinies chaque année. Etant donné que les limites du haut du glacier sont considérées comme peu mouvantes d'une année à l'autre, l'enveloppe qui a été définie est fondée sur une image satellite de 2016 ainsi que sur des données issues de la campagne GPR de 2010. La limite frontale est celle qui va être modifiée chaque année en fonction du tracé enregistré lors de la campagne de terrain à l'aide d'un DGPS (Fig. 73).

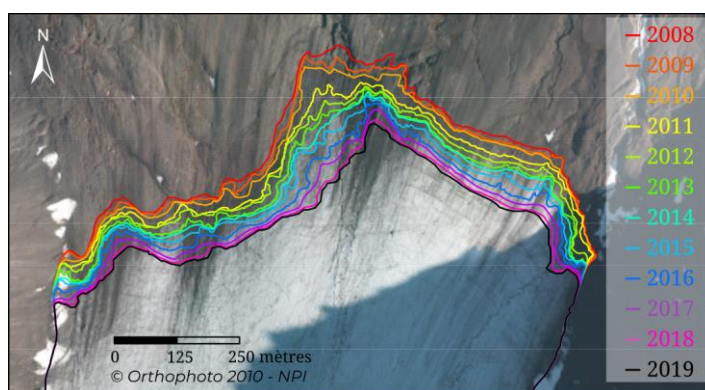


Figure 73 : Limites frontales mesurées au DGPS chaque année entre 2008 et 2019 permettant de calculer le bilan de masse annuel de l'Austre Lovénbreen.

1.3. Un glacier en recul entre 2008 et 2019 mais avec des dynamiques spatio-temporelles contrastées.

Le bilan de masse cumulé de l'Austre Lovénbreen de 2008 à 2019 est représenté sur la figure 74. Sur cette synthèse, un gros déséquilibre est observable entre la surface

du glacier en ablation (4,01 km²) et celle en accumulation (0,65 km²). La ligne d'équilibre (ELA) pour ces 12 années cumulées se situe à 494 m d'altitude moyenne.

L'ablation est plutôt forte et concerne la majeure partie du glacier. L'accumulation est quant à elle concentrée essentiellement dans le fond des cirques. La faible intensité de cette accumulation ne parvient pas à compenser l'importance de l'ablation ce qui se retrouve automatiquement dans les quantités importantes de glace perdues entre 2008 et 2019.

Au front du glacier, l'ablation record mesurée est de -23,86 m (balise B40) en 12 ans. Comme nous l'avons déjà précisé, les balises B08, B09 et B36 ont souvent été réinstallées en raison du retrait du front du glacier. En 2016, la balise B36 a été définitivement abandonnée et les balises B08 et B09 ont été repositionnées plus en amont sur la langue du glacier. Dans l'axe central du glacier, le front s'est retiré sur 313 m entre 2008 et 2019 soit une récession moyenne de 26 m par an. À l'inverse, les accumulations les plus significatives sont enregistrées haut en altitude (au-delà de 450 m) soit +7 m à la balise B46 pour la période 2008-2019. Cette valeur d'accumulation est sans commune mesure avec les valeurs d'ablations enregistrées au front du glacier.

Rapportée à la surface du glacier, la perte totale en glace s'élève à -6,55 m en 12 ans (-6 647 mm.weq) soit une perte moyenne annuelle en hauteur de -54,6 cm (-513 mm.weq).

Spatialement, on observe une dissymétrie de l'ablation dans la zone de la langue glaciaire entre 90 m et 360 m d'altitude. En effet, l'ablation est nettement plus importante en rive droite qu'en rive gauche. Cela est visible également sur le terrain avec des écoulements qui ont marqué le paysage. Les bédrières sont plus nombreuses et plus profondes en rive droite, signe d'une activité de fonte plus intense qu'en rive gauche. Une combinaison de plusieurs facteurs permettrait d'expliquer cette dissymétrie. La première est géologique car une faille d'axe nord-sud entaille le substratum rocheux en rive droite de la langue glaciaire (cf. chap. 2 - 1.3), (Hjelle 1993). Griselin (1982), avance également l'hypothèse d'un écoulement sous-glaciaire important de ce côté accentuant cette dissymétrie en contribuant à saper la glace basale. Les vents auraient, ici aussi, un rôle à jouer en empêchant la

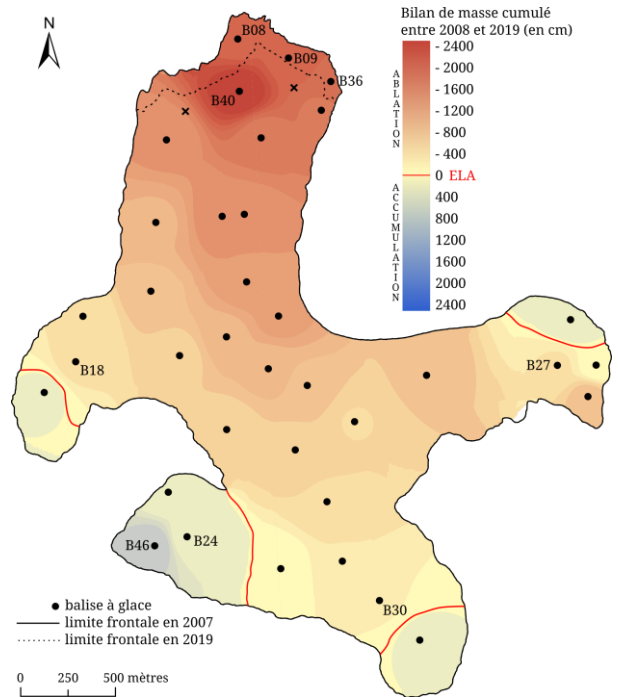


Figure 74 : Bilan de masse cumulé de l'Austre Lovénbreen 2008-2019

neige de se stabiliser de ce côté, amoindrissant ainsi l'accumulation de neige en hiver (Bernard 2011).

Les quatre cirques composant l'Austre Lovénbreen sont des zones d'accumulation. Toutefois, cette accumulation est largement inégale selon les cirques :

- inférieure à 50 cm en 12 ans dans les cirques du Nobile (dit cirque du 30 ; le plus au sud) et du Dolotoppen (dit cirque du 18 ; le plus à l'ouest), L'accumulation dans ces cirques pourrait théoriquement être plus importante car le premier est le plus élevé en altitude et exposé nord tandis que le second est certes plus bas en altitude mais c'est le cirque le plus alimenté des quatre par les avalanches et le moins ensoleillé.
- environ 1 m dans le cirque du Groenlietoppen (dit cirque du 27 ; le plus à l'est) mais très localisé dans sa partie nord. C'est un cirque peu cloisonné, exposé sud-ouest et largement soumis aux vents. Cette situation est peu propice à l'accumulation.
- environ 7 m dans le cirque de l'Épaulement (dit cirque du 24 ; au sud-ouest). C'est la plus grosse valeur enregistrée résultant des 12 années d'accumulation. Cela concorde avec les fortes valeurs d'enneigement enregistrées chaque année dans ce cirque. C'est le château d'eau et la « machine à glace » de l'Austre Lovénbreen.

À l'échelle des douze années d'observation, l'Austre Lovénbreen a donc un bilan de masse largement négatif comme cela est observé pour d'autres glaciers semblables sur la péninsule de Brøgger (ex. du Midtre Lovénbreen voisin), (Möller & Kohler 2018).

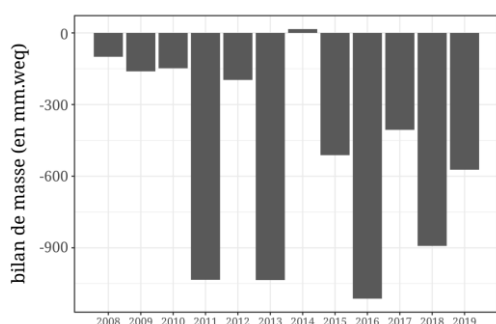


Figure 75 : Bilans de masse (B_a) de l'Austre Lovénbreen entre 2008 et 2019.

1.3.1. Des années contrastées

Lorsque l'on considère chaque année individuellement, on constate qu'il y a de forts contrastes, tant en terme de bilan de masse B_a (Fig. 75) qu'en terme de dynamiques spatiales (Fig. 76).

Comme nous l'avons vu précédemment, l'Austre Lovénbreen a une tendance générale à l'ablation ($B_a < 0$) mais certaines années le bilan de masse est beaucoup plus négatif que d'autres. 2011, 2013, 2016 et 2018 sont quatre années au bilan de masse très négatif, avec une ablation supérieure à -1 m de glace en moyenne sur la totalité de la surface du glacier. Ces années en question, l'Austre Lovénbreen était entièrement en ablation. Comme cela est observable sur les figures 76d, 76f, 76i et 76k, aucune balise à glace n'a enregistré d'accumulation, il y avait de la glace vive sur la totalité du glacier ou presque. Seuls quelques pieds de versants conservaient parfois des zones en névé résultant de phénomènes avalancheux.

À l'inverse, l'Austre Lovénbreen a enregistré une année au bilan de masse légèrement positif : 2014 ($B_a = +16$ mm.weq) (Fig. 75 et 76g). Cette année-là qui fait figure d'exception, plus de la moitié de la surface du glacier était en accumulation. La ligne d'équilibre était particulièrement basse, soit 329 m d'altitude. Une accumulation supérieure à 1 m de glace a été mesurée dans le fond des cirques.

2008, 2009, 2010 et 2012 sont des années où la surface en ablation équivalait presque à la surface en accumulation et donc où le bilan de masse annuel s'est avéré faiblement négatif. Ces années qualifiées dans ce travail de « moyennes » (au bilan proche de l'équilibre) présentent une ligne d'équilibre (ELA) systématiquement aux alentours de 380 m d'altitude (Fig. 76a, 76b, 76c, 76e).

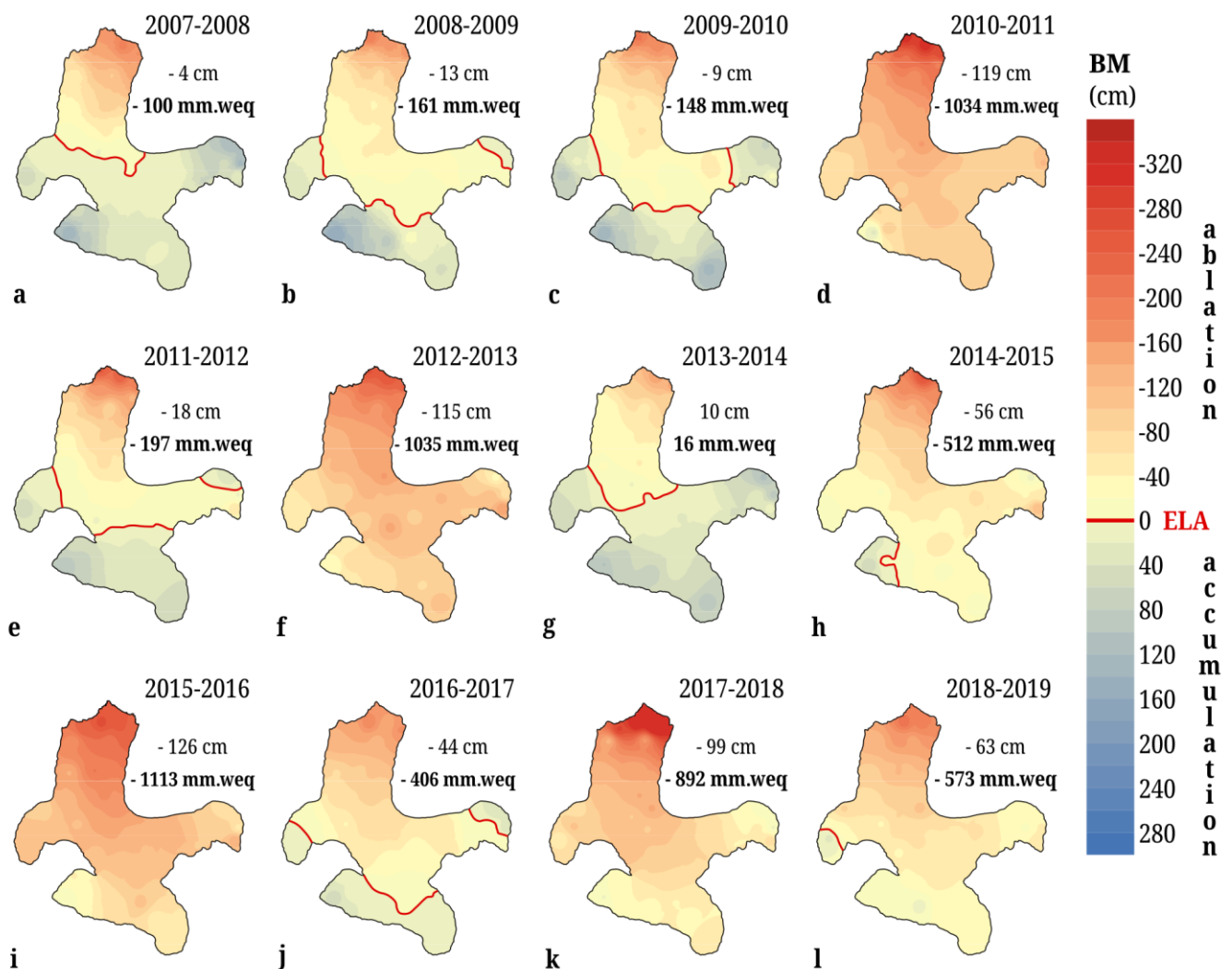


Figure 76 : Bilan de masse mesuré pour chaque année entre 2008 et 2019

1.3.2. Une accélération de l'ablation

Une légère accélération de l'ablation sur la période 2008 - 2019 est observable et mise en évidence par le test de Pettitt appliqué aux bilans de masse cumulés (Pettitt 1979). Ce test permet de détecter une rupture dans l'homogénéité d'une série de

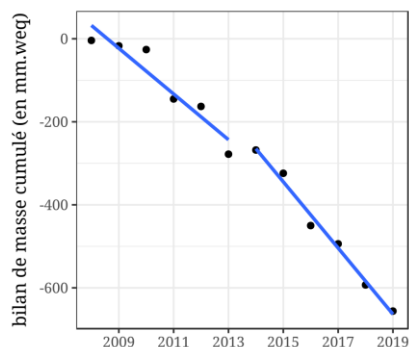


Figure 77 : Vers une accélération du rythme de fonte du glacier Austre Lovén. Le test de Pettitt identifie une rupture en 2013 dans le bilan de masse cumulé.

données temporelles. Une rupture se présente en 2013 ($p\text{-value} < 0,05$) date à partir de laquelle la fonte globale du glacier semble s'intensifier (Fig. 77). Entre 2008 et 2013, le glacier Austre Lovén perdait en moyenne -52 cm de glace par an alors qu'à partir de 2014, cette fonte s'est élevée à -80 $\text{cm}\cdot\text{an}^{-1}$. Exception faite de 2014, les bilans de masse de l'Austre Lovénbreen sont largement négatifs et les cirques accumulent peu ou pas à l'inverse des années précédentes (Fig. 76).

Lorsque l'on fait la même analyse mais en se concentrant non pas sur la totalité du glacier mais sur les zones clés, où ablation et accumulation sont

les plus intenses (respectivement front et cirques), le test de Pettitt met là aussi en évidence une rupture en 2013 (Fig. 78 et 79). En effet, on remarque une légère augmentation de l'intensité de la fonte à partir de l'année 2013 pour toutes les balises testées au front du glacier (B10, B11, B13, B38 et B40). Plus les balises sont proches du front, plus cette intensification est visible (ex. B38 et B40 sur la figure 78). La zone d'accumulation ne semble pas subir de changement de rythme comme un amoindrissement de l'accumulation. Les balises testées (B24, B42, B44, B45, B46) ne montrent pas de résultats significatifs ($p\text{-value} > 0,05$) hormis la balise B46 qui met en évidence, elle aussi, une rupture en 2013 (Fig. 79). À partir de cette année 2013, il semble y avoir un ralentissement non négligeable de l'accumulation au niveau de cette balise. C'est à cette balise B46 qu'étaient jusqu'à présent enregistrés les bilans ponctuels b_a les plus élevés en zone d'accumulation.

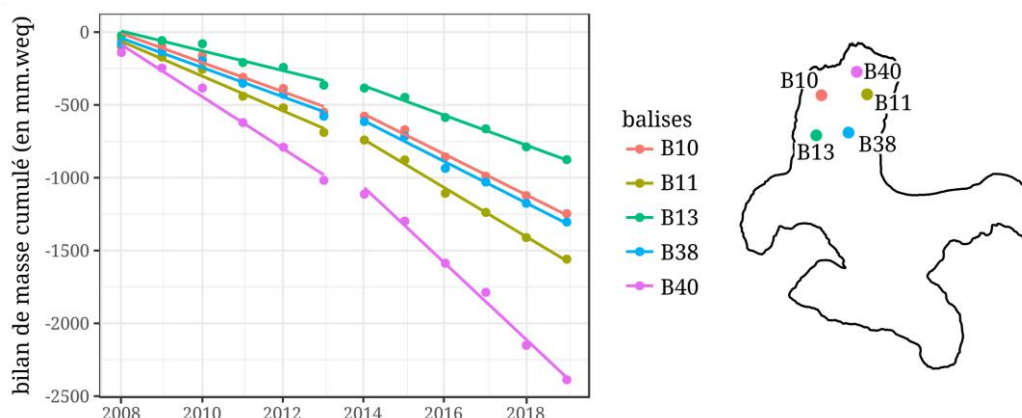


Figure 78 : Accélération du rythme de fonte en zone d'ablation à partir de 2013.

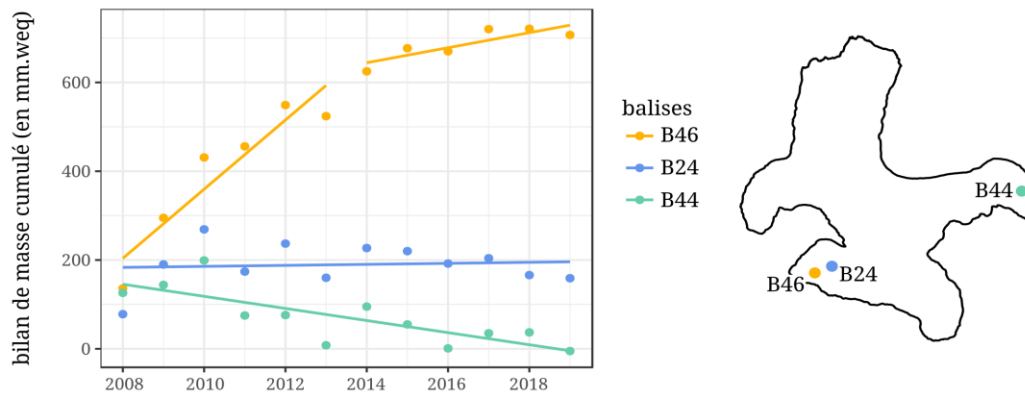


Figure 79 : Evolution du rythme d'accumulation. La balise B46 a connu un ralentissement de ce rythme d'accumulation autour de 2013.

La variabilité interannuelle du bilan de masse de l'Austre Lovénbreen est plutôt forte. De plus, chaque année présente des dynamiques spatiales contrastées. L'objectif ici est d'expliquer cette variabilité interannuelle. Pour des bilans de masse équivalents, sont-ce toujours les mêmes facteurs qui expliquent l'accumulation ou l'ablation à la surface du glacier ? Y-a-t-il un facteur explicatif du bilan de masse qui domine systématiquement ? Est-il possible de trouver une explication à l'accélération de l'ablation de l'Austre Lovén ? À partir du riche jeu de données récolté tout au long des missions de terrain depuis 2007 et de la méthode d'analyse exposée dans le chapitre précédent, nous allons maintenant présenter les différentes étapes de travail qui ont permis de répondre à ces questions.

2. Construction des variables du modèle

De nombreux facteurs ont déjà été identifiés pour expliquer la variabilité des bilans de masse (cf. chap. 1 - 1.2). La température et les précipitations sont systématiquement utilisées dans les modèles explicatifs comme prédictifs. Il est indéniable que ces paramètres météorologiques ont un rôle et nous allons les utiliser. Souvent, ces facteurs explicatifs sont étudiés à un pas de temps annuel ou bien saisonnier. Compte tenu de la richesse spatio-temporelle des données de l'Austre Lovénbreen acquise par un suivi continu depuis plus de 10 ans, nous avons choisi de préciser ces facteurs explicatifs selon un pas de temps plus fin (échelle du mois par exemple). Peu de glaciers sont équipés de la sorte en Arctique, ce qui nous

permet de travailler avec des variables jusqu'ici peu utilisées dans la littérature pour comprendre les dynamiques qui régissent le bilan de masse annuellement.

Trois grandes familles de variables ont été sélectionnées : les températures, les précipitations liquides et les précipitations neigeuses. Chacune de ces variables est identifiée comme pouvant avoir un rôle explicatif du bilan de masse annuel. Elles ont ensuite été déclinées à différents pas de temps (mensuel, saisonnier ou annuel)¹. La figure 80 offre une synthèse des variables retenues. Précisons une nouvelle fois que chacune de ces variables est dérivée pour les 20 points de mesures (cumulant balise à glace et capteur de température) répartis sur le glacier Austre Lovén. Ces points seront les individus de la modélisation.

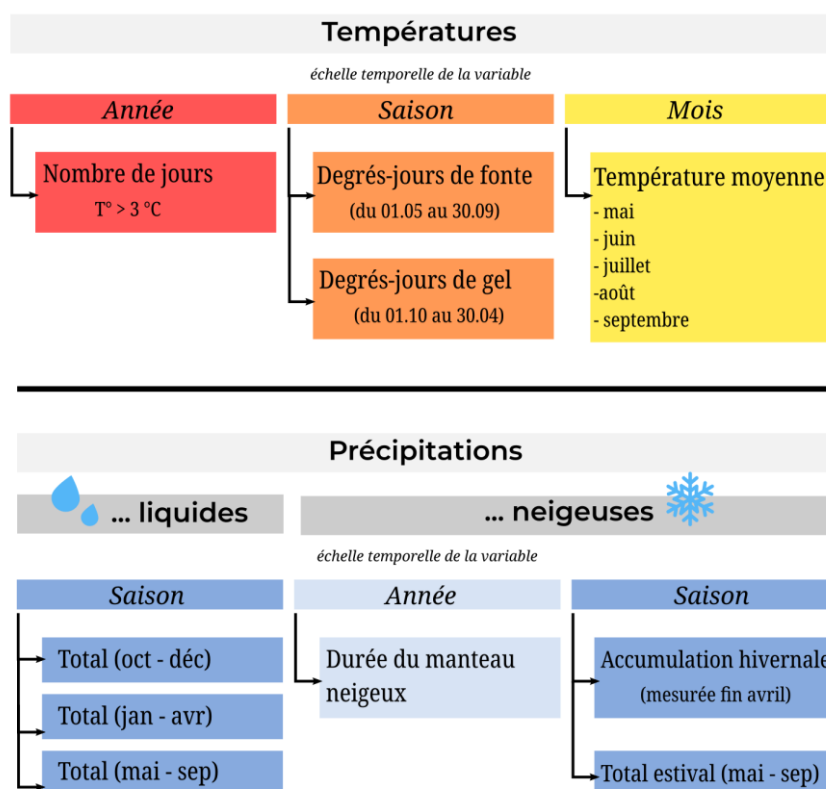


Figure 80 : Synthèse des variables de températures et de précipitations déclinées en plusieurs facteurs potentiellement explicatifs des bilans de masse annuels de l'Austre Lovénbreen.

2.1. Les variables de température.

La relation étant étroite entre la température de l'air et l'ablation, il nous a semblé important de dériver un certain nombre de variables pour essayer d'identifier s'il y a des paramètres thermiques plus révélateurs que d'autres.

¹ Nous avons systématiquement construit ces variables en prenant en compte l'année hydrologique, c'est-à-dire du 1^{er} octobre de l'année n au 30 septembre de l'année $n+1$.

2.1.1. L'homogénéisation des données, un prérequis avant de dériver de nouvelles variables.

Les données dont nous disposons sont issues des enregistrements de 20 capteurs répartis sur l'ensemble du glacier. Une fois les données récoltées il s'agit de les homogénéiser au pas de temps journalier selon la méthode décrite dans le chapitre 3 (1.2 et 1.3). Cette étape permet de contrôler la fiabilité des données afin que les valeurs journalières qui seront utilisées dans les modèles explicatifs générés ne soient pas faussées. Ainsi, les valeurs aberrantes et les autres irrégularités sont supprimées. Les conditions de mesures étant très compliquées sur le site du glacier Austre Lovén (chute des mâts d'aluminium à cause du vent, ensevelissement sous la neige...), certaines séries temporelles présentent beaucoup de données manquantes. Le tableau 7 récapitule le pourcentage de lacunes pour chaque capteur Hn de chaque année. La phase essentielle permettant d'obtenir des données exploitables est la phase d'homogénéisation. Un script a été construit avec le logiciel R afin d'automatiser la démarche d'estimation des données manquantes selon la méthode REGR de Kemp (1983) décrite dans le chapitre 3 (1.2.1).

Tableau 7 : Récapitulatif des données manquantes. Pourcentage de données manquantes pour chaque capteur de données du glacier (Hn) et pour chaque année hydrologique étudiée.

| | H8 | H9 | H10 | H11 | H13 | H14 | H15 | H16 | H18 | H19 | H20 | H22 | H23 | H24 | H25 | H26 | H27 | H28 | H29 | H30 |
|-------|---|------|-----|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 07/08 | 0,3 | 1,9 | 0,0 | 77,0 | 77,0 | 41,3 | 50,0 | 1,1 | 78,4 | 45,9 | 38,0 | 58,7 | 49,5 | 73,5 | 55,2 | 48,9 | 78,7 | 61,2 | 39,9 | 79,5 |
| 08/09 | 100 % - Pas d'information car données brutes non accessibles. Méthode utilisée pour homogénéiser inconnue | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 09/10 | 100 % - Pas d'information car données brutes non accessibles. Méthode utilisée pour homogénéiser inconnue | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 10/11 | 57 | 83 | 0 | 6 | 2 | 0 | 8 | 18 | 8 | 12 | 29 | 53 | 85 | 24 | 0 | 13 | 0 | 0 | 57 | 0 |
| 11/12 | 2 | 76 | 4 | 0 | 21 | 15 | 13 | 0 | 19 | 46 | 15 | 54 | 21 | 43 | 21 | 53 | 26 | 36 | 24 | 18 |
| 12/13 | 100 % - Pas d'information car données brutes non accessibles. Méthode utilisée pour homogénéiser inconnue | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 13/14 | 100 % - Pas d'information car données brutes non accessibles. Méthode utilisée pour homogénéiser inconnue | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 14/15 | 0,0 | 0,0 | 0,3 | 0,5 | 0,3 | 0,0 | 0,8 | 0,0 | 21,4 | 0,3 | 4,4 | 0,3 | 0,3 | 26,8 | 20,0 | 0,0 | 0,0 | 44,1 | 44,1 | 20,5 |
| 15/16 | 2,2 | 99,7 | 0,3 | 44,0 | 0,3 | 74,9 | 0,3 | 44,0 | 56,3 | 13,1 | 67,2 | 0,3 | 30,6 | 72,1 | 0,0 | 24,3 | 99,7 | 10,9 | 0,3 | 0,0 |
| 16/17 | 2,2 | 2,5 | 2,5 | 54,8 | 41,6 | 100 | 2,5 | 67,9 | 13,4 | 100 | 72,9 | 37,5 | 28,8 | 100 | 2,7 | 3,6 | 35,1 | 25,2 | 37,0 | 27,1 |

Afin de contrôler la fiabilité de cette méthode, des tests ont été effectués sur des séries de données journalières complètes à savoir les hobos H10 et H25 les années hydrologiques 2010-2011 et 2015-2016. La méthode REGR a aussi été comparée à la méthode MDIF (Kemp 1983) plus répandue qui consiste à faire la moyenne des températures journalières des stations de mesure les plus proches (*between station method*, cf. chap. 3 - 1.2.1). Ces séries complètes ont donc été chacune effacées puis les valeurs estimées de nouveau selon les deux méthodes MDIF et REGR citées précédemment. Pour la méthode REGR, l'apprentissage permettant de générer l'équation de régression qui sert ensuite à estimer les données s'est fait sur la totalité de la période disponible, soit 2008-2017 et avec l'ensemble des capteurs présents sur le glacier (donc prenant en compte les données manquantes). Enfin,

l'erreur quadratique moyenne (*Mean Squared Error* ou MSE en anglais) a été systématiquement calculée pour chaque série de données.

Tableau 8 : Erreurs quadratiques moyennes (MSE) calculées pour chaque méthode d'homogénéisation (REGR et MDIF) utilisées dans la reconstitution des données de température des capteurs H10 et H25 pour deux années différentes.

| | | MSE 2010-2011 | MSE 2015-2016 |
|-----|------|---------------|---------------|
| H10 | MDIF | 0,19 | 1,07 |
| | REGR | 0,34 | 0,32 |
| H25 | MDIF | 0,12 | 0,82 |
| | REGR | 0,19 | 0,36 |

Pour l'année 2010-2011, les deux méthodes MDIF et REGR montrent de bonnes performances avec des MSE faibles (Tableau 8). La méthode MDIF semble être légèrement plus performante que la REGR au regard des MSE, bien que la seconde soit déjà d'excellente qualité. Au point de mesure H25, la température moyenne

annuelle estimée (REGR = $-6,1^{\circ}\text{C}$ / MDIF = $-5,7^{\circ}\text{C}$) est dans les deux cas très proche de la réalité mesurée ($-5,8^{\circ}\text{C}$). Les fluctuations sont très bien respectées. Lorsque l'on regarde de plus près d'où viennent les erreurs restantes (Fig. 81 – H25 et son zoom), on se rend compte que les deux méthodes ont des difficultés à respecter l'amplitude des pics de froids. La méthode MDIF a tendance à sous-estimer ces pics par rapport à REGR qui les surestime légèrement. Cela se retrouve dans le calcul de la température moyenne annuelle. Concernant les pics de chaleurs, MDIF a tendance, à l'inverse, à s'écarter plus que REGR de la réalité (surestimation). D'une manière générale, les événements soudains (pics) diffèrent un peu de la mesure mais il y a rarement une erreur supérieure à $1,5^{\circ}\text{C}$.

Le résultat de la comparaison des méthodes est sensiblement identique pour l'année 2015-2016 où la performance de la méthode REGR semble toutefois supérieure (Tableau 8). Cette méthode montre une très bonne traduction des mouvements de température au niveau des capteurs étudiés à l'image du capteur H10 (Fig. 81 – H10 et son zoom). Le mois d'août 2016 vérifie tout cela car la méthode REGR reste fidèle aux variations (bien que l'intensité soit légèrement sous-estimée) alors qu'il y a un gros décalage dans les estimations faites avec la méthode MDIF. Cette différence vient notamment du fait qu'il y avait de nombreuses données manquantes dans les données des stations voisines de H10 poussant ainsi le modèle à utiliser des stations plus lointaines et donc ne suivant pas forcément le même comportement que H10.

Ce dysfonctionnement met ainsi en évidence la limite principale de la méthode MDIF qui nous a poussée à nous tourner vers l'utilisation systématique de la méthode REGR pour estimer les données de températures manquantes. Cet artefact est moins marqué avec la méthode REGR car les valeurs de température des stations voisines sont pondérées en fonction de leur corrélation avec la station à compléter.

L'homogénéisation par la méthode REGR a donc été appliquée à l'ensemble des données de température récoltées sur le glacier entre 2007 et 2017. Cette étape ainsi réalisée, il est désormais possible de dériver des variables de température qui

serviront à la modélisation explicative de la variabilité du bilan de masse de l'Austre Lovénbreen.

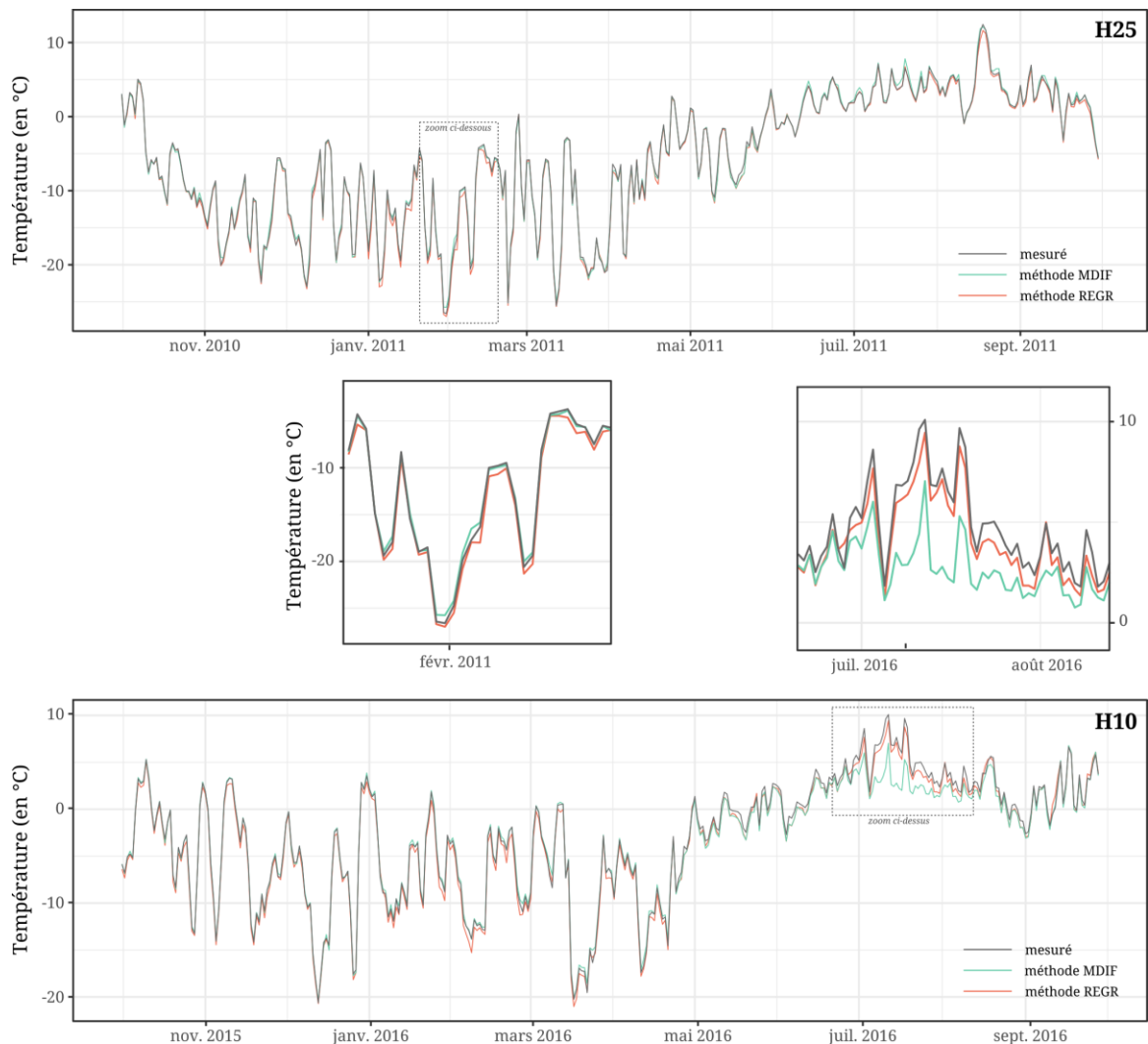


Figure 81 : Comparaison des méthodes d'estimation des données manquantes REGR et MDIF par rapport à la donnée mesurée pour deux années et deux capteurs.

2.1.2. Le nombre de pics de chaleur

Une première variable thermique a été dérivée des enregistrements de température : le nombre de pics (jours) de chaleur enregistrés sur l'année. Il s'agit ici de s'interroger sur la température à partir de laquelle la fonte devient significative et a une réelle action sur la fonte du manteau neigeux puis de la glace. En dessous de cette température seuil, la neige se métamorphose mais il n'y a pas encore de fonte significative. Au-delà, la fonte est quasi immédiate et peut être importante.

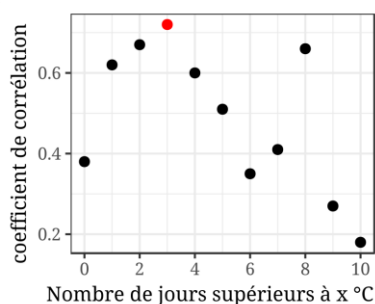


Figure 82 : Corrélation entre le nombre de jours supérieurs à x °C et le bilan de masse. Ce graphique nous a permis de déterminer la valeur de x la plus appropriée à l'étude de l'impact des pics de chaleurs sur la fonte. 3 °C est la valeur qui a été choisie

Une analyse de corrélation entre le nombre de jours supérieurs à x °C et le bilan de masse a permis de déterminer cette température de corrélation maximale. La figure 82 montre que la température de 3°C mesurée au capteur semble être la corrélation maximale à partir de laquelle la fonte est significative, même lorsqu'il s'agit d'un épisode chaud isolé.

L'hypothèse qui nous a menée à dériver cette variable est qu'il y aurait plus de fonte, et donc un bilan de masse très négatif, les années chaudes. Plus la température est élevée sur une longue période, plus la fonte est importante. Cette variable prenant en considération les pics de chaleur peut permettre de capter également l'importance des épisodes chauds qu'il y a eu dans l'hiver et qui ont tendance à être « effacés » lorsqu'on observe des moyennes de températures hivernales largement négatives. Cette variable est nommée NBD3 dans notre travail.

2.1.3. Les degrés-jours de fonte (période estivale du 1 mai au 30 septembre).

Les degrés-jours de fonte (ou *Thawing Index* - TI) correspondent au cumul des degrés-jours supérieurs à 0°C pendant la période de fonte (du 1^{er} mai au 30 septembre), (Equation 19) :

$$TI = \sum_{i=1}^{N_T} T_i, T_i > 0^\circ C \quad (19)$$

C'est une observation au pas de temps saisonnier qui est choisie avec cette variable. Hock (2003) puis Zhang *et al.* (2006) ont montré le lien qu'il existe entre la température journalière et la fonte. Ils estiment des pertes entre -2,7 et -11,6 mm.weq par degré-jour positif pour la neige et entre -5,4 et -20 mm.weq pour la glace. Cette variable va donc nous permettre de vérifier l'hypothèse selon laquelle plus la saison de fonte aura été chaude (donc un TI élevé), plus la fonte aura été intense (bilan de masse négatif) et inversement.

2.1.4. Les degrés-jours de gel (période hivernale du 1^{er} octobre au 30 avril)

Cette variable, degrés-jours de gel (ou *Freezing Index* - FI), est le pendant hivernal de la variable TI. Il ne s'agit pas ici de cumuler les degrés-jours positifs mais au contraire les degrés-jours inférieurs à 0°C sur une période s'étalant du 1^{er} octobre au 30 avril (Equation 20) :

$$FI = \sum_{i=1}^{N_F} |T_i|, T_i < 0^\circ C \quad (20)$$

Nous avons décidé d'utiliser cette variable afin d'observer si les hivers froids (donc avec un FI élevé) permettent effectivement de conserver un manteau neigeux quasiment intact et donc moins sujet à une fonte rapide la saison estivale venue.

C'est une variable à surveiller de près car un hiver trop froid n'est pas propice aux chutes de neiges conséquentes ce qui peut également être un facteur explicatif en cas de bilan de masse plutôt négatif.

2.1.5. Les températures moyennes mensuelles de l'air

Enfin, l'une des variables les plus utilisées dans ce type de modélisation explicative est la température moyenne mensuelle. Cette température moyenne mensuelle a été déclinée pour chaque mois de la saison de fonte et constitue autant de variables qui seront intégrées au modèle explicatif : température moyenne des mois de mai, juin, juillet, août et septembre individuellement (nommées respectivement TAM_may, TAM_jun, TAM_jul, TAM_aug, TAM_sep dans ce travail).

À l'aide de ces variables, nous cherchons à identifier s'il y a un mois en particulier qui serait à l'origine d'une fonte plus conséquente et donc d'un bilan de masse négatif accentué. À l'inverse, une température mensuelle plus faible que la moyenne sur la période 2008-2017 pourrait expliquer une fonte moindre que ce qui est normalement attendu.

2.2. Les variables de précipitations

Les précipitations liquides et neigeuses constituent deux autres familles de variables intégrées à la modélisation explicative des bilans de masse de l'Austre Lovénbreen. De nombreux auteurs soulignent l'importance des précipitations pour expliquer des bilans de masse observés (cf. chap. 1 - 1.2).

Différentes variables ont été dérivées des données de précipitations à notre disposition.

2.2.1. Les précipitations liquides saisonnières

Comme nous l'avons déjà précisé dans le chapitre 3 (1.2.2), les données de précipitations liquides ne sont pas issues de mesures *in situ* car les conditions extrêmes n'ont pas permis de récolter des données suffisamment fiables pour permettre une analyse à fine échelle des dynamiques du glacier. Ce sont donc les données de la station météorologique de référence la plus proche, soit Ny-Ålesund, qui ont été utilisées dans ce travail. Ces données sont disponibles au pas de temps journalier sur la plateforme en ligne *seklima.met.no*. Les données ont donc été extrapolées pour chaque capteur de température (H_n) en tenant compte de l'altitude².

Afin de distinguer si la précipitation est liquide ou neigeuse à l'altitude du capteur en question, nous avons utilisé la température moyenne enregistrée au même capteur. Si cette température est supérieure à 1°C alors la précipitation est considérée comme liquide et à l'inverse neigeuse si la température mesurée est

² Nous rappelons qu'un gradient altitudinal est appliqué lors de l'extrapolation des données de précipitations. Le détail de ce gradient est disponible dans le chapitre 3 - 1.2.2.

inférieure à 1°C. Nous avons choisi ce seuil de 1°C car l'expérience de terrain indique que c'est à partir de cette température que la précipitation peut être considérée comme liquide (sans trop se tromper) et donc pouvant altérer la qualité du manteau neigeux de manière significative.

Dans le modèle explicatif, plutôt que d'utiliser un cumul annuel des précipitations ne donnant pas de réelle indication sur la dynamique infra-annuelle de la fonte du manteau neigeux puis du glacier, nous avons préféré décliner ce cumul par saison. Ainsi un cumul des précipitations liquides des mois d'automne (d'octobre à décembre), des mois d'hiver (de janvier à avril) et d'été (de mai à septembre) nous a semblé plus judicieux afin de mettre en évidence le rôle attribué à chaque saison dans l'explication des bilans de masse mesurés. La période à laquelle intervient l'événement pluvieux peut avoir un effet différent sur le manteau neigeux.

En effet, l'automne (octobre-décembre) est une période charnière où les conditions météorologiques vont déterminer l'installation d'un manteau neigeux stable et robuste avant l'hiver. S'il pleut à ce moment-là, le manteau neigeux, qui n'est pas encore froid, peut être rendu instable voire lessivé. En effet, la pluie qui a un pouvoir caloporteur fait fondre le manteau neigeux qui, à son tour, étant donné qu'il n'est pas encore froid est vecteur de fonte. La pluie va donc transformer le manteau en alourdissant la neige qui se gorge d'eau, se désolidarise du glacier et part parfois en formant de véritables vagues de neige fondue (Griselin 1982). Si l'épisode pluvieux ponctuel 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 protectrice du glacier sous-jacent. C'est une chose que nous cherchons à identifier en utilisant cette variable de précipitation pluvieuse automnale (nommée RR_fall).

Les précipitations pluvieuses hivernales couvrant la période de janvier à avril sont également intéressantes dans notre étude. Elles sont nommées RR_winter dans ce travail. Des précipitations liquides à cette période peuvent gâter un manteau neigeux épais, protecteur du glacier, voire le faire complètement disparaître dans le cas de précipitations très intenses. Dans ce cas, le bilan hivernal peut se voir très affecté et compromettre ainsi un bilan de masse annuel correct. De manière antagonique, dans le cas de précipitations liquides peu intenses et brèves, les conséquences sur le glacier peuvent ne pas être aussi néfastes que précédemment évoqué. En effet, une lentille de glace peut se former consécutivement à un petit épisode pluvieux car l'eau précipitée percolant dans un manteau neigeux très froid se refroidit et se transforme en glace avant d'avoir atteint la glace du glacier. Un retour de températures de l'air très froides peut également avoir son effet dans cette situation. Cette lentille de glace créée mettra plus de temps à fondre une fois à la surface. Il y aurait ici un effet protecteur en retardant la fonte du glacier lui-même en période estivale. Pour identifier la différence entre ces deux types d'événements, il s'agit d'observer minutieusement les séries journalières de données récoltées.

Enfin, la troisième variable dérivée concerne le cumul des précipitations liquides pour la période estivale de mai à septembre (RR_summer). Cette variable nous semble essentielle car les précipitations à cette période accélèrent la disparition du manteau neigeux puis éventuellement la fonte de la glace par l'effet caloporteur de la pluie.

Les précipitations liquides peuvent donc avoir de multiples effets sur le manteau neigeux puis sur le glacier lui-même. Qu'elles aient un effet protecteur ou au contraire accélérateur de la fonte, dépend beaucoup de la période à laquelle elles se sont produites ainsi que des quantités précipitées. Ainsi, il nous a semblé important d'en tenir compte dans cette étude et donc de dériver ces trois variables saisonnières.

2.2.2. Les précipitations neigeuses

Les précipitations solides sont aussi une composante fondamentale dans l'explication des bilans de masse d'un glacier. Les données disponibles sur l'Austre Lovénbreen nous ont permis de dériver quatre autres variables explicatives.

2.2.2.1. L'accumulation de neige hivernale

Cette variable correspond à la mesure de la densité du manteau neigeux effectuée au printemps en de multiples points du glacier (36 balises). Cette mesure donne une information synthétique sur l'accumulation de neige durant l'hiver (sur son épaisseur et sa qualité). Nous formulons l'hypothèse qu'un manteau neigeux épais et dense a un effet protecteur et favorise donc le bilan de masse. En effet, avant que la fonte de la glace ne s'active, la totalité du manteau neigeux doit d'abord disparaître. Plus ce manteau neigeux est épais et dense, plus la fonte de la glace du glacier peut être retardée. De plus, si le manteau neigeux subsiste jusqu'à l'automne, il se traduit par un gain dans le bilan de masse. La méthode de carottage pour collecter les données est décrite dans le chapitre 3 – 1.3.1. Ici, nous utilisons donc la valeur de densité de neige mesurée en mm.weq nommée snow_acc.

2.2.2.2. Les précipitations neigeuses estivales

Les précipitations neigeuses estivales permettent de prendre en compte un effet éventuellement protecteur, même ponctuel, de la neige sur le glacier pendant la période de fonte. L'albédo étant plus important pour la neige que pour la glace, la fonte du manteau neigeux va s'atténuer pendant quelques jours puisque le rayonnement réfléchi sera plus important. De plus, comme nous l'avons déjà précisé, l'énergie disponible est d'abord employée à faire fondre la neige avant de pouvoir faire fondre le glacier. Ainsi, même une fine couche de neige en été peut éventuellement retarder de quelques jours la fonte de la glace de l'Austre Lovénbreen. En zone d'accumulation, les précipitations neigeuses peuvent renforcer l'accumulation annuelle et donc le bilan de masse ponctuel.

Les valeurs de cette variable sont issues des précipitations de la station de Ny-Ålesund qui ont été extrapolées (cf. chap. 3 - 1.2.2) et combinées à la mesure de la

température de l'air en chaque capteur (H_n). Si la température de l'air mesurée au capteur est inférieure à 1°C, alors nous considérons que la précipitation extrapolée est neigeuse (en mm.weq). Nous avons ensuite fait le cumul sur la période pour créer la donnée de cette variable de « précipitations neigeuses estivales » nommée ici snow_summer.

2.2.2.3. *La durée du manteau neigeux.*

Cette variable consiste à comptabiliser au niveau de chaque capteur le nombre de jours qu'a résisté le manteau neigeux accumulé pendant l'hiver face à la fonte qui commence dès le printemps avec le retour des températures positives. Pour cela, nous avons compté le nombre de jours durant lesquels la température mesurée au capteur est positive faisant ainsi fondre le manteau neigeux. Le compte des jours est arrêté lorsque la glace vive apparaît pour la première fois sur les photographies à l'emplacement du capteur étudié. Il s'agit d'un équivalent de la durée du manteau neigeux mais seuls sont comptés les jours où la fonte est effective.

Les photographies en question qui permettent d'élaborer cette variable ont été prises par les six stations de photographie automatiques qui couvrent la surface du glacier (cf. chap. 3 – 1.1). Selon un protocole élaboré au cours des précédents programmes ANR et décrit dans la thèse d'E. Bernard (2011), il nous a été possible de déterminer les dates auxquelles les balises à glace (B_n) les plus proches des capteurs qui nous intéressent (H_n) ont basculé de la neige à la glace (et vice-versa éventuellement). Ces données sont ensuite combinées aux données de températures journalières en chaque point du glacier. Si la température est supérieure à 0°C alors un jour de fonte sera comptabilisé. La variable qui correspond au cumul de ces jours est nommée Sfpri_D.

Avec cette variable, nous cherchons à comprendre si la durée du manteau neigeux peut avoir un effet sur le bilan de masse du glacier. Notre hypothèse est que plus le manteau neigeux dure, meilleur sera le bilan de masse annuel car le manteau neigeux joue une nouvelle fois un rôle de protection. Cela pourrait également expliquer des différences interannuelles et spatiales.

2.3. Le bilan de masse ponctuel

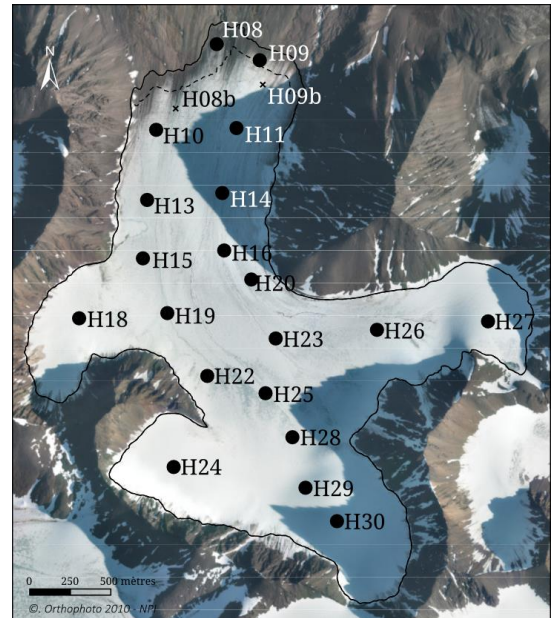
Dans cette étude, la variable à expliquer est la variable de bilan de masse ponctuel (nommée BM). La méthode de récolte de cette donnée est largement détaillée dans le chapitre 3 – 1.3.2.

L'ensemble de ces variables ont été dérivées pour une population de 20 points qui vont constituer la base des observations intégrées au modèle explicatif pour chaque année testée (entre 2008-2017). Ces 20 points (Fig. 83) correspondent aux points de

relevés communs entre les données de températures (capteurs H_n) et les données de glaciologie / nivologie (balises B_n). Cela permet notamment d'atténuer le risque d'introduire et de cumuler de l'erreur par l'extrapolation³ de données.

Travailler avec 20 points seulement peut paraître peu mais le protocole de traitement de données en tient compte. Les tests réalisés ont été choisis pour être robustes même avec une petite population.

Figure 83 : Carte des 20 points étudiés par modélisation. Il faut noter le déplacement des points de mesure H08 et H09 en 2016 car le front du glacier a reculé.



3. Résultats et discussions de la modélisation explicative des bilans de masse de 2008 à 2017

L'élaboration de modèles explicatifs pour chaque année étudiée du bilan de masse du glacier Austre Lovén a été un travail très itératif et fastidieux (donc long). Une grande partie du travail a été exploratoire. Nous avons réalisé beaucoup de tentatives, subi beaucoup d'échecs pour arriver finalement à des modèles d'explication du bilan de masse de l'Austre Lovénbreen fiables. La robustesse des modèles élaborés qui vont maintenant être présentés assure une bonne qualité des résultats à interpréter et à discuter ensuite.

Dans cette partie, nous présentons le bilan de ce qui a été réalisé. Le détail des étapes est décrit précisément dans le chapitre 3 – 3. Les étapes de modélisation ont été travaillées avec le langage de programmation et le logiciel R⁴ (gratuit et libre) dédié aux statistiques et à l'analyse de données (<https://www.r-project.org/>).

Nous commençons ici par l'analyse et la discussion des résultats de la modélisation du bilan de masse pour l'ensemble de la période étudiée, soit 2008-2017, puis nous nous appliquerons à analyser chaque année individuellement. L'objectif est donc

³ Des tests ont été réalisés pour multiplier le nombre de points d'observation. Nous avons notamment réalisé des interpolations par krigeage (utilisation du logiciel LISDQS développé à Besançon) pour obtenir jusqu'à 10 000 points soit un maillage de données de résolution de 10 m. Cette expérience n'a pas été concluante. L'erreur et la confusion introduites étaient plus préjudiciables à l'analyse des résultats que de travailler avec 20 points sur le glacier.

⁴ L'apprentissage de ce nouveau langage, très utilisé en statistiques notamment, a été permis grâce à l'importante communauté des utilisateurs de R sur internet (<https://www.r-project.org/>).

de parvenir à identifier une ou plusieurs variables météorologiques ou nivologiques responsables de la variabilité du bilan de masse de l'Austre Lovénbreen.

3.1. Comment expliquer la variabilité du bilan de masse de l'Austre Lovénbreen sur la période 2008 à 2017 ?

Comme nous l'avons déjà préalablement décrit dans ce chapitre 4 - 1.3, la variabilité interannuelle du bilan de masse de l'Austre Lovénbreen est assez importante sur la période étudiée (2008-2017) et se renforce surtout à partir de 2011 (Fig. 84). Une certaine homogénéité des bilans de masse annuels à l'échelle du glacier est observée hormis pour les observations du front du glacier (H8 et H9) qui sont presque toujours considérées comme des valeurs extrêmes. Ces dernières observations ne ressortent pas en 2016 et 2017 car les balises à glace ainsi que le capteur de température associé ont été déplacés plus en amont sur le glacier en

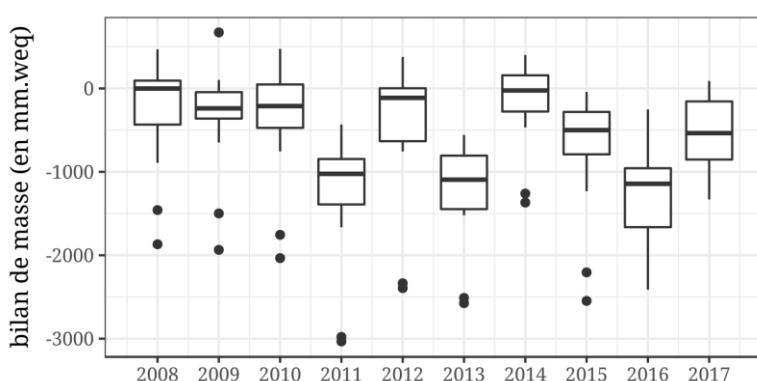


Figure 84 : Boîtes à moustaches des valeurs mesurées aux balises mettant en évidence la variabilité interannuelle du bilan de masse. Les points de mesures H08 et H09 sont systématiquement considérées comme outliers jusqu'en 2016, date à laquelle les capteurs ont été changés de place

raison du recul du front. Leur nouvelle position plutôt similaire à H10 et H11 comme l'effet de « valeur extrême » observé les années précédentes. Ce déplacement des points de mesure a été pris en compte dans cette étude. Il n'altère pas l'analyse et les résultats de la modélisation.

Les bilans de masse très négatifs de 2011, 2013 et 2016 que nous avons mentionnés dans la section 1.3 précédente sont bien identifiés dans la figure 84.

3.1.1. Résultats de l'analyse exploratoire des données des variables explicatives du BM

La première étape de la modélisation consiste à faire des analyses de statistiques descriptives univariées (de chaque variable explicative individuellement) et bivariées (de chaque variable explicative couplée au bilan de masse). Ces analyses rassemblent toutes les données disponibles. Chaque observation (ou individu statistique) correspond à un point de mesure (Hn) d'une année. Au total, nous disposons donc ici d'une population de 200 observations caractérisées par 16 variables.

Les **analyses univariées** permettent de contrôler l'homogénéité des séries de données des variables considérées. La plupart des variables de températures et de

précipitations présentent des données plutôt hétérogènes (Fig. 85 et 86). Les dispersions autour de la moyenne sont parfois importantes ce qui signifie qu'il y a une certaine variabilité spatio-temporelle des variables pluvio-thermiques. La présence de valeurs extrêmes est notée surtout parmi les variables cherchant à identifier des phénomènes plutôt « rares » comme les précipitations de neige en été ou les épisodes de pluie en hiver (Fig. 86). Nous avons fait le choix de les laisser pour les étapes de modélisation suivantes car il se peut que le caractère hétérogène de ces variables et la présence de valeurs exceptionnelles ne pose pas de soucis. Ce sont toutefois des variables qu'il faudra surveiller.

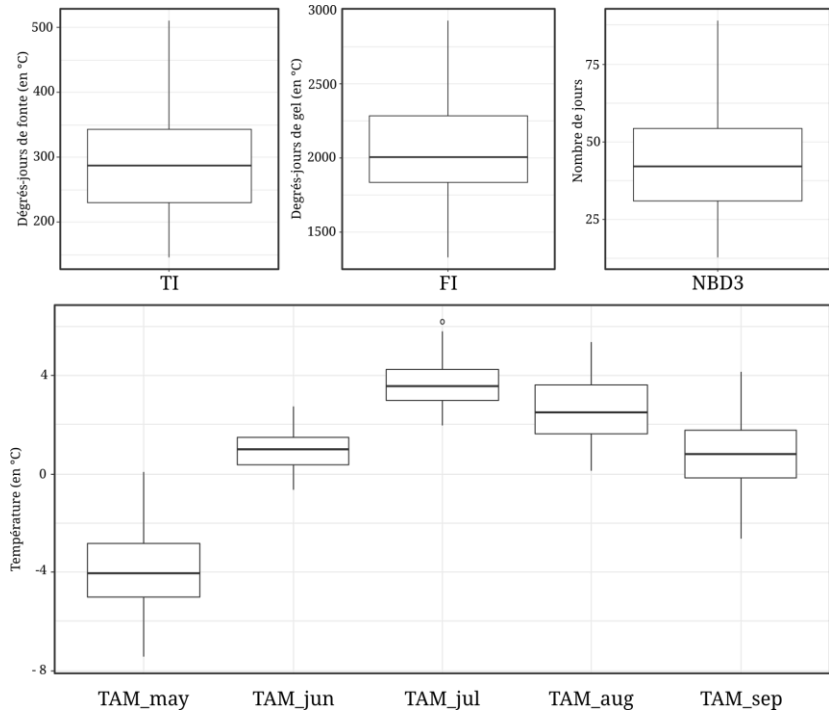


Figure 85 : Analyse univariée des variables de températures toutes les années confondues (2008-2017)

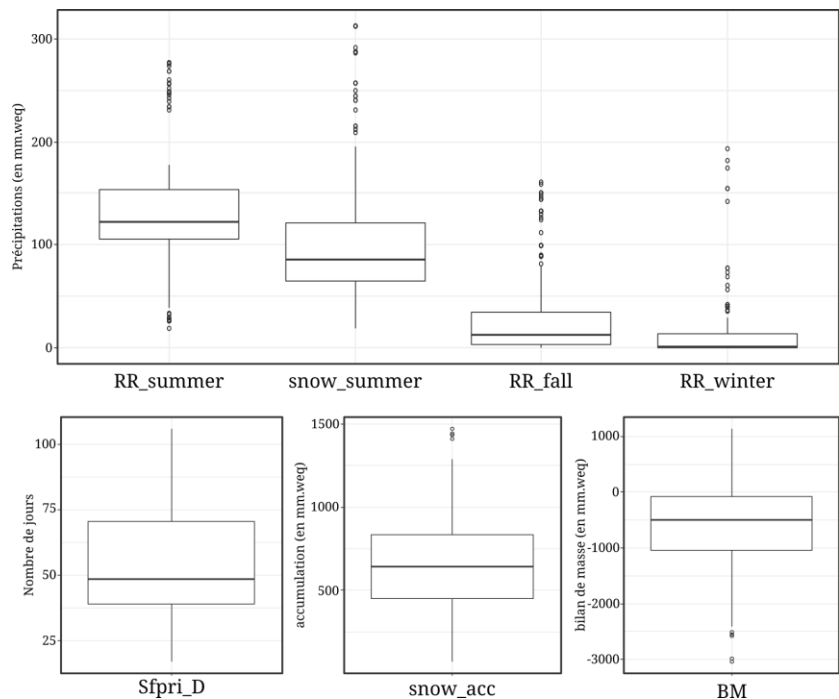


Figure 86 : Analyse univariée des variables de précipitations toutes les années confondues (2008-2017)

En complément, une **analyse bivariée** entre les variables explicatives et la variable à expliquer (le bilan de masse) est à mener. Il s'agit essentiellement d'analyses de corrélation et d'observation de nuages de points dont la méthode est décrite dans le chapitre 3 – 3.1.2. L'ensemble des variables étudiées présente des corrélations acceptables avec le bilan de masse de l'Austre Lovénbreen (r_s [$|0,30|$; $|0,80|$] selon les variables). La relation entre les variables de températures et le bilan de masse est très linéaire ce qui est moins évident à première vue pour les variables de précipitations et d'enneigement.

À l'issue de l'analyse bivariée, nous avons choisi de **présélectionner les variables** les plus corrélées au bilan de masse qui seront intégrées au modèle. Nous avons fixé un seuil de $|0,7|$ dans le but de réduire le nombre de variables explicatives et permettre une analyse qui ait du sens. En effet, une sortie de modèle explicatif comprenant plus de cinq variables est difficile à interpréter et rend confuse et parfois hasardeuse toute conclusion (cf. chap. 1 – 2.2.1). Sur l'ensemble des années étudiées, les variables suivantes sont celles qui ont été présélectionnées pour être intégrées au modèle explicatif du bilan de masse de l'Austre Lovénbreen : les degrés-jours de fonte (TI), la température moyenne du mois de juin (TAM_jun), le nombre de pics de chaleurs (NBD3), la durée du manteau neigeux de printemps (Sfpri_D) et l'accumulation de neige hivernale (snow_acc), (Fig. 87). Une colinéarité étant détectée entre NBD3 et TI ($VIF > 10$), nous avons décidé de conserver uniquement la variable NBD3. La présence de la variable degré-jours de fonte ne permet pas d'améliorer la compréhension du bilan de masse. Cette variable, dont l'influence sur le bilan de masse est incontestable, sera toutefois considérée dans la phase d'analyse. En conservant la variable NBD3 nous nous attendons à identifier un rôle des températures sur des événements plus ponctuels et intenses que sont les pics de chaleur par rapport au résumé annuel représenté par la variable des degré-jours de fonte.

L'étape du « Best Subset », c'est-à-dire de la **sélection du modèle** le plus explicatif du bilan de masse de l'Austre Lovén sur la période étudiée 2008-2017, permet de réduire le nombre de variables essentielles à trois, soit : la température moyenne du mois de juin (TAM_jun), les pics de chaleur (NBD3) et l'accumulation de neige hivernale (snow_acc). L'équation de régression correspondante est la suivante (Equation 21):

$$B_{a(2008-2017)} = -641,72 - 267,81.TAM_jun - 12,25.NBD3 + 1,22.snow_acc \quad (21)$$

Ces trois variables contribuent à expliquer 82 % de la variabilité du bilan de masse de l'Austre Lovénbreen entre 2008 et 2017 avec un bon degré de confiance (p -value $< 0,05$).

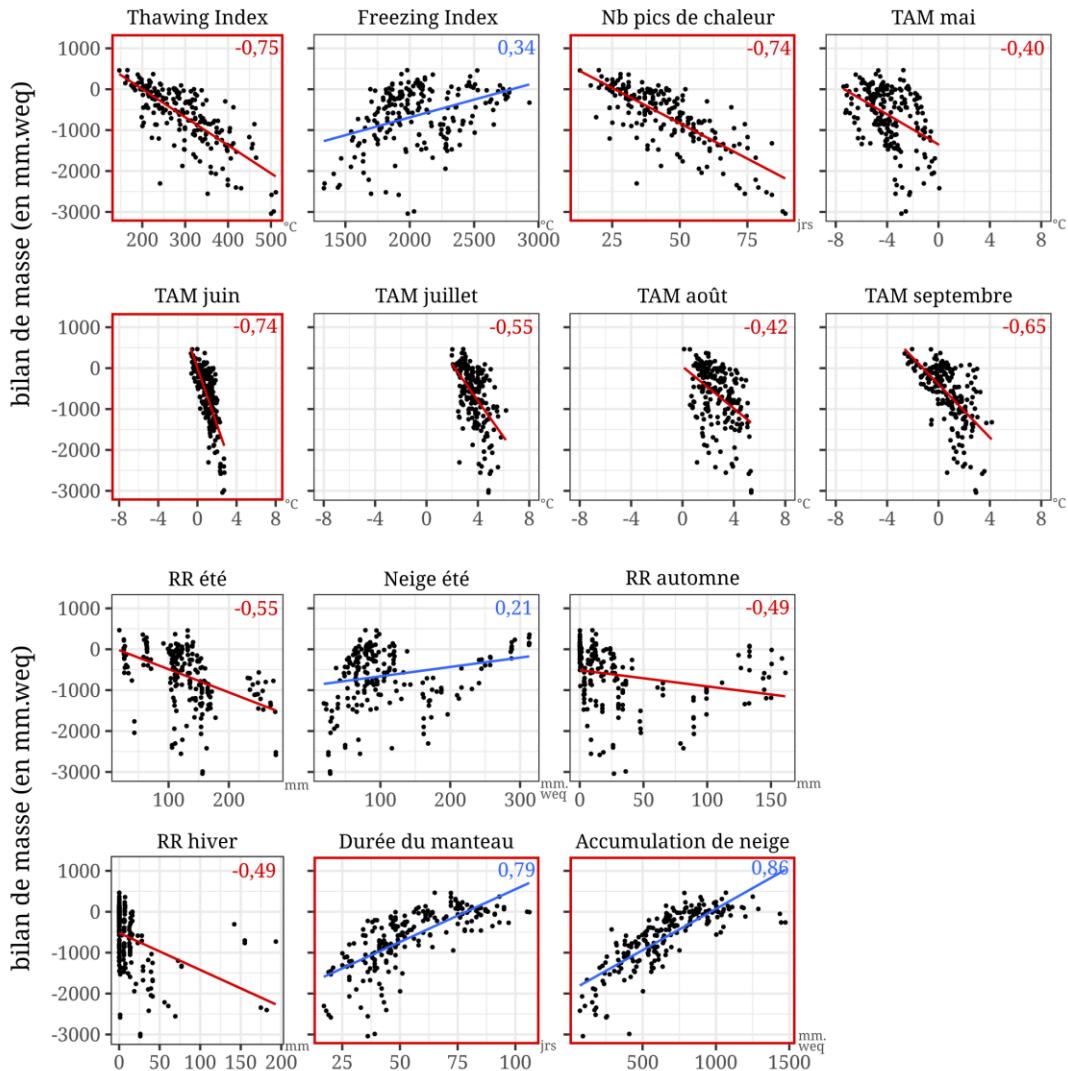


Figure 87 : Corrélations entre chaque variable étudiée et le bilan de masse de l'Austre Lovénbreen. Le chiffre en haut à droite de chaque graphique correspond au coefficient de corrélation de Spearman (r_s). Les variables encadrées sont celles qui ont été présélectionnées pour être intégrées au modèle.

Malheureusement, les **conditions de validité** du modèle ne sont pas respectées. Il y a un rejet de la condition d'homoscédasticité des résidus (Fig. 88). Nous avons d'abord tenté de faire une transformation de Box-Cox ($\lambda = 1,6$) sur la variable à expliquer (cf. chap. 3 – 3.4.2). C'est la première solution que nous avons testée car cette technique permet, si elle fonctionne, de ne pas appauvrir la base de données en supprimant des individus. Une amélioration est observée mais l'hétéroscédasticité est toujours présente.

Grâce à la mise à l'écart d'**outliers** identifiés par des tests, nous sommes finalement parvenue à valider

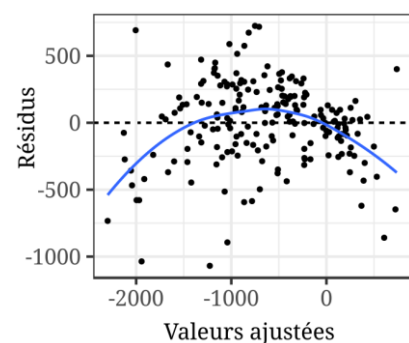


Figure 88 : Rejet de la condition d'homoscédasticité des résidus. L'observation graphique permet de voir une tendance.

un modèle explicatif. Les quatre observations qui ont dû être retirées de la population seront analysées séparément du reste des données. Il s'agit de données correspondant à des observations faites dans les cirques H24 et H30 pour trois années particulières.

- l'observation n°34 correspond au point de mesure H24 de l'année 2009. Ce point est considéré comme *outlier* en raison d'une mesure de bilan de masse très supérieure au reste du glacier +672 mm.weq. La moyenne cette année-là était de -161 mm.weq ce qui représente un fort contraste (Fig. 89).
- les observations n°154 et 160 correspondent aux points de mesure H24 et H30 de l'année 2015. Ces points sont considérés comme *outliers* non pas en raison d'une mesure de bilan de masse exceptionnelle par rapport au reste du glacier mais plutôt parce qu'il y a eu une forte accumulation hivernale dans ces cirques cette année en question (> 1 400 mm.weq de neige), (Fig. 90).
- l'observation n° 174 correspond au point de mesure H24 de l'année 2016. Cette année-là, le capteur de température a enregistré une température moyenne du mois de juin de 0,53°C ce qui est très inférieur au reste des capteurs du glacier (1,33°C en moyenne à la surface du glacier). De plus, l'accumulation hivernale a été bien plus forte qu'ailleurs sur le glacier (Fig. 91). Des températures faibles en juin combinées à un manteau neigeux conséquent ont pour résultat de préserver, dans le cirque du H24 un peu plus qu'ailleurs, la glace de l'Austre Lovénbreen. C'est pour cette raison que cette observation est considérée comme *outlier*.

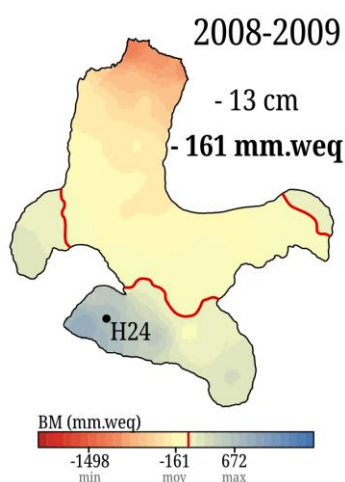


Figure 89 : Bilan de masse de l'année 2008-2009. Le point de mesure H24 a une position d'outlier cette année-là car le bilan de masse ponctuel mesuré est plus élevé qu'ailleurs sur le glacier.

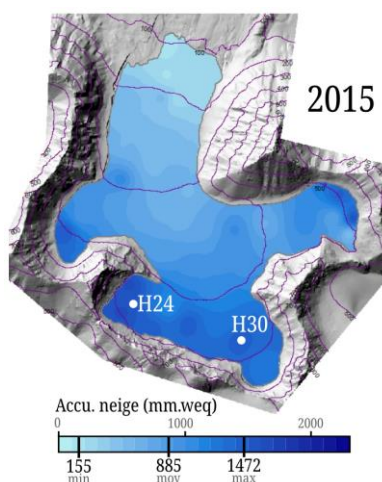


Figure 90 : L'accumulation de neige mesurée dans les cirques H24 et H30 en 2015 est bien supérieure aux autres points de mesure.

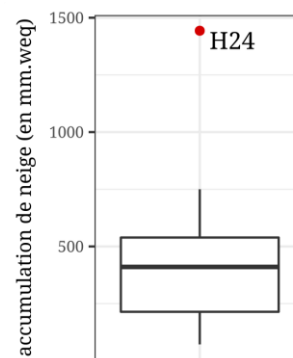


Figure 91 : L'accumulation de neige au point de mesure H24 a été bien plus forte qu'ailleurs sur le glacier en 2016 (H24 = 1443 mm.w.eq, Q1 = 214 mm.w.eq et Q3 = 539 mm.w.eq).

En écartant ces observations exceptionnelles, les conditions de validité du modèle peuvent enfin être validées. On constate une légère amélioration du pouvoir explicatif du modèle qui passe de 82 % à 85 %.

Enfin, le test d'importance relative « lmg » (Grömping 2007) permet de quantifier la contribution de chaque variable explicative dans le modèle et donc dans l'explication de la variabilité du bilan de masse de l'Austre Lovénbreen. **Toutes années confondues, il semblerait donc que l'accumulation de neige hivernale ait joué un rôle majeur dans le bilan de masse mesuré en fin d'année (à hauteur de 45 % de valeur explicative du modèle). Viennent ensuite la température moyenne du mois de juin et les pics de chaleur (température journalière > 3°C) avec chacun 28 % de valeur explicative.**

3.1.2. Discussion: l'importance indéniable de l'accumulation de neige hivernale

Le rôle important de l'accumulation de neige hivernale mis en évidence par le modèle explicatif du bilan de masse de l'Austre Lovénbreen est conforté notamment par une corrélation positive très étroite entre ces deux variables ($r_s = 0,86$). En effet, comme cela est visible sur la figure 92, plus l'accumulation hivernale est importante, donc le manteau neigeux épais et / ou dense, plus le bilan de masse mesuré semble bon. Comme nous l'avons dit précédemment (cf. chap. 4 - 2.2.2) un

manteau neigeux conséquent et dense protège et retarde la fonte du glacier. Cette relation est étroitement liée également à l'altitude (points en gris clair sur la figure 90). Les plus forts cumuls de neige et les zones présentant de potentielles accumulations de glace concernent les points de mesure les plus en altitude. Toutefois, au regard de ce graphique, on remarque que les plus fortes accumulations neigeuses ne correspondent pas forcément aux plus fortes accumulations de glace. Un plateau est observable à partir de +750 mm.weq de neige. Il existe des bilans de masse élevés avec une accumulation hivernale mesurée moindre. Cela s'explique peut-être par un apport en neige d'une autre origine que les précipitations hivernales et qui n'aurait pas pu être mesuré en avril comme des avalanches ou bien encore de la glace de surimposition (eau de fonte qui aurait regelé et qui serait donc plus protectrice pour le glacier puisque difficile à fondre rapidement). C'est certainement aussi dans le rôle des autres variables que réside l'explication de cette variabilité dans les zones d'accumulation du glacier.

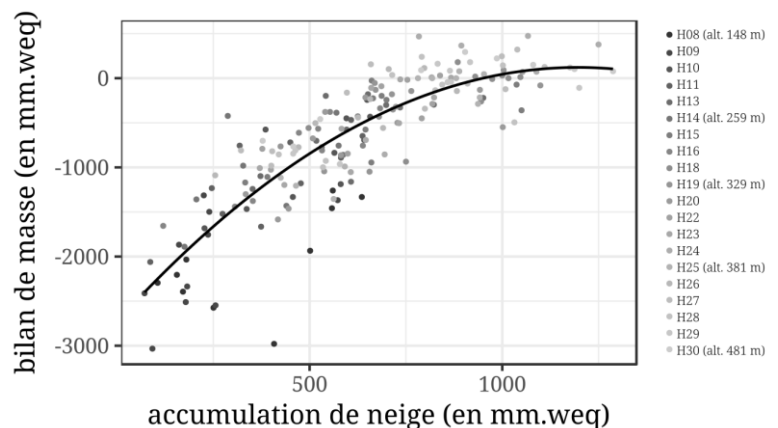


Figure 92 : Relation entre l'accumulation de neige hivernale et le bilan de masse. Une relation qui n'est pas linéaire.

Un plateau est observable à partir de +750 mm.weq de neige. Il existe des bilans de masse élevés avec une accumulation hivernale mesurée moindre. Cela s'explique peut-être par un apport en neige d'une autre origine que les précipitations hivernales et qui n'aurait pas pu être mesuré en avril comme des avalanches ou bien encore de la glace de surimposition (eau de fonte qui aurait regelé et qui serait donc plus protectrice pour le glacier puisque difficile à fondre rapidement). C'est certainement aussi dans le rôle des autres variables que réside l'explication de cette variabilité dans les zones d'accumulation du glacier.

Le modèle explicatif met également en exergue le rôle non négligeable qu'auraient les températures du mois de juin ainsi que les pics de chaleur (température moyenne journalière $> 3^{\circ}\text{C}$). Il y a une relation linéaire négative entre ces variables et le bilan de masse du glacier. Plus les valeurs de températures sont élevées, plus l'ablation du glacier est forte (Fig. 93). Le nombre de jours aux températures élevées est plus important à basse altitude. Il semble y avoir un effet plus important de ces pics de chaleur sur l'ablation de glace à partir de 50 jours par an.

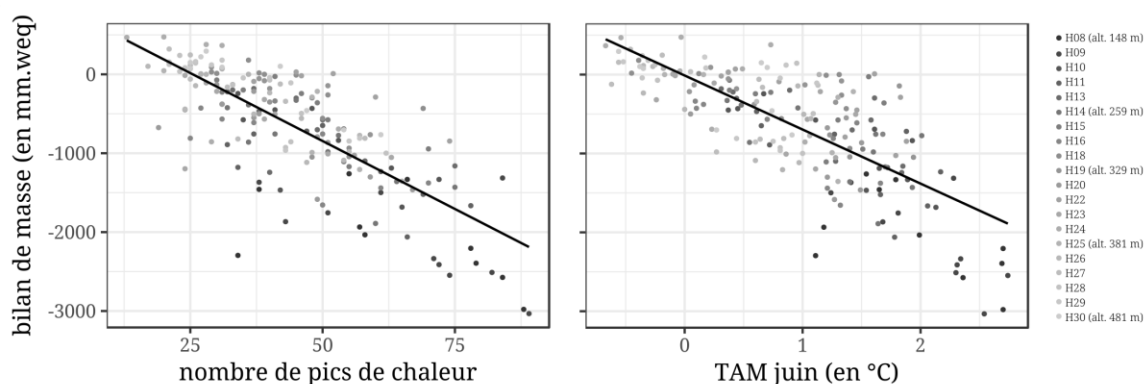


Figure 93 : Lien étroit entre températures et le bilan de masse. Les températures les plus élevées sont enregistrées dans les plus basses altitudes du glacier.

La température moyenne du mois de juin ressort significativement du modèle par rapport aux autres mois de la saison de fonte. La température moyenne de ce mois sur la période 2008-2017 est de $0,93^{\circ}\text{C}$. Juin serait donc un mois charnière dans la mise en route d'une fonte significative et ayant un impact important sur le bilan de masse résultant. Plus le mois de juin est chaud, plus le bilan de masse mesuré à la fin de la saison de fonte est négatif. En fait, la température en juin a un effet néfaste pour le manteau neigeux. La glace de glacier, elle, est alors encore recouverte et donc protégée de la fonte. Les températures compromettent avant tout la qualité du manteau neigeux qui aura par la suite des répercussions sur l'accumulation de glace mesurée en fin d'année hydrologique. Si les températures en juin sont élevées (1 à 2°C suffisent) alors le manteau neigeux sera rapidement dégradé ne permettant pas ensuite de protéger durablement la glace de glacier. Ce phénomène est d'autant plus critique si le manteau neigeux est peu épais.

Un autre intérêt de l'approche par la modélisation explicative était aussi d'identifier des facteurs explicatifs du bilan de masse de l'Austre Lovénbreen année par année. Existe-t-il des variables ou des combinaisons de variables qui ont plus d'effet que les autres sur le bilan de masse ? Un bilan très négatif est-il systématiquement associé à des variables particulières ? En est-il de même pour les bilans positifs voire proches de l'équilibre ? Désormais, nous allons nous attacher à analyser les résultats de la modélisation appliquée à chaque année individuellement. Nous nous pencherons d'abord sur les années au cours desquelles un bilan de masse dit « moyen » a été mesuré. Le terme de « moyen » fait ici référence à un bilan de masse

proche de la moyenne 2008-2017 (soit environ -600 mm.weq) voire de l'équilibre. Cela concerne les années 2008, 2009, 2010, 2012, 2015 et 2017 (Fig. 94). Par la suite nous nous attarderons sur le cas de l'année 2014 pour comprendre cette année particulière puisqu'un bilan de masse positif a été enregistré. Enfin, les bilans les plus négatifs attireront notre attention. En analysant les résultats de la modélisation explicative, nous chercherons à saisir les particularités spatiales et temporelles des variables étudiées à l'origine de tels bilans de masse en 2011, 2013 et 2016.

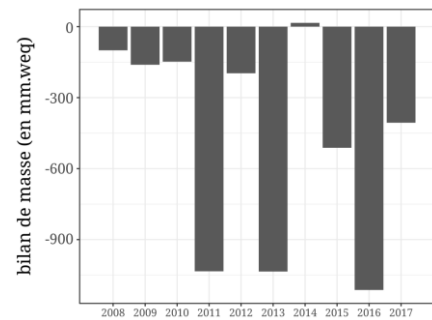


Figure 94 : Bilans de masse de l'Austre lovénbreen entre 2008 et 2017

3.2. Apports de la modélisation explicative dans la compréhension des bilans de masse moyens voire proches de l'équilibre.

Etant donné que nous travaillons désormais à l'échelle annuelle, les observations intégrées au modèle explicatif sont au nombre de 20 pour chaque variable étudiée. En effet, les observations concernent les 20 points de mesures identifiés précédemment et répartis de manière homogène à la surface du glacier (Fig. 83). Comme cela avait été précisé dans le chapitre 3, le modèle a été calibré pour fonctionner avec un nombre d'observations plutôt faible. Le protocole de modélisation est celui décrit dans le chapitre 3. Il s'avère être strictement identique pour chaque année étudiée.

3.2.1. 2008 : une saison hivernale décisive.

Les analyses statistiques univariées et bivariées mettent en évidence la position particulière et les valeurs souvent extrêmes enregistrées par les capteurs du front du glacier H08 et H09 (Fig. 95). Contrairement à ce que nous aurions pu attendre compte-tenu des conclusions précédentes (cf. chap. 4 - 3.1), l'accumulation de neige hivernale (snow_acc) n'est pas très corrélée au bilan de masse de l'Austre Lovénbreen en 2008 ($r_s = 0,66$ - fig.

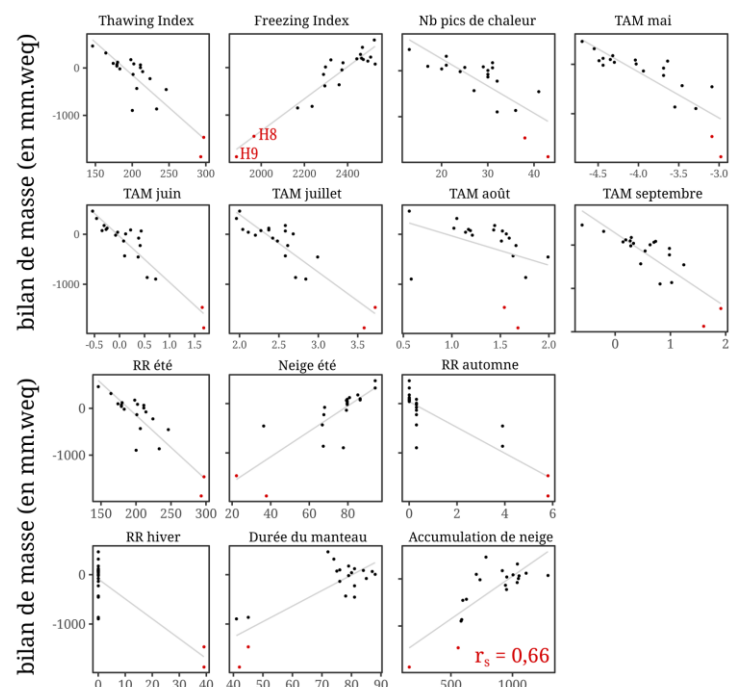


Figure 95 : Corrélations entre le bilan de masse de l'Austre Lovénbreen en 2008 et les variables indépendantes. Les points de mesure H8 et H9 (en rouge) sont facilement identifiables ; ils ont une position extrême par rapport aux autres points de mesure.

95). Si l'accumulation de neige hivernale ne semble pas très corrélée avec le bilan de masse, d'autres variables le sont davantage ($r_s > |0,70|$) : toutes les variables de température (TAM_mmm) ainsi que les pluies automnales (RR_fall) et les précipitations neigeuses estivales (snow_summer). Tout l'intérêt de la modélisation explicative est là : identifier parmi ces variables bien corrélées celles qui ont eu l'influence la plus significative sur le bilan de masse ($B_a(2008) = -100 \text{ mm.weq}$) au cours de l'année hydrologique 2007-2008.

Le résultat de la modélisation par *Best Subset* met en évidence le rôle plus important de deux variables : le *Freezing Index* et les précipitations liquides qui ont eu lieu à l'automne 2007 (RR_fall, d'octobre à décembre). À elles seules, ces deux variables expliqueraient 90 % de la variabilité du bilan de masse en 2008. Les degrés-jours de gel (*Freezing Index*) auraient eu une importance relative (lmg) légèrement plus forte que les précipitations automnales (respectivement 52 % et 48 % de pouvoir explicatif total). Visiblement, la position quelque peu à l'écart des mesures de H8 et H9 n'a pas contrarié la fiabilité du modèle. Ces capteurs n'ont donc pas un comportement très différent de la majorité du glacier en 2008 et le bilan de masse mesuré en ces points résulterait de dynamiques identiques bien qu'accentuées par rapport au reste du glacier.

Discussion

Si on se focalise sur les deux variables identifiées, on remarque que leur comportement en 2008 a été particulièrement favorable au bilan de masse. En effet, l'absence de précipitations liquides en automne sur le glacier (sauf deux petits épisodes au front) combiné à des températures progressivement de plus en plus froides ont permis au manteau neigeux de s'installer tôt (dès début septembre) et durablement (Fig. 96). Des épisodes pluvieux auraient pu lessiver le manteau neigeux et compromettre la mise en place d'un manteau protecteur du glacier pour la saison estivale suivante. De même, des températures froides très rapidement ne sont pas propices aux chutes de neige. Les températures hivernales ont ensuite été plutôt froides et globalement inférieures à la période 2008-2017. Cela se retrouve

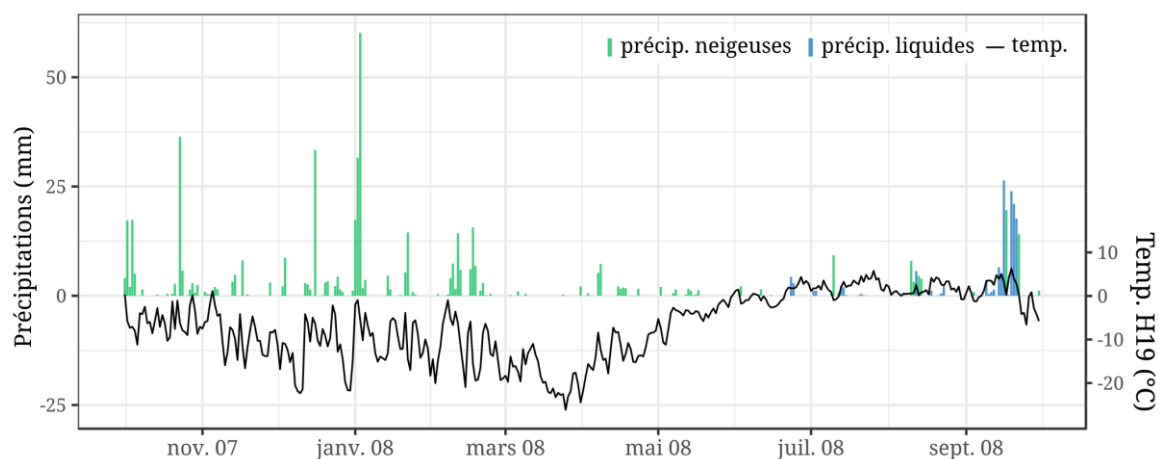


Figure 96 : Fluctuation des températures et précipitations journalières (pluie et neige) au point de mesure H19 (position intermédiaire sur le glacier) au cours de la saison hivernale 2007-2008.

dans un *Freezing Index* élevé, ce qui a permis de conserver un couvert neigeux conséquent tout au long de l'hiver.

Malgré tout, le bilan de masse annuel de l'Austre Lovénbreen s'avère négatif en 2008 ($B_a = -100 \text{ mm.weq}$). La ligne d'équilibre étant plutôt basse (ELA = 330 m), ce sont les capteurs au front du glacier, qui ont eu un bilan de masse plus négatif que le reste du glacier, qui tirent vers le bas le bilan global. En effet les points de mesure H08 et H09 ont des valeurs qui s'écartent de manière importante de la moyenne, entre plus ou moins deux écart-types ($\pm 2 \sigma$) selon les variables étudiées. À cet endroit du glacier, les conditions automnales et hivernales n'ont pas été aussi favorables au bilan de masse qu'ailleurs sur le glacier.

De plus, il ne faut pas oublier qu'il reste 10 % de la variabilité du bilan de masse qui n'est pas expliquée par le modèle. Cela est visible notamment lorsque l'on étudie les résidus du modèle. Par exemple, le modèle généré ne parvient à restituer le déséquilibre entre la rive droite de la langue glaciaire, où les bilans de masse ponctuels (b_a) sont plus faibles qu'en rive gauche de la langue (Fig. 97). Il existe visiblement des dynamiques parfois isolées à l'échelle du glacier qui ne sont pas forcément détectées par le modèle étant donné que ce dernier restitue un comportement global. La différence d'accumulation neigeuse, plus faible en rive droite qu'en rive gauche, pourrait ici avoir un rôle mais cette variable n'a pas été retenue par le modèle. La cause est donc certainement à chercher ailleurs, au-delà des paramètres que nous avons utilisés dans cette étude : un ruissellement de surface en rive droite du glacier plus intense ? Une dynamique avalancheuse accentuée en rive gauche ? Nous ne sommes malheureusement pas en mesure de le vérifier ici.

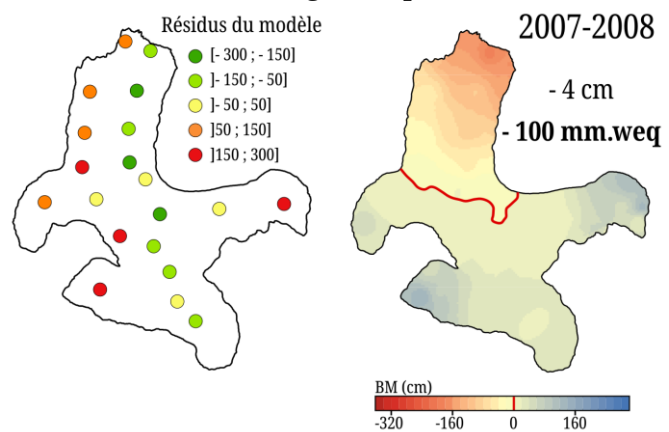


Figure 97 : Cartographie des résidus du modèle de 2008. En rive droite, les bilans de masse ont été sous-estimés par rapport à la réalité mesurée (points verts) alors qu'ils ont été surestimés en rive gauche (points rouges).

3.2.2. 2009, un bilan de masse aux explications difficiles à cerner.

À quelques exceptions près, les valeurs moyennes des variables étudiées sur le glacier Austre Lovén en 2009 sont assez similaires à l'année 2008 (Fig. 98) : températures plutôt froides en hiver et douces en début et en fin d'été. En juillet et août, la température à la surface du glacier était nettement plus élevée en 2009 qu'en 2008. Les conditions de précipitation et d'enneigement sont, là aussi, assez similaires. Il en résulte un bilan de masse de nouveau négatif mais assez proche de l'équilibre ($B_a^{(2009)} = -161 \text{ mm.weq}$). Face à ces similitudes, nous pourrions donc

théoriquement nous attendre à des conclusions de la modélisation assez ressemblantes à 2008.

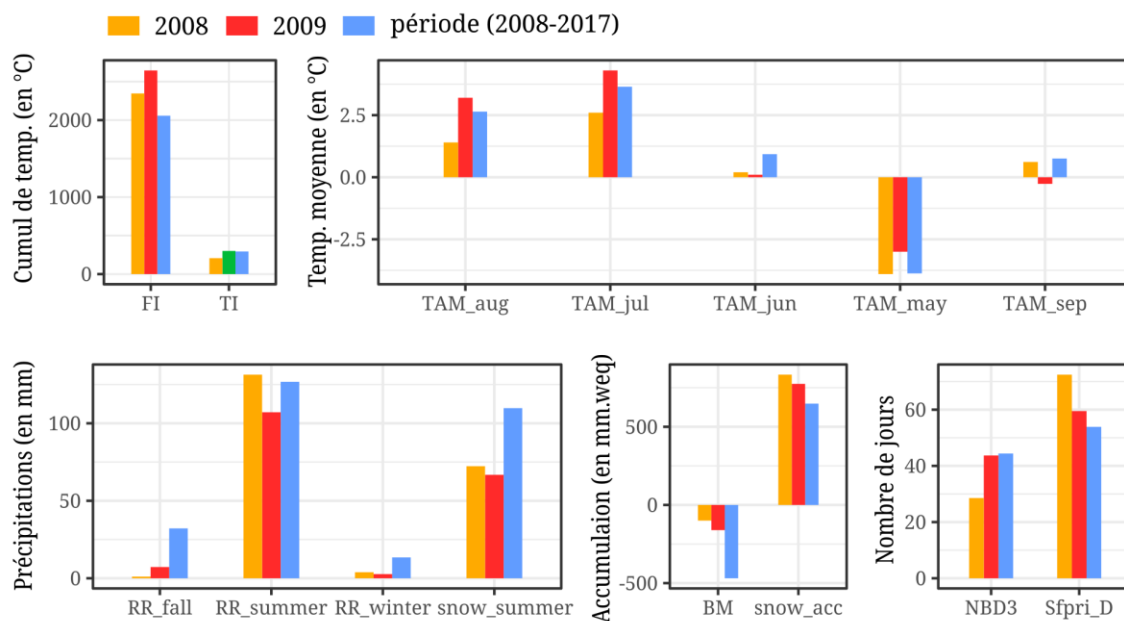


Figure 98 : Comparaison de 2008 et 2009 avec la période 2008-2017 pour chaque variable étudiée. Il s'agit de deux années au profil très similaire.

L'étude bivariée met en évidence des corrélations assez floues entre les variables étudiées et le bilan de masse de l'Austre Lovénbreen en 2009. Hormis la position remarquable des capteurs H8 et H9, il semble y avoir un autre point de mesure au comportement divergent par rapport au reste du glacier. Il s'agit du point de mesure H24 qui a enregistré un bilan de masse supérieur aux autres balises. Fidèlement aux procédures mises en place, nous laissons ces observations dans le jeu de données utilisé pour la modélisation. Nous verrons par la suite s'il est nécessaire de les enlever.

Les variables présélectionnées pour être intégrées au modèle explicatif du bilan de masse annuel de 2009 sont : les températures moyennes du mois de mai, de juin et de septembre, les précipitations automnales de 2008, l'accumulation de neige hivernale et la durée du manteau neigeux. La méthode du *Best Subset* permet de souligner la prépondérance explicative des variables de précipitations automnales et de neige hivernale. Ces deux variables expliqueraient 85 % de la variabilité du bilan de masse de l'Austre Lovén en 2009. Malheureusement les conditions de validité du modèle généré ne sont pas respectées. Une homoscedasticité des résidus du modèle est relevée ce qui invalide les conclusions précédentes. Une variable aurait-elle été oubliée expliquant une tendance dans les résidus ? Des valeurs « originales » voire extrêmes auraient-elles une influence importante sur le modèle généré l'empêchant de s'ajuster correctement au reste des observations (= *decreased goodness of fit*) ?

L'ajout d'une variable supplémentaire (TAM_sep, qui était la variable proposée par *Best Subset* de rang 3) n'a eu aucun effet sur la validation du modèle. La solution choisie est malheureusement d'appauvrir le jeu de données utilisé en supprimant les observations considérées comme *outliers* soit H08, H09 (situées au front du glacier) et H24 (dans un cirque). Elles sont à analyser à part.

Les points de mesures H08 et H09 sont identifiés comme *outliers* car ils présentent des valeurs de température moyenne en juin et septembre qui sont très élevées par rapport au reste du glacier. Le point H24, qui est quant à lui situé dans le cirque sud-ouest, est considéré comme *outlier* car le bilan de masse mesuré en 2009 est très supérieur aux autres ($+2\sigma$), soit plus de 600 mm.weq d'accumulation de glace alors que parmi toutes les autres balises le maximum mesuré est de 100 mm.weq. Le facteur qui pourrait permettre d'expliquer cette valeur exceptionnelle est l'accumulation de neige hivernale en H24 qui est bien plus importante que la moyenne du glacier ($+2,5\sigma$).

Cette suppression d'observations très influentes permet finalement de générer un nouveau modèle à deux variables mais dont l'une doit être écartée. En effet, parmi le couple identifié : accumulation de neige hivernale et accumulation de neige estivale la seconde n'est pas significative ($p\text{-value} > 0,05$). Ainsi, en 2009, il semblerait que l'accumulation de neige hivernale soit le seul facteur permettant d'apporter une explication assez révélatrice de la variabilité spatiale du bilan de masse à l'échelle du glacier. Le « flou » que nous avons observé dans l'analyse bivariée entre les variables étudiées et le bilan de masse de 2009 se retrouve dans les conclusions de cette modélisation explicative. Finalement, la variabilité du manteau neigeux n'étant pas très forte (Fig. 99), des explications complémentaires pour expliquer la variabilité spatiale du bilan de masse de l'Austre Lovénbreen sont sans doute à trouver ailleurs. Peut-être y a-t-il eu une activité avalancheuse importante durant la période estivale. Une autre explication pourrait aussi être la présence de glace surimposée ou bien d'accumulation interne par endroits qui sont difficiles voire impossibles à mesurer si elles sont apparues après la mesure nivologique de fin avril (Bernard 2011).

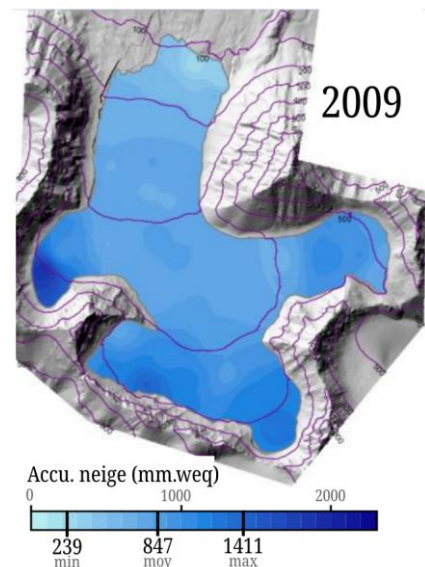


Figure 99 : Accumulation de neige en 2009. La variabilité spatiale du manteau neigeux n'est pas très importante ce qui ne permet pas d'expliquer à lui seul le bilan de masse cette année-là.

Même si les années 2008 et 2009 se ressemblent, les explications apportées à la variabilité spatiale du bilan de masse de l'Austre Lovénbreen diffèrent. Ce cas

montre l'importance de la spatialisation des paramètres et la nécessité d'aller au-delà de simples moyennes.

3.2.3. 2010, une année pluvieuse contrebalancée par des températures estivales plutôt fraîches.

Contrairement aux années précédentes, les corrélations entre le bilan de masse de l'Austre Lovénbreen et les variables de températures et de précipitations étudiées sont fortes (toutes supérieures à $|0,70|$). Une certaine homogénéité des données mesurées est observée et peut expliquer ces bonnes corrélations. Pour que la modélisation explicative ait du sens, nous avons donc choisi de présélectionner les cinq variables au coefficient de corrélation r_s supérieur à $|0,80|$: la température moyenne du mois de mai, les précipitations liquides d'été et d'automne ainsi que l'accumulation de neige hivernale et la durée du manteau neigeux. Les précipitations neigeuses estivales auraient dû être intégrées à l'analyse mais elles ont été écartées à l'issue du test VIF qui a mis en évidence une colinéarité forte entre cette variable et les températures.

Le *Best Subset* identifie un modèle à deux variables permettant d'expliquer 91 % de la variabilité du bilan de masse en 2010 : les précipitations automnales de 2009 et les précipitations estivales de 2010 ($p\text{-value} < 0,5$). La part explicative de ce couple de variables est importante et leur implication respective ($\text{Img} - \text{relative importance}$) quasiment équivalente : 51 % pour les précipitations estivales et 49 % pour les précipitations automnales. Les conditions de validité du modèle sont pleinement remplies, le modèle est donc considéré comme fiable.

Discussion

Lorsque l'on étudie de plus près le rôle de ces variables identifiées, on se rend compte qu'aucune n'a été favorable au bilan de masse ($B_a(2010) = -148 \text{ mm.weq}$). En effet, des épisodes pluvieux concernant une partie voire la totalité du glacier sont venus perturber la mise en place du manteau neigeux, à l'image du 2 novembre 2009 (10 mm environ à 485 m d'altitude au point de mesure H24), (Fig. 100). Jusqu'à cinq épisodes (10 mm de pluie en moyenne en 24 h) ont été comptabilisés au front

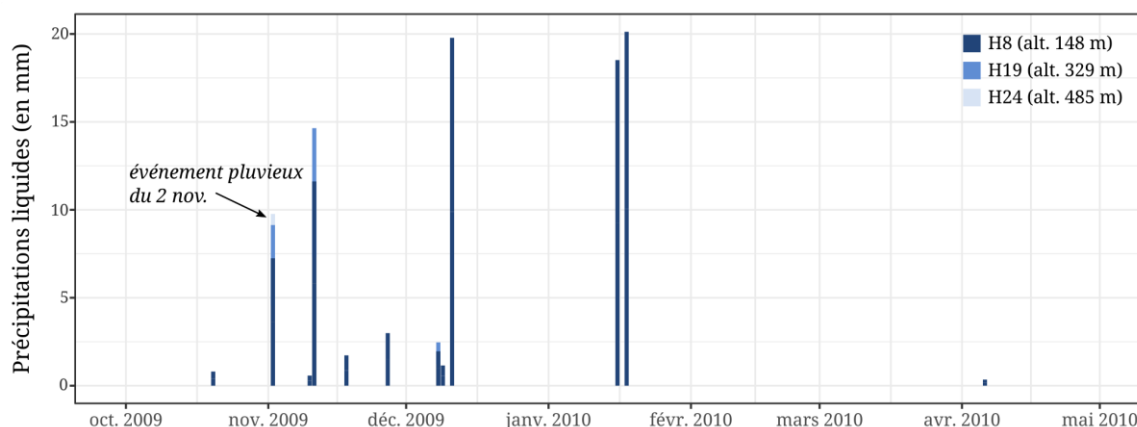


Figure 100 : Episodes pluvieux durant l'hiver 2009-2010. L'événement du 2 novembre a arrosé la totalité du glacier.

du glacier au cours de l'hiver. Les précipitations étant parfois importantes (35 mm en 48 h en janvier), elles ont tout à fait pu lessiver le bas du glacier de la neige qui était jusqu'alors présente. Les mesures de neige aux balises frontales vont dans le sens de cette hypothèse car les cumuls sont très faibles par rapport au reste du glacier (-2σ par rapport à la moyenne annuelle sur le glacier alors que les deux années précédentes ces balises étaient plutôt à -1σ). D'une manière

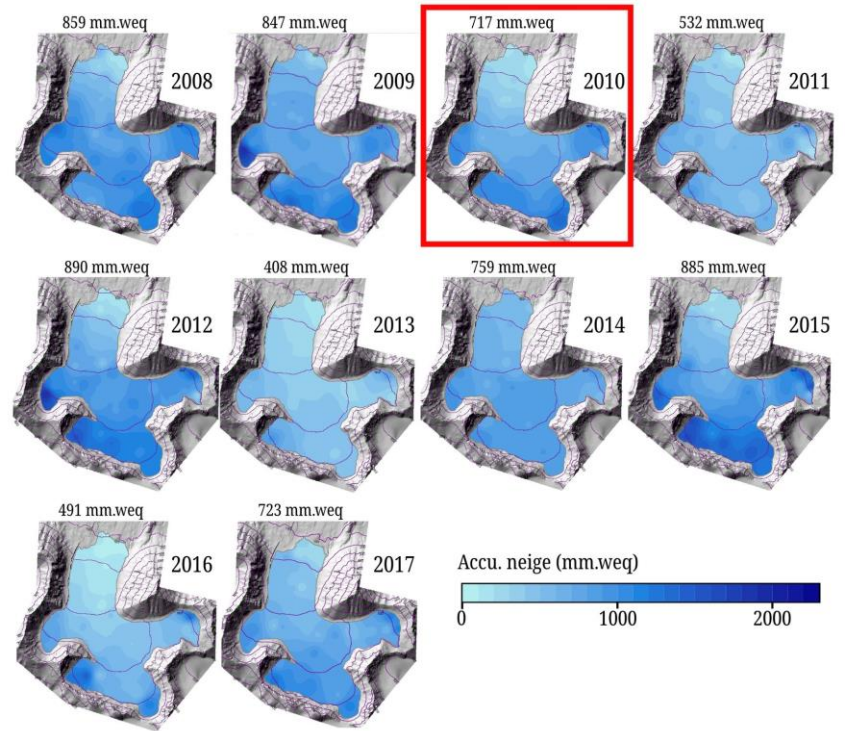


Figure 101 : Une accumulation hivernale hétérogène en 2010. Le front du glacier est particulièrement peu fourni en neige.

générale, l'accumulation hivernale qui, comme nous l'avons mis en évidence plus tôt (cf. chap. 4 - 3.1), est un facteur important pour la mise en place d'un manteau neigeux robuste n'a pas été très forte en 2010 (Fig. 101).

Le bilan de masse de l'Austre Lovénbreen n'est toutefois pas aussi négatif que l'état du manteau neigeux le laisse présager lors de la mesure d'avril. Bien que ce manteau soit assez fragile sur la majeure partie du glacier, les conditions de températures lors de la période de fonte ont été plutôt favorables au bilan de masse. En effet, sur l'ensemble du glacier, les températures ont été plutôt fraîches et inférieures à la période 2008-2017 durant la saison estivale (Fig. 102). Cette situation n'a pas causé de fonte extrêmement importante hormis au mois de juillet (température moyenne de $3,4^{\circ}\text{C}$). L'essentiel de la fonte du glacier s'est sans doute

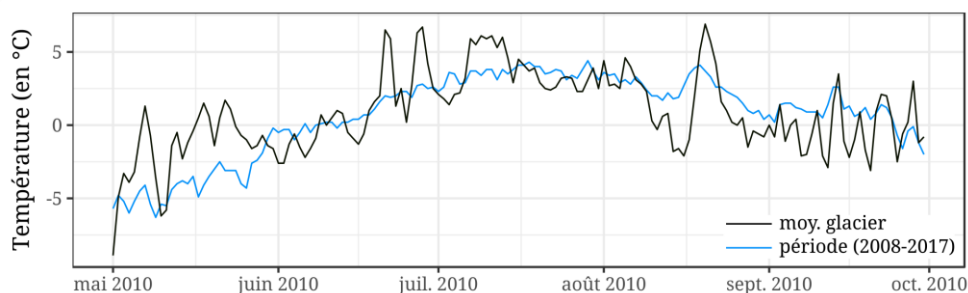


Figure 102 : 2010, une année plus froide que la période 2008-2017. C'est au mois de juillet qu'a dû se produire l'essentiel de la fonte. Le mois de mai a été plus chaud que la période de référence mais les températures étant négatives, la fonte du manteau neigeux n'était alors pas encore effective.

produite durant ce mois en question car, à des températures relativement élevées, s'ajoutent des épisodes de pluies estivales qui ont accéléré la fonte de la glace. Ces variables de température ne sont pas identifiées par le modèle car il s'agit d'un état thermique commun à l'ensemble du glacier et ne permettant pas de discriminer significativement les bilans de masse ponctuels mesurés. Si les précipitations estivales sont apparues comme facteur essentiel dans la modélisation explicative,

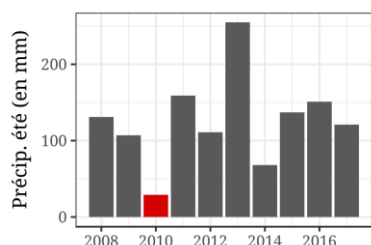


Figure 103 : Comparaison des précipitations estivales de 2010 avec les autres années étudiées

ce n'est pas parce que les valeurs de l'année 2010 sont plus faibles que les autres années (Fig. 103) mais parce qu'elles expliquent la variabilité spatiale du bilan de masse entre le haut et le front du glacier cette année-là. Bien que la langue de l'Austre Lovénbreen ait aussi enregistré des températures inférieures à la période 2008-2017, et donc plutôt favorables à un bilan proche de l'équilibre, c'est une zone qui a en revanche été bien plus soumise aux précipitations liquides estivales accélérant la fonte. Le bilan de masse annuel (B_a) se voit ainsi dégradé en 2010.

3.2.4. 2012, une année avec des conditions nivo-météorologiques aux conséquences contrastées à l'échelle du glacier.

2012 est une année au bilan de masse global négatif mais assez proche d'une situation à l'équilibre ($B_{a(2012)} = -197 \text{ mm.weq}$) à l'image des années précédemment étudiées. L'analyse univariée montre une nouvelle fois qu'il y a une certaine homogénéité des mesures prises en chaque point du glacier puisqu'aucune valeur n'est considérée comme « valeur extrême », hormis pour la variable bilan de masse étudié. Ce sont les points de mesure H08 et H09 qui, comme souvent, enregistrent un bilan de masse très négatif et bien inférieur au reste du glacier : H08 = -2394 mm.weq et H09 = -2335 mm.weq (soit $-2,5 \sigma$) alors que les autres mesures sont toutes comprises entre $\pm 1 \sigma$. En raison de ce bilan de masse ponctuel très négatif, H08 et H09 sont systématiquement identifiables dans l'analyse bivariée (Fig. 104). Il s'avère que ces balises de mesure se trouvent sur de la glace très noire chargée en sédiments (roches, poussières...) où l'albédo est très faible renforçant ainsi la fonte.

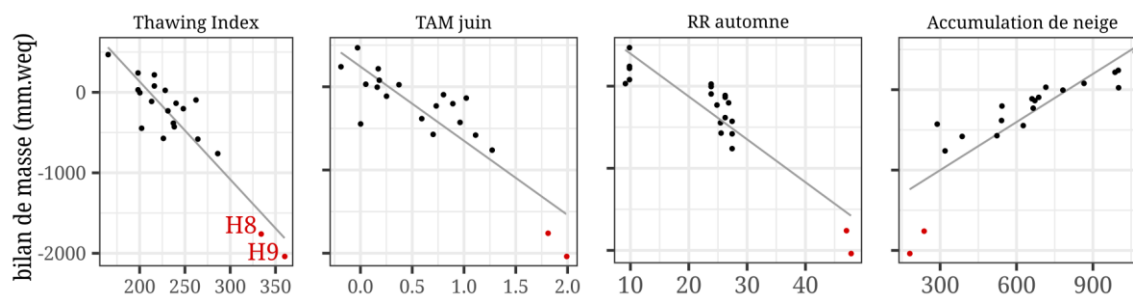


Figure 104 : Résultats de l'analyse bivariée entre les variables explicatives et le bilan de masse de l'Austre Lovénbreen en 2012. Les valeurs extrêmes de bilan de masse mesurées aux points H8 et H9 sont systématiquement visibles

Nous verrons par la suite si leur intégration à la modélisation pose problème et si elles doivent être traitées à part.

Les coefficients de corrélation entre les bilans de masse ponctuels et les variables étudiées sont bons ce qui nous pousse à présélectionner un grand nombre de variables à tester dans la modélisation. La méthode de sélection du meilleur modèle explicatif basée sur l'AIC identifie un modèle à 7 variables (AIC le plus faible). Ce résultat va à l'encontre de notre objectif de simplification par la modélisation pour pouvoir identifier seulement les variables les plus influentes. Dans toute modélisation explicative, une part de subjectivité peut être intégrée sans dégrader la fiabilité des résultats. Ainsi, lorsque l'on étudie le graphique des performances de chaque modèle selon l'AIC, on constate qu'il y a peu de différence dans le pouvoir explicatif entre un modèle à 3 variables ($R^2_{adj} = 0,85$) et un modèle à 7 variables ($R^2_{adj} = 0,88$), (Fig. 105). Certes le pouvoir explicatif augmente avec l'ajout de variables mais, comme nous l'avons précisé dans le chapitre précédent (cf. chap. 3 - 3.3), la prise en considération d'autant de variables ajoute de la confusion dans l'interprétation. Nous faisons donc le choix d'utiliser le modèle à trois variables explicatives soit : l'accumulation de neige hivernale (snow_acc), les précipitations neigeuses estivales (snow_summer) et les températures du mois d'août (TAM_aug). Les variables délaissées (*Freezing Index*, la température moyenne des mois de mai, juin et septembre) seront toutefois prises en compte dans l'interprétation comme variables potentiellement influentes.

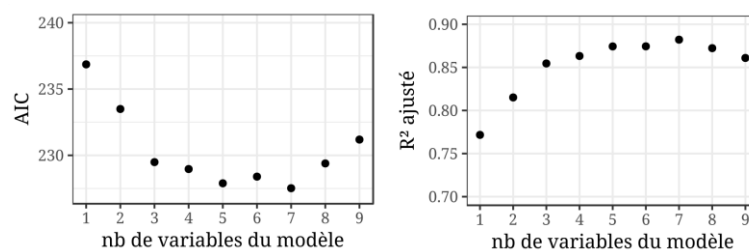


Figure 105 : Valeur de l'AIC en fonction du nombre de variables intégrées au modèle. Il existe une faible différence entre le modèle à 3 variables et celui à 7 variables. Les performances des modèles au regard du R^2 ajusté sont quasiment identiques.

Visiblement, les particularités de H08 et H09 n'ont pas posé de problème à l'analyse car toutes les conditions de validité ont été remplies. La variable la plus influente serait la température du mois d'août (39 % d'importance relative), l'accumulation de neige hivernale (37 %) puis les précipitations neigeuses estivales avec une influence plus mitigée que les deux autres (24 %). Ensemble, ces variables permettent d'expliquer 85 % de la variabilité du bilan de masse de l'Austre Lovénbreen en 2012.

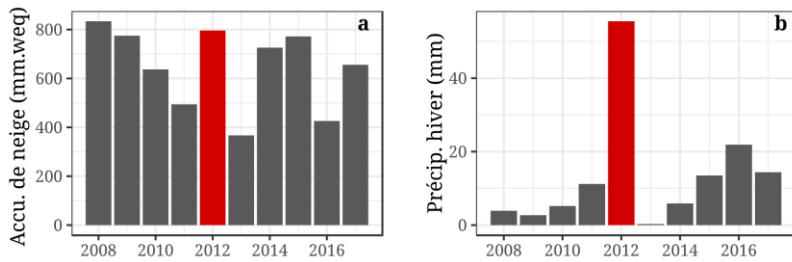


Figure 106 : Comparaison de (a) l'accumulation de neige et (b) des précipitations liquides au cœur de l'hiver de 2012 avec les autres années. Il s'agit de la deuxième année la plus enneigée et l'année la plus pluvieuse en hiver sur la période 2008-2017.

Discussion

L'hiver 2011-2012 connaît une très bonne accumulation hivernale (800 mm.weqq en moyenne sur le glacier). Il s'agit de la deuxième plus grosse accumulation hivernale enregistrée en 10 ans (Fig. 106a). Le manteau neigeux était plus dense qu'épais cette année-là.

2012 a aussi été une année particulière au regard de la quantité de pluie précipitée en hiver : jusqu'à 200 mm de pluie sont tombées sur la majeure partie du glacier (moyenne au capteur), (Fig. 106b). Seules les zones supérieures à 400 m d'altitude (les cirques) ont été épargnées. Il y a effectivement eu trois épisodes importants de précipitations liquides au cœur de l'hiver : début novembre, fin janvier et mi-mars (Fig. 107). Elles ont concerné peu ou prou tout le glacier ce qui explique une nouvelle fois pourquoi cette variable n'apparaît pas dans le modèle. Ces épisodes ont été très ponctuels dans le temps et ont systématiquement été suivis de températures négatives et de chutes de neige abondantes. Compte tenu des conditions météorologiques de ces épisodes, ils ont très certainement contribué à créer des lentilles de glace internes au manteau neigeux (ou de la *superimposed ice* dans les cirques) protectrices d'une fonte rapide *a posteriori*. Cette hypothèse est confortée

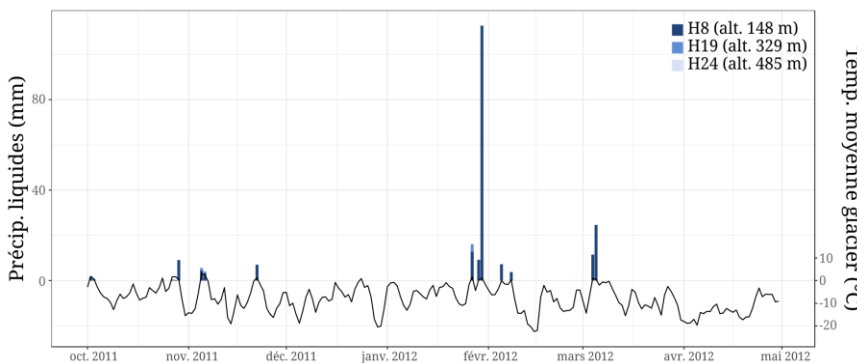


Figure 107 : Des précipitations liquides au cœur de l'hiver qui ont endommagé le manteau neigeux de l'Austre Lovénbreen. Ces épisodes ponctuels se sont accompagnés ensuite d'une forte baisse des températures contribuant ainsi à créer des couches de glace surimposée dans le manteau neigeux.

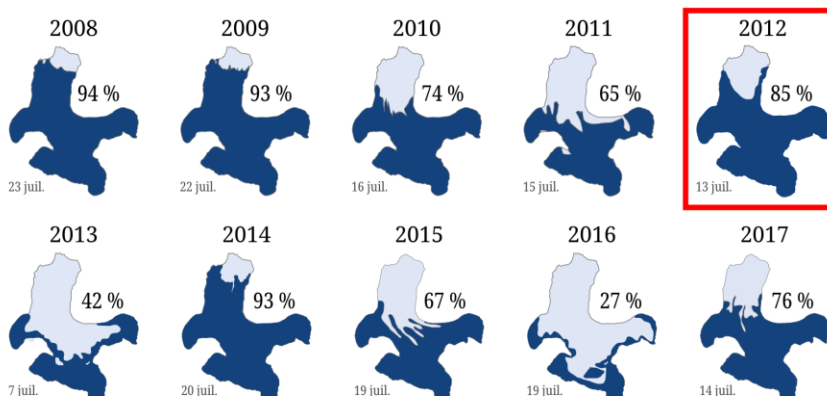


Figure 108 : Couverture neigeuse du glacier à la mi-juillet d'après les photos des stations automatiques. En 2012, le manteau neigeux (en bleu) était encore bien conservé par rapport à d'autres années où la glace (en gris) était déjà visible sur une grande partie du glacier (Bernard et al. 2014).

par le fait que le manteau neigeux a tenu longtemps. Autour de mi-juillet, le glacier était encore bien recouvert de neige comparé à d'autres années (Fig. 108). La fonte de la glace n'était alors pas pleinement effective.

En revanche, la situation à l'extrémité frontale du glacier est tout autre, les précipitations ayant été bien plus importantes au niveau de la langue et du front du glacier. La conséquence de ces épisodes hivernaux précédemment cités a probablement causé un lessivage du manteau neigeux alors en place dans cette zone. Les mesures d'accumulation de neige sont ici bien moindres que pour le reste du glacier (-2σ alors que les autres balises du glacier varient entre $\pm 1 \sigma$).

Une deuxième cause identifiée par la modélisation explicative est à chercher dans les caractéristiques thermiques du mois d'août. La comparaison des températures d'août 2012 avec les autres années ne montre aucune particularité mais cette variable est à prendre en compte car elle permet d'expliquer la variabilité spatiale du bilan de masse à l'échelle du glacier cette année en question. C'est au niveau du front qu'il faut une nouvelle fois regarder car cette zone a effectivement enregistré des températures en moyenne $1,5^\circ\text{C}$ plus élevées que le reste du glacier en août soit $+2 \sigma$ (Fig. 109). Cet écart implique automatiquement une fonte plus importante dans cette zone qui était, en plus, fragile en raison d'un manteau neigeux précaire.

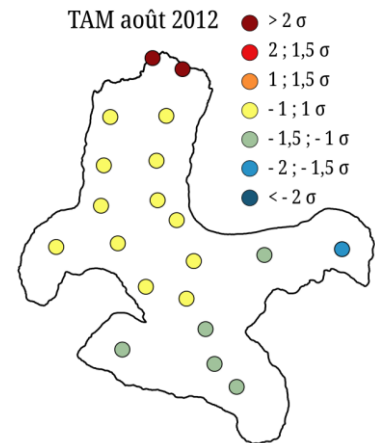


Figure 109 : Écarts à la moyenne du glacier des températures d'août en 2012. En rouge les zones où les températures sont plus élevées que la moyenne et en bleu où il a fait plus frais qu'ailleurs sur le glacier.

Enfin, le dernier facteur à considérer dans l'explication du bilan de masse 2012 du glacier Austre Lovén concerne les précipitations neigeuses estivales. Bien qu'il y ait eu quelques chutes de neige en été au niveau du front (H08 et H09 = 50 mm.weq), c'est surtout dans les cirques que leur effet s'est fait ressentir (jusqu'à 100 mm.weq cumulé dans le cirque H24). Les quatre épisodes significatifs et très localisés dans les cirques qui ont été enregistrés (fin juin, début juillet, fin juillet et début septembre pour H24) ont permis de renforcer quelque peu le manteau neigeux qui n'avait pas complètement disparu et ainsi contribuer positivement au bilan estival mesuré fin septembre.

Ce facteur, comme les deux précédents, renforce une nouvelle fois l'idée d'une dichotomie forte entre les facteurs influençant les bilans de masse ponctuels au front du glacier et dans les zones les plus élevées en altitude. Les variables qui ont souvent été favorables au bilan de masse ponctuel mesuré dans les cirques ne profitent généralement pas du tout aux zones les plus frontales. Entre les deux, se trouve une zone qui se comporte de manière assez homogène, plutôt préservée, ce

qui permet généralement d'avoir un bilan de masse proche de l'équilibre dans les années dites « moyennes ».

3.2.5. 2015, une année peu enneigée aux températures estivales originales

Le glacier Austre Lovén a perdu beaucoup de glace en 2015 ($B_a(2015) = -512 \text{ mm.weq}$) mais n'atteint pas les records des années 2011, 2013 et 2016 que nous allons étudier par la suite. Ne présentant pas de valeurs extrêmes, il a été abordé comme les autres bilans de masse vus précédemment.

Les statistiques univariées réalisées sur le jeu de données disponible montrent une assez grande variabilité spatiale de chaque variable considérée. Il y a peu d'observations que l'on pourrait qualifier « d'extrêmes » hormis les habituels H08 et H09. Leur particularité tient au fait qu'en 2015, ces points de mesure se retrouvent à la limite frontale du glacier en raison du recul progressif du front au fil des années. Bien que ces points de mesure aient été implantés assez loin de la langue au début des programmes de recherche menés, le front du glacier s'est inexorablement rapproché d'année en année. Etant donné que nous cherchons à comprendre le comportement général du glacier, nous avons fait le choix d'écartier ces deux points de mesure pour l'analyse des facteurs explicatifs du bilan de masse de l'année 2015. En réalité, quelles que soient les conditions météorologiques et nivologiques au front, les mesures enregistrées en ces points H08 et H09 sont toujours très à l'écart du reste du glacier pour les raisons déjà évoquées plus haut (basse altitude, présence importante de débris rocheux...).

Comme nous l'avions déjà vu lors de l'analyse de l'année 2009, la grande variabilité des données mesurées se retrouve dans une faible corrélation des variables au bilan de masse. Seules l'accumulation de neige hivernale et la durée du manteau neigeux présentent une corrélation supérieure à $|0,70|$. Leur intégration à un modèle explicatif ne montre pas davantage de résultat clair. La variable de la durée de la couverture neigeuse n'est pas significative ($p\text{-value} = 0,63$) ce qui compromet la fiabilité de l'interprétation si elle est tout de même maintenue dans l'analyse. Il semblerait donc que seule l'accumulation de neige hivernale ait eu un rôle non négligeable et clair dans l'explication de la variabilité du bilan de masse à l'échelle du glacier Austre Lovén en 2015.

Discussion

En effet, 2015 a été une année à l'enneigement hivernal plutôt élevé et dense (Fig. 110a) ce qui, en théorie, devrait préserver le glacier d'une fonte importante en été. Même si le haut du glacier, et notamment les cirques, ont été très bien dotés en neige ($+2 \sigma$ dans le cirque du H24), le front du glacier montre, lui, de bien plus faibles accumulations ($-1,5 \sigma$ au point H11 par exemple) (Fig. 110b). À cela s'ajoute un été particulièrement chaud sur l'ensemble du glacier avec des phénomènes d'inversion thermique comme en juillet et août (Fig. 111). C'est certainement parce que ces températures élevées concernent toute la surface du glacier sans réelle logique spatiale (exemple de juillet et août – figure 112) que la variable ne ressort pas du

modèle explicatif. La combinaison d'une faible accumulation dans les zones du glacier les plus basses en altitude avec des températures estivales élevées n'est pas du tout favorable au glacier et a donc dégradé le bilan de masse qui aurait certainement pu être plus proche de l'équilibre sans de telles températures d'été (Fig. 113).

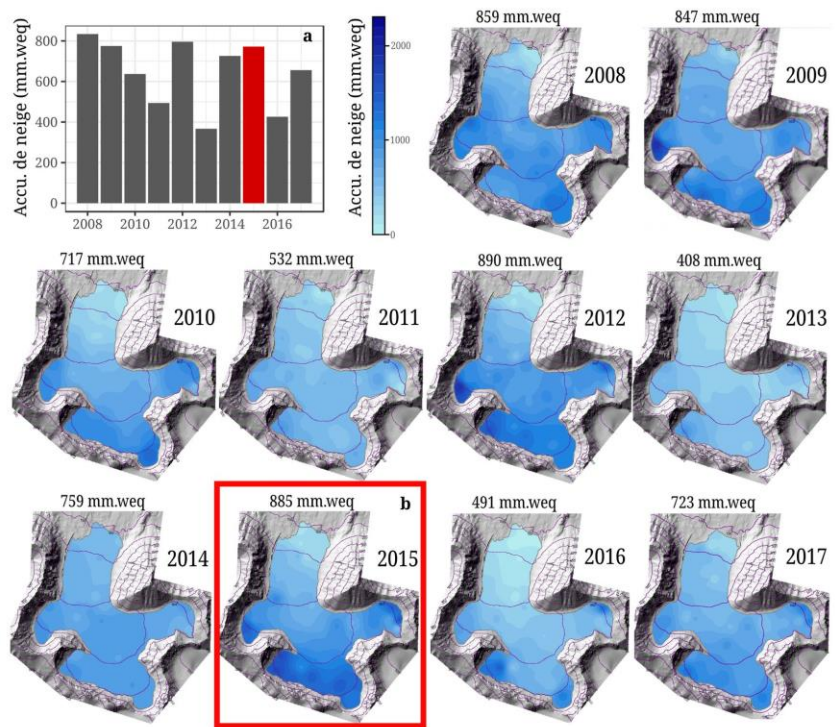


Figure 110 : Accumulation de neige de l'Austre Lovénbreen. (a) 2015 a été une année particulièrement enneigée, mais (b) un fort déséquilibre entre le haut et le bas du glacier est visible par rapport aux autres années.

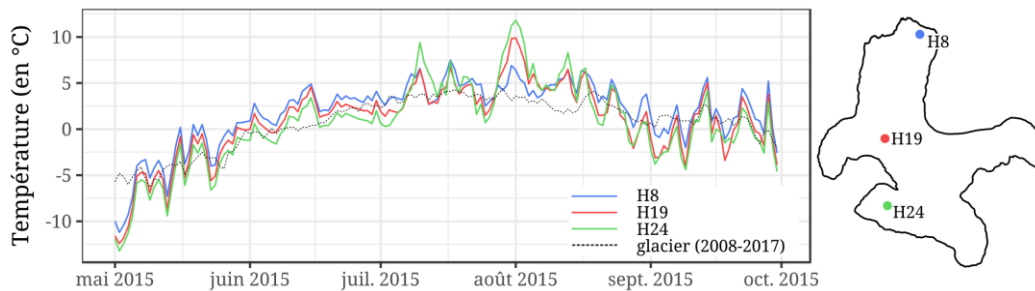


Figure 111 : Des températures estivales en 2015 supérieures à la période 2008-2017 sur l'ensemble du glacier.

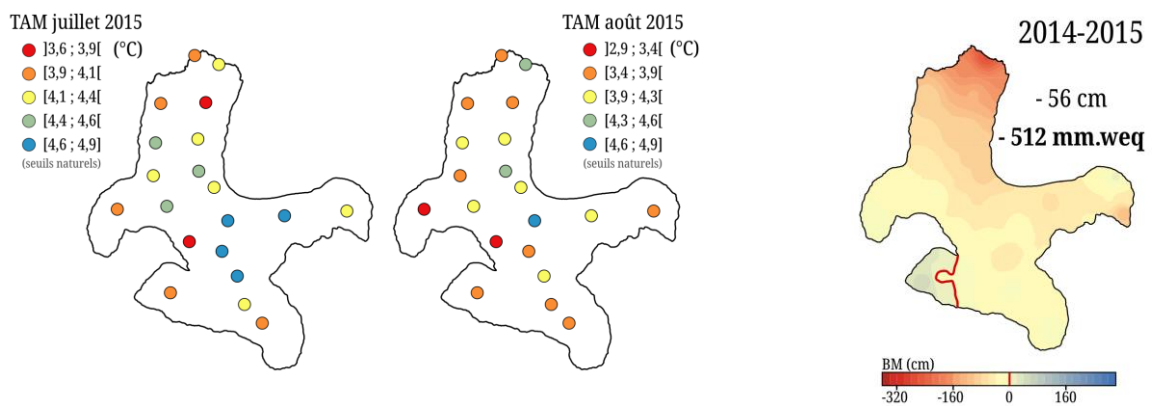


Figure 112 : Forte variabilité spatiale des températures des mois de juillet et août. Peu voire pas de présence d'un gradient altitudinal.

Figure 113 : Bilan de masse de l'Austre Lovénbreen en 2015

3.2.6. 2017, une année particulièrement enneigée

À l'image du bilan de masse ($B_a(2017) = -406 \text{ mm.weq}$), les variables mesurées en 2017 ont une assez grande variabilité spatiale à l'échelle du glacier Austre Lovén. Seul un point de mesure semble toutefois s'écarter quasi systématiquement du comportement moyen. Il s'agit du point de mesure H09. Bien qu'il ait été déplacé en 2016, il conserve une position très proche du front du glacier (contrairement à H08 qui est désormais plus en amont et n'observe pas de valeurs aussi « extrêmes »). L'analyse statistique bivariée met en évidence des relations également assez floues entre les bilans de masse ponctuels et certaines variables étudiées comme les températures estivales et les précipitations. Cela se retrouve dans le calcul des coefficients de corrélation de Spearman qui ne sont pas très forts. Cinq variables ont des coefficients supérieurs à $|0,70|$: le *Freezing Index*, la température du mois de juin, les précipitations neigeuses estivales, l'accumulation de neige hivernale et la durée du manteau neigeux (particulièrement bien corrélée en 2017 : $r_s = 0,90$). Le calcul du VIF ne pointe aucune colinéarité.

Finalement, ce sont les variables d'accumulation de neige hivernale (*snow_acc*) et de précipitations neigeuses estivales (*snow_summer*) qui semblent apporter le plus d'explications au bilan de masse en 2017 (85 % de pouvoir explicatif). Malheureusement, ce modèle n'est pas validé car il y a une hétéroscédasticité qui a été détectée (Fig. 114). Nous avons d'abord envisagé l'intégration au modèle d'une

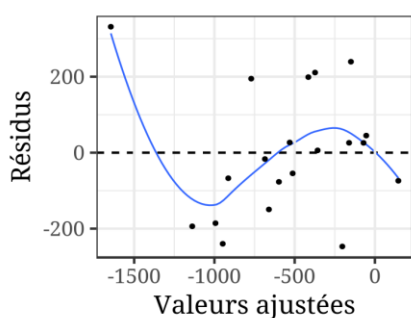


Figure 114 : Hétéroscédasticité (2017)

variable qui aurait été oubliée et qui expliquerait la tendance visible des résidus du modèle. Ni les températures du mois de juin ni la durée du manteau neigeux (qui sont les deux variables au coefficient le plus proche du seuil de $|0,70|$) n'améliorent ce modèle car ces variables apparaissent comme « non significatives » ($p\text{-value} > 0,05$). La dernière solution qui se prête à nous est de rechercher si une observation a une position d'*outlier* afin de la supprimer. L'*outlier* identifié est, comme nous l'avons vu avec les statistiques univariées, le point de mesure H09. Cette observation retirée, les conclusions du modèle explicatif ne changent pas mais sa fiabilité est renforcée car le modèle est cette fois validé. L'accumulation de neige hivernale et les précipitations neigeuses estivales expliqueraient donc 88 % de la variabilité spatiale du bilan de masse de l'Austre Lovénbreen en 2017. L'accumulation hivernale aurait semble-t-il un poids légèrement plus important que la neige d'été (respectivement 53 % et 47 % d'importance relative).

Discussion

L'accumulation de neige a été assez bonne durant l'hiver 2016-2017 : 723 mm.weq en moyenne sur l'ensemble du glacier. Il y a une répartition homogène du couvert neigeux sur l'ensemble du glacier. Seuls les cirques occidentaux (H18 et H24) ont un

cumul de neige important ($> +1,5 \sigma$). Le reste du glacier (cirques orientaux compris) a une variabilité du manteau neigeux assez faible ($\pm 1 \sigma$) ce qui n'avait pas encore été observé les précédentes années dans cette proportion. Hormis le point H09, le front enregistre aussi une densité de neige d'hiver satisfaisante puisqu'aucun enregistrement n'est inférieur à -1σ (contre -2σ d'autres années), (Fig. 115 et 110). Comme nous l'avons déjà dit, un manteau neigeux dense est favorable à un bon bilan de masse. À cela s'ajoute également que cette neige a été protectrice du glacier quasiment tout le printemps puis au début de l'été à la faveur d'un mois de mai aux températures très faibles sur l'ensemble du glacier.

Sans des records de chaleur en juin et en septembre 2017 (Fig. 116), qui ont fait fondre rapidement la neige puis la glace de glacier, le bilan de masse annuel aurait pu se rapprocher davantage de l'équilibre. L'été chaud a beaucoup dégradé le bilan de masse sur l'ensemble du glacier et a monté en altitude la ligne d'équilibre (seuls les cirques d'altitude sont épargnés). Néanmoins, le résultat aurait certainement été bien plus négatif sans les bonnes accumulations hivernales mais aussi sans les quelques épisodes de froid dans l'été qui ont permis de recouvrir très ponctuellement le glacier de neige (Fig. 116). Il y a eu un épisode mi-août qui a concerné l'ensemble du glacier puis un autre encore plus important début septembre qui là a surtout concerné les altitudes les plus élevées ralentissant, même très temporairement, la fonte du glacier.

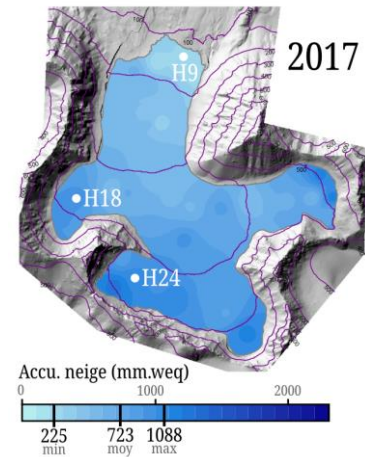


Figure 115 : Accumulation de neige hivernale en 2017. Une variabilité spatiale de l'enneigement rarement aussi faible à l'échelle du glacier.

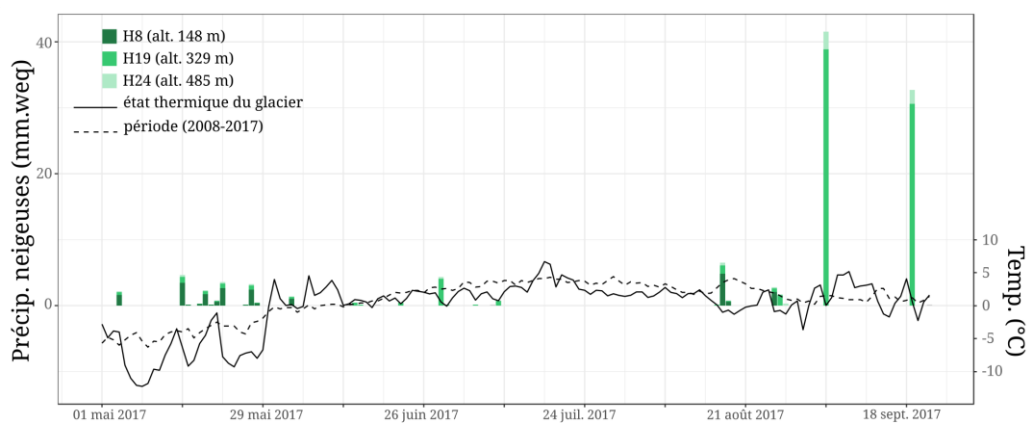


Figure 116 : Des mois de juin et septembre plus chauds que la normale (2008-2017) ont beaucoup dégradé le bilan de masse de l'Austerlövénbreen. Le bilan aurait pu être pire s'il n'y avait pas eu des épisodes neigeux protégeant temporairement le glacier de la fonte en plein été.

3.2.7. Conclusion

L'analyse et l'interprétation des modèles générés ne sont pas évidents pour ces années dites « moyennes » (ou dans la moyenne 2008-2017). La combinaison des variables impactant le plus le bilan de masse annuel de l'Austre Lovénbreen pour ces années varie assez nettement d'une année à l'autre. Si l'interprétation des modèles permet de bien comprendre les déterminants de chaque bilan de masse, il est plus difficile d'en tirer des règles claires et systématiques.

Bien que certaines variables ressortent plus que d'autres (exemple de l'accumulation de neige hivernale et des précipitations neigeuse estivales), il n'y a généralement pas de tendance très nette dans l'importance supérieure de l'une ou de l'autre variable. Lorsque le meilleur modèle sélectionne plusieurs variables explicatives, leur importance relative est souvent équivalente (autour de 50 %). Il semble donc que **le bilan de masse de l'Austre Lovénbreen des années « moyennes » s'explique plus par une combinaison de facteurs d'égale importance plutôt que par une variable très clairement identifiée.**

De même, il existe une grande hétérogénéité des dynamiques entre le front du glacier aux bilans de masse généralement très négatifs et les cirques qui connaissent le plus souvent une accumulation de glace. La modélisation tente de synthétiser, le plus fidèlement possible, les variables les plus influentes sur le bilan de masse du glacier. Ainsi, ce sont le plus souvent des variables discriminantes qui sont identifiées. Par exemple, si une variable a un effet négatif sur le bilan de masse (exemple d'un été chaud) mais que cette propriété est commune à l'ensemble du glacier, alors elle ne sera probablement pas retenue. Charge à nous de les prendre en considération dans la phase d'interprétation pour affiner notre analyse. Les variables sélectionnées par les modèles mettent généralement en évidence une forte dichotomie entre le front du glacier largement déficitaire en glace et les cirques bénéficiaires. Entre ces deux entités, se trouve une zone qui se comporte de manière assez homogène, plutôt préservée, ce qui permet d'avoir un bilan de masse proche de l'équilibre dans ces années dites « moyennes ».

Ces modèles et leur analyse montrent également l'importance de l'étude de la spatialisation et de la temporalité des variables considérées. Même si deux années ont des caractéristiques similaires, il peut y avoir des dynamiques différentes à plus fine échelle. Ainsi, nous avons utilisé les variables identifiées par les modèles comme des pistes de réflexion et d'investigation pour pousser plus loin la compréhension des dynamiques explicatives des bilans de masse annuels mesurés.

3.3. 2014, l'Austre Lovénbreen a vu son volume augmenter. Le bilan de masse était positif ($Ba_{(2014)} = +16 \text{ mm.weq}$).

L'étape de modélisation de l'année 2014 a suivi le même protocole que les années précédemment étudiées. La phase d'analyse des statistiques descriptives n'a pas permis de détecter d'anomalies dans les séries de données.

Les corrélations entre les bilans de masse ponctuels mesurés aux balises et les variables considérées sont excellentes c'est pourquoi nous avons choisi de présélectionner les variables avec un r_s supérieur à $|0,80|$ soit : le *Freezing Index*, les températures moyennes de juin et septembre, l'accumulation de neige hivernale mais aussi estivale ainsi que les précipitations liquides automnales.

L'étude du VIF met en évidence une colinéarité. Les variables « TAM_jun » et « snow_summer » présentent un VIF > 10 . Nous avons décidé de retirer la variable de température du mois de juin car il s'agit de l'indice le plus élevé (VIF = 16). Sans cette variable, l'ensemble des autres VIF sont acceptables. Nous regarderons tout de même les propriétés de cette variable dans la phase d'analyse.

Finalement, l'analyse par *Best Subset* nous pousse à retenir un modèle à deux variables dont l'équation est la suivante (Equation 22) :

$$B_a (2014) = - 3095 + 9,4 . \text{snow_summer} + 0,5 . \text{snow_acc} \quad (22)$$

La combinaison des variables de précipitations neigeuses hivernales et estivales expliquerait près de 93 % de la variabilité spatiale du bilan de masse de l'Austre Lovénbreen en 2014. Les précipitations neigeuses estivales auraient une importance prépondérante (importance relative « lmg » = 69 %, contre 31 % pour l'accumulation neigeuse hivernale).

Discussion

Le début de l'hiver 2013-2014 a été tout à fait propice à l'installation d'un manteau neigeux conséquent et stable à la faveur de multiples épisodes neigeux dès début octobre (Fig. 117). C'est toutefois dans la répartition spatiale du manteau neigeux

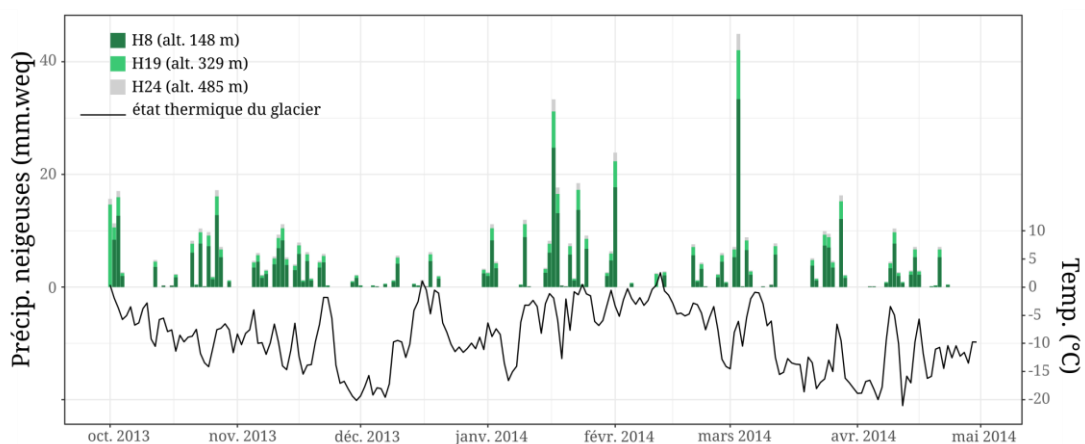


Figure 117 : De nombreux épisodes neigeux durant l'hiver ont permis l'installation d'un manteau neigeux de qualité entre octobre 2013 et mai 2014.

que réside la particularité de l'année 2014 (Fig. 118a). L'enneigement a été très bien réparti sur le glacier, entre $\pm 1 \sigma$ autour de la moyenne alors que les autres années la variabilité spatiale oscillait plutôt entre $\pm 2,5 \sigma$. En effet, lorsque l'on observe avec attention cette répartition, on peut voir que le front du glacier a été exceptionnellement bien doté en neige par rapport aux autres années étudiées alors que les cirques l'ont été particulièrement peu (Fig. 118b). Aucun redoux significatif ou épisode pluvieux pouvant altérer la qualité du manteau neigeux en place n'ont été enregistrés (Fig. 117).

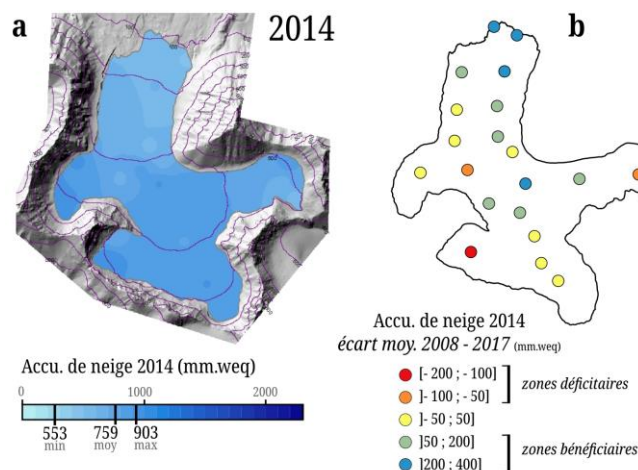


Figure 118 : Enneigement de l'Austre Lovénbreen (a) et écart à la moyenne (2008-2017) (b). En 2014 il y a une certaine homogénéité spatiale de l'enneigement. La région frontale du glacier a enregistré un enneigement particulièrement élevé par rapport à la moyenne alors que les cirques (altitudes élevées) ont un enregistrement exceptionnellement moindre à la moyenne. Au total le manteau neigeux moyen du glacier est de 759 mm soit le 5e sur 10 étudiés

Des températures positives ne se sont installées durablement qu'à partir de mi-juin au niveau du front du glacier puis début juillet au niveau de la langue et au-delà.

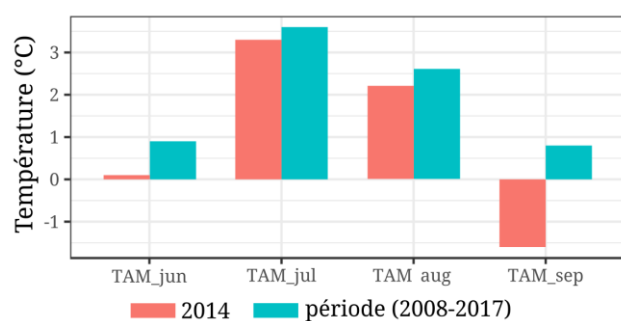


Figure 119 : Comparaison des températures estivales de 2014 avec la normale (2008-2017). Un été plutôt doux.

Ainsi, la fonte du manteau neigeux s'est activée plutôt tardivement. Les températures estivales quant à elles ont été modérées et inférieures à la période 2008-2017 sur l'ensemble du glacier (Fig. 119). La fin de la saison de fonte a été précoce. Dès la fin du mois d'août les températures ont chuté stoppant ainsi la fonte du glacier Austre Lovén alors que les autres années elle se poursuivait jusqu'à mi voire fin septembre.

Finalement, le bilan de masse positif de l'Austre Lovénbreen s'explique surtout par des températures estivales plutôt fraîches sur l'ensemble du glacier qui ont été tout à fait favorables à l'occurrence d'épisodes neigeux recouvrant l'ensemble du glacier en plein cœur de l'été. En effet plusieurs chutes de neige (en juin puis en juillet) ont permis de protéger temporairement de la fonte le glacier (Fig. 120). Cet effet protecteur a été très favorable au bilan de masse et est sans aucun doute un facteur essentiel à l'explication d'un bilan de masse positif tel qu'il a été identifié dans le modèle. Ces précipitations neigeuses ont concerné dans une moindre mesure le

front du glacier ce qui explique sans doute la distinction assez importante du bilan de masse mesuré entre la langue de l'Austre Lovénbreen et les zones en amont de la ligne d'équilibre située de manière exceptionnellement basse à 329 m.

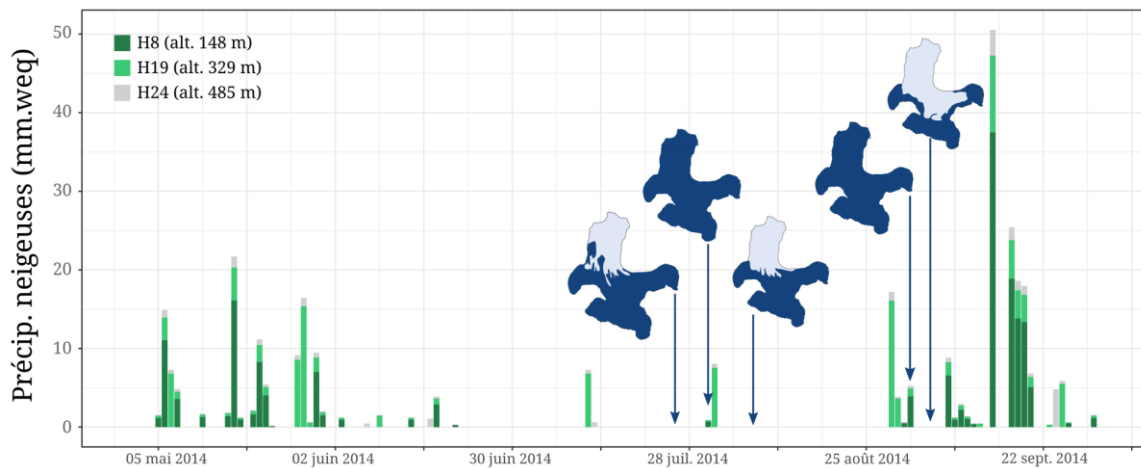


Figure 120 : Plusieurs précipitations neigeuses au cœur de l'été qui ont permis de protéger temporairement le glacier de la fonte. Les cartes de l'enneigement du glacier (en bleu) sont issues des photos des stations automatiques.

3.4. Etude des années au bilan de masse très négatif

Parmi les 10 années de bilans de masse mesurés sur l'Austre Lovénbreen, trois bilans s'avèrent particulièrement négatifs et se détachent du reste des enregistrements. Il s'agit des années 2011, 2013 et 2016 qui enregistrent une perte moyenne de glace sur l'ensemble du glacier supérieure à 1 000 mm.weq (Fig. 121).

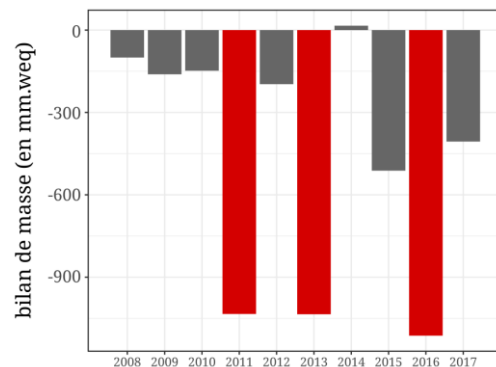


Figure 121 : Trois années aux pertes en glace très importantes.

Nous allons désormais nous intéresser à ces trois années en particulier. Nos interrogations sont toujours les mêmes, nous cherchons à comprendre les facteurs ayant le plus influencé le bilan de masse de l'Austre Lovénbreen lors de ces années au bilan très négatif. Y a-t-il des facteurs qui ont un rôle particulièrement important ces années-là où bien ne s'agit-il que d'une question d'amplitude des phénomènes ?

3.4.1. 2011, un hiver froid et sans neige. Point de départ pour un bilan de masse très négatif ($Ba_{(2011)} = -1\,034$ mm.weq).

L'étape de statistique descriptive est essentielle car elle permet de mettre en évidence quelques valeurs particulières qui seront éventuellement à surveiller par la suite. Ces observations, par leurs valeurs parfois extrêmes (par rapport au reste des observations) peuvent largement influencer le modèle statistique et ainsi

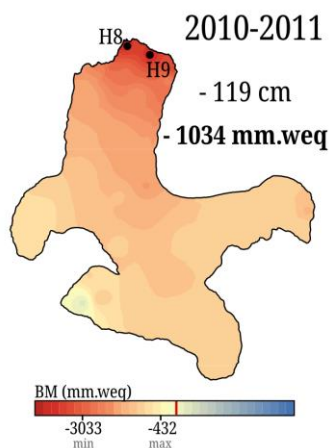


Figure 122 : Les bilans de masse ponctuels mesurés aux balises H8 et H9 sont très inférieurs au reste du glacier

fausser certaines conclusions. En 2011, les points de mesure H8 et H9 sont remarquables, essentiellement en raison de leur valeur de bilan de masse ponctuel qui est bien inférieure aux autres observations (respectivement -2 980 et -3 033 mm.weq, soit $-2,5 \sigma$ par rapport à la moyenne qui est de -1 034 mm.weq), (Fig. 122). À l'inverse, le capteur H24 situé dans un cirque souvent préservé de la fonte a une position d'*outlier* au regard des données de températures mesurées qui sont plus fraîches, inférieures, au reste du glacier. Pour le moment, ces observations sont intégrées à la modélisation. Cela va justement nous permettre de voir si lors des années extrêmes, ces *outliers* peuvent éventuellement avoir un rôle perturbateur du modèle, chose qui n'était finalement pas le cas lors de la modélisation des années dites « moyennes ».

Les corrélations entre les variables étudiées et le bilan de masse ne sont pas très élevées ce qui nous conduit à présélectionner les variables suivantes avec un r_s supérieur à $|0,70|$: les températures moyennes des mois de mai et juin, la durée du manteau neigeux, l'accumulation de neige hivernale et les précipitations neigeuses d'été.

La méthode statistique du *Best Subset* met en valeur un modèle identifiant une contribution forte des températures de mai, de l'accumulation de neige hivernale ainsi que de sa durée. À elles trois, ces variables permettraient finalement d'expliquer 80 % de la variabilité du bilan de masse de l'Austre Lovénbreen en 2011.

La variable de durée du manteau neigeux a une significativité au sein du modèle qui est limitée ($p\text{-value} = 0,05$). Nous avons d'abord essayé de l'enlever mais nous constatons immédiatement un appauvrissement important des performances du modèle d'explication. En effet, les variables restantes que sont les températures de mai et la qualité du manteau neigeux ne permettent alors d'expliquer plus que 60 % de la variabilité du bilan de masse. De plus, lors de l'étape de validation du modèle, une légère tendance dans les résidus (hétéroscédasticité) est visible, signe qu'il manque la prise en compte d'une variable supplémentaire. Nous faisons donc le choix d'intégrer cette variable de durée du manteau neigeux au modèle explicatif du bilan de masse généré pour l'année 2011. Ainsi, le modèle est plus fiable car il remplit toutes les conditions de validité et de normalité des résidus.

Discussion

Les grosses pertes de glace de l'Austre Lovénbreen en 2011 seraient donc induites par le cumul des trois facteurs suivants que nous allons désormais observer de plus près : température moyenne du mois de mai, accumulation hivernale et durée du manteau neigeux.

La première explication mise en évidence par le modèle est la précarité du manteau neigeux accumulé pendant l'hiver (snow_acc). L'accumulation de neige a été exceptionnellement faible et peu dense cette année-là : entre 50 cm et 2 m de neige recouvrait la surface du glacier (1,32 m en moyenne soit un équivalent eau de 497 mm.weq [92 ; 800]) ce qui est bien inférieur aux autres années étudiées (1,60 m en moyenne soit 684 mm.weq). Cette situation concerne la totalité du glacier, mais c'est surtout les cirques, normalement bien alimentés, qui se retrouvent faiblement pourvus. L'enneigement du front du glacier n'a pas été particulièrement plus faible que les autres années (Fig. 123). Cela se retrouve dans une faible variabilité spatiale de la densité du manteau neigeux. En effet, cette densité varie entre $\pm 1 \sigma$ autour de la moyenne alors que les autres années la variabilité est plus proche de $\pm 2,5 \sigma$ entre les valeurs de densité les plus faibles (au front) et les plus élevées (dans les cirques).

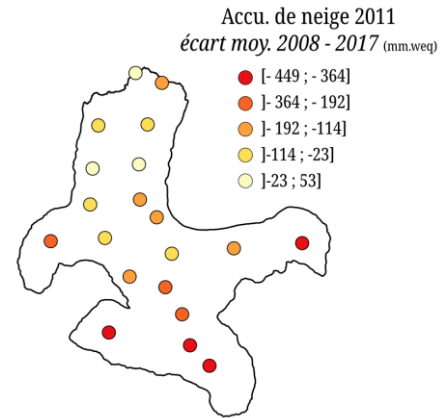


Figure 123 : Ecart à la moyenne (2008-2017) de l'enneigement de l'Austre Lovénbreen en 2011. Alors que la zone frontale du glacier a vu une accumulation hivernale assez similaire aux autres années, les altitudes les plus élevées ont été particulièrement déficitaires en neige par rapport à la moyenne 2008-2017.

Ce constat peut notamment être imputé à l'hiver très froid qui n'a pas été propice aux chutes de neige. Entre début octobre et fin avril, la température moyenne était de -10°C (Fig. 124) ce qui se traduit aussi par un *Freezing Index* élevé. Cette situation n'est pas du tout favorable à un enneigement conséquent. Pour qu'il y ait des précipitations neigeuses, il est nécessaire qu'il y ait de l'humidité dans l'air, or plus il fait froid, plus l'air est sec. Ce manque est alors d'autant plus accentué par les vents forts qui peuvent balayer le glacier Austre Lovén en hiver. Malgré quelques petits épisodes neigeux au cœur de l'hiver lorsqu'un redoux s'amorçait, l'essentiel

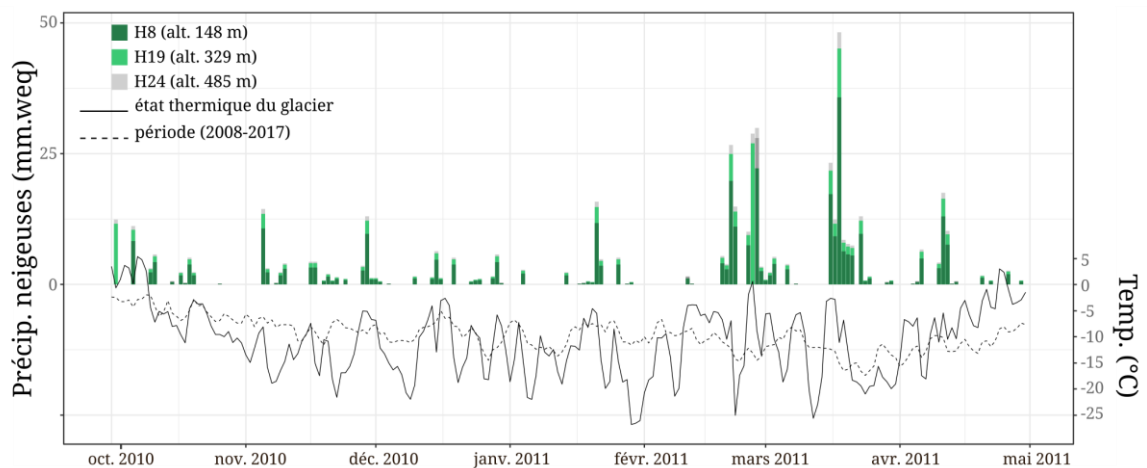


Figure 124 : Variations thermiques et précipitations neigeuses durant l'hiver 2010-2011. Un hiver particulièrement froid et sec.

de l'accumulation neigeuse s'est produite à partir de début mars lorsque les températures ont commencé à se rapprocher de 0°C. Les faibles épaisseurs de neige mais aussi les faibles densités du manteau en sont le reflet.

La seconde variable identifiée par le modèle explicatif du bilan de masse concerne les conditions thermiques du mois de mai. Mai a été un mois plutôt froid (-4°C en moyenne) mais aux fluctuations proches de la période 2008-2017 pour la saison. Les températures ont augmenté tout au long du mois jusqu'à atteindre le seuil de 0°C à partir duquel la saison de fonte s'amorce. Peu particulière au regard des autres années considérées, cette variable a été identifiée par le modèle statistique car elle est très discriminante à l'échelle du glacier. En effet, une forte distinction peut être faite entre le haut du glacier où les températures sont restées froides, et ont donc peu altéré le manteau neigeux, et la partie frontale où les températures ont fluctué autour de 0°C activant ainsi la fonte du manteau neigeux par épisodes (Fig. 125). Compte-tenu de l'importance relative de cette variable (54 %) qui est plutôt forte, les températures du mois de mai (plus que les autres mois) semblent être à l'origine de la forte distinction de bilan de masse entre le haut et le bas du glacier Austre Lovén. Les autres mois d'été qui ont été très chauds ont certes été très néfastes pour le glacier mais de manière spatialement homogène. Il n'y a pas eu une forte différence de température entre la zone sommitale et la zone frontale qui expliquerait *a priori* le différentiel de bilan de masse.

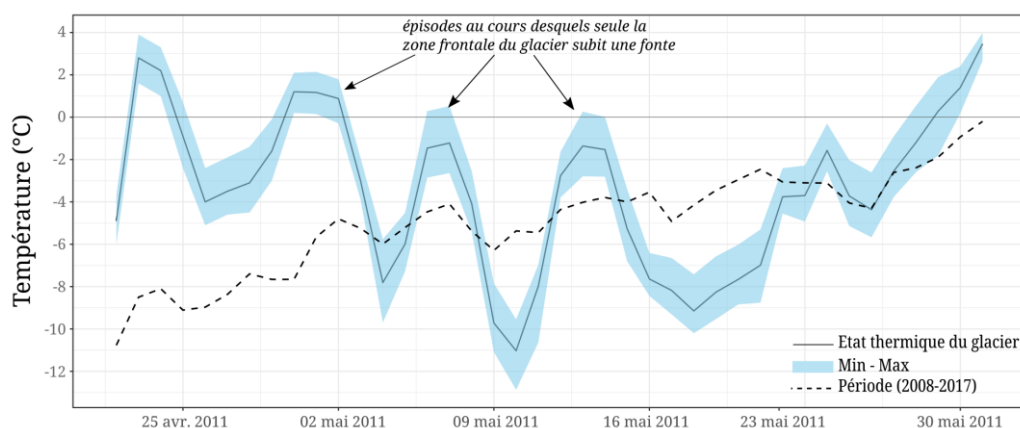


Figure 125 : Un mois de mai plutôt froid mais avec un différentiel de fonte entre les zones frontales du glacier et les zones sommitales. Une distinction qui pourrait contribuer à expliquer le bilan de masse de l'Austre Lovénbreen en 2011.

Les conditions hivernales et thermiques du mois de mai sont notamment vérifiées par la troisième variable du modèle explicatif du bilan de masse 2011 : la durée du manteau neigeux. La durée du manteau neigeux de l'année 2011 compte parmi les plus faibles enregistrées sur la période d'étude. Cette durée dans la zone frontale du glacier est quasiment identique aux autres années, elle se situe dans la moyenne avec une disparition de la neige autour de fin juin – début juillet (Fig. 126). En revanche, à 300 m d'altitude puis au-delà, l'apparition de glace vive a été très précoce par rapport aux autres années, comptant par endroit plus de deux

semaines d'avance (Fig. 126). Il y a sans doute un lien étroit avec la qualité du manteau neigeux qui était plutôt fragile à ces altitudes.

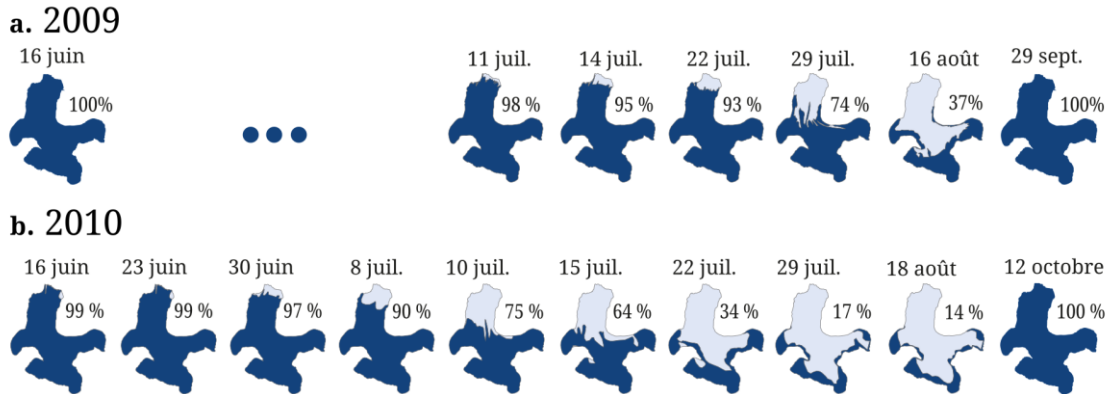


Figure 126 : (a) Evolution de la couverture neigeuse du glacier en 2010 et (b) comparaison avec une année « moyenne » 2009 (adapté de Bernard et al. 2014).

Finalement, bien que les températures record des mois d'été aient eu un rôle indéniable dans l'accentuation de la fonte de la neige puis de la glace en 2011, ces variables n'ont pas été sélectionnées par le modèle explicatif car, comme nous l'avons déjà dit, ces conditions thermiques sont communes à l'ensemble du glacier. Les températures ont été très élevées sur la période et on compte une grande fréquence des pics de chaleur (température > 3°C). Le résultat en terme de bilan de masse en 2011 est plus dégradé mais proche de la moyenne dans la partie basse du glacier (B_a moyen 2011 au front = -2 252 mm.weq pour un B_a moyen 2008-2017 au front = -2 100 mm.weq). Cela est sans commune mesure par rapport aux secteurs plus en altitude. Dans ces zones aux bilans de masse habituellement proches de l'équilibre voire en accumulation (B_a moyen 2008-2017 dans les cirques = -100 mm.weq), la fonte a été bien plus importante : -800 mm.weq soit environ -90 cm de glace), (Fig. 127).

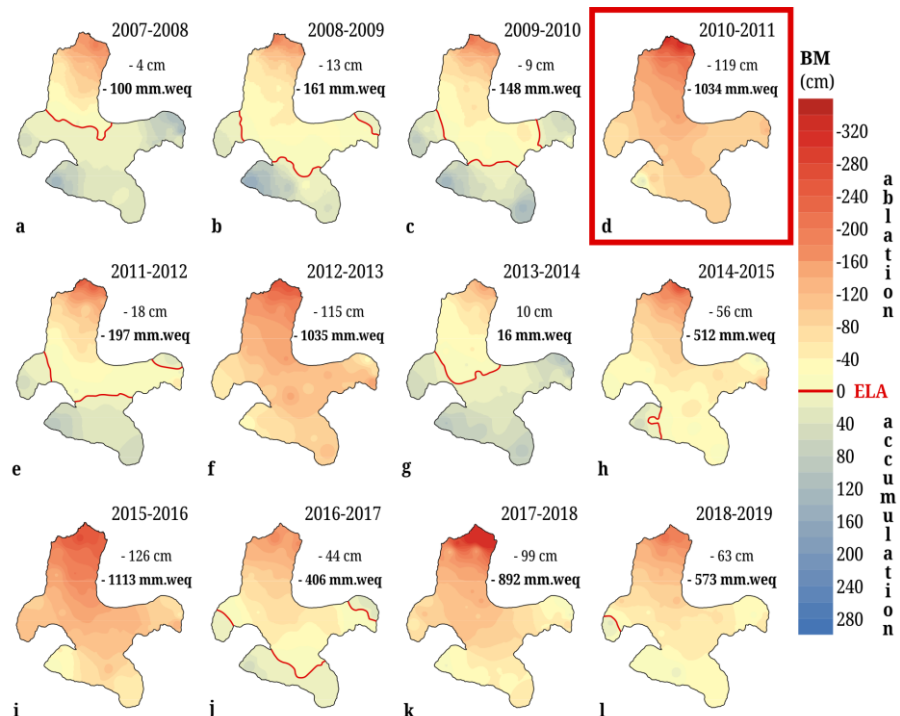
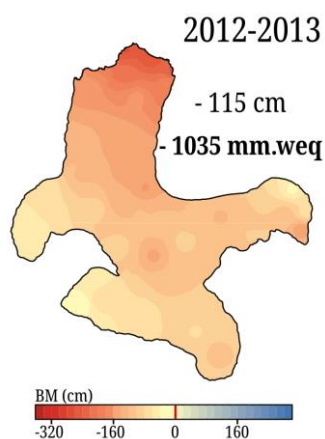


Figure 127 : Bilans de masse de l'Austre Lovénbreen.

Les conditions nivo-météorologiques ont été très peu favorables à un bilan de masse proche de l'équilibre en 2011. La principale cause a été la faible quantité de neige accumulée pendant l'hiver. L'étude de ce bilan de masse renforce également l'idée que le début de la saison de fonte est aussi une période charnière qui conditionne beaucoup la fonte du glacier en été. Une fonte rapide du manteau neigeux supprime toute protection. En 2011, il n'y a pas eu d'épisodes de neige estivale qui auraient pu retarder un peu cette fonte. La combinaison de ces multiples facteurs a eu pour conséquence un bilan de masse très négatif en 2011.

3.4.2. 2013, une année très similaire à 2011



Le bilan de masse B_a mesuré en 2013 est très faible ($B_a(2013) = -1\ 035\ \text{mm.weq}$) et la totalité du glacier s'est retrouvé en ablation (-115 cm de glace en moyenne) (Fig. 128). Les analyses univariées et bivariées permettent de voir que cette année 2013 a un profil nivo-météorologique assez similaire à 2011 (Fig. 129). Grâce à la modélisation explicative, nous allons pouvoir vérifier si les conditions qui ont mené à ce bilan très négatif sont les mêmes qu'en 2011 à savoir : un manque de neige en hiver qui s'accompagne d'un manteau neigeux peu durable sur l'ensemble du glacier. À cela s'ajoute un différentiel thermique de mai assez important entre le sommet du glacier et son front.

Figure 128 : Bilan de masse de 2013

Les corrélations entre le bilan de masse et les variables explicatives considérées dans cette étude sont satisfaisantes nous permettant ainsi de présélectionner six variables : les températures moyennes de mai et de juin, les précipitations neigeuses en été, les pluies hivernales, l'accumulation de neige hivernale et la durée du manteau neigeux.

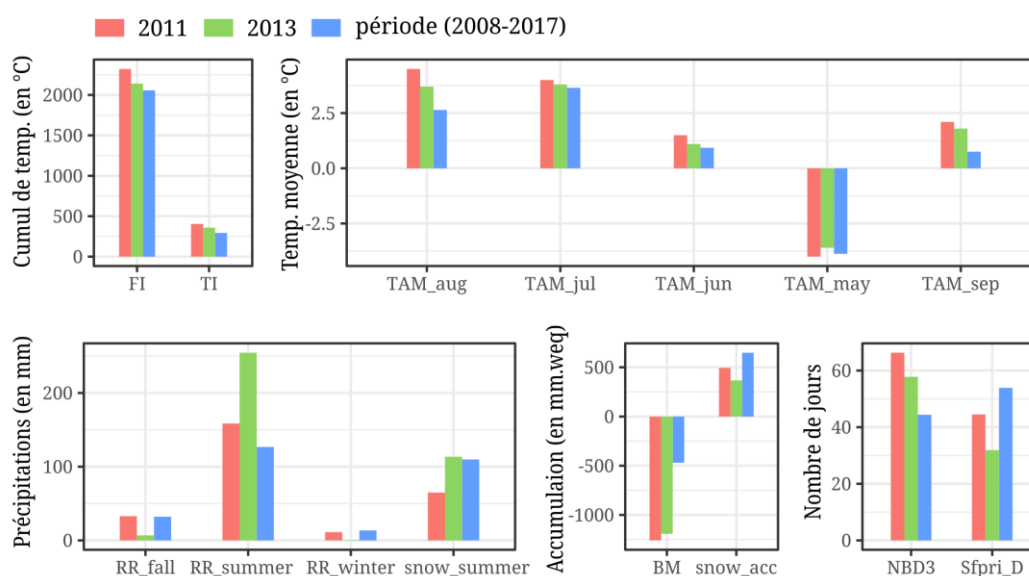


Figure 129 : 2011 et 2013, deux années au profil nivo-météorologique similaire.

La modélisation par *Best Subset* met en évidence l'importance de la neige. L'accumulation de neige hivernale et les précipitations neigeuses estivales sont les variables identifiées comme explicatives du bilan de masse de l'Austre Lovénbreen en 2013. Ensemble, elles expliqueraient 72 % de la variabilité du bilan de masse en 2013. Cela est toutefois sans compter sur les tests de validité qui détectent une hétéroscédasticité. À cela s'ajoute un indice de confiance faible de la variable d'accumulation de neige ($p\text{-value} = 0,15$). Face à ce manque de fiabilité des résultats qui fausserait sans doute le travail d'interprétation, nous avons fait le choix de supprimer les observations considérées comme *outliers* soit H8 et H9. En 2013, ces points de mesures sont très proches de la limite frontale du glacier et sont finalement assez peu représentatifs du comportement du reste du glacier. Les bilans de masse calculés en ces points ($H8 = -2\,574\text{ mm.weq}$) sont plus négatifs que les autres points situés à peine plus en amont ($H10 = -1\,467\text{ mm.weq}$).

Suite à cette suppression, les coefficients de corrélation entre le bilan de masse et les variables ont diminué. C'est le signe d'une certaine homogénéité spatiale du comportement du glacier en 2013 (à l'image de 2011). Les mêmes variables sont présélectionnées pour être intégrées au modèle explicatif. Finalement, la variable d'accumulation de neige est de nouveau identifiée par la méthode du *Best Subset* mais c'est désormais la variable de durée du manteau neigeux qui complète le modèle généré. Ce couple de variables permet d'expliquer 66 % de la variabilité du bilan de masse en 2013 ce qui est assez faible. Les conditions de validité sont désormais remplies.

Discussion

Comme nous l'avons déjà mentionné, les conditions nivo-météorologiques sont très similaires à 2011. Cela se retrouve également dans un modèle explicatif qui est quasiment identique.

L'hiver 2012-2013 a été peu enneigé (Fig. 130). Il s'agit de la plus faible accumulation mesurée depuis 2007, soit en moyenne 408 mm.weq (environ 1 m de neige). La répartition du manteau neigeux est assez uniforme et le gradient altitudinal

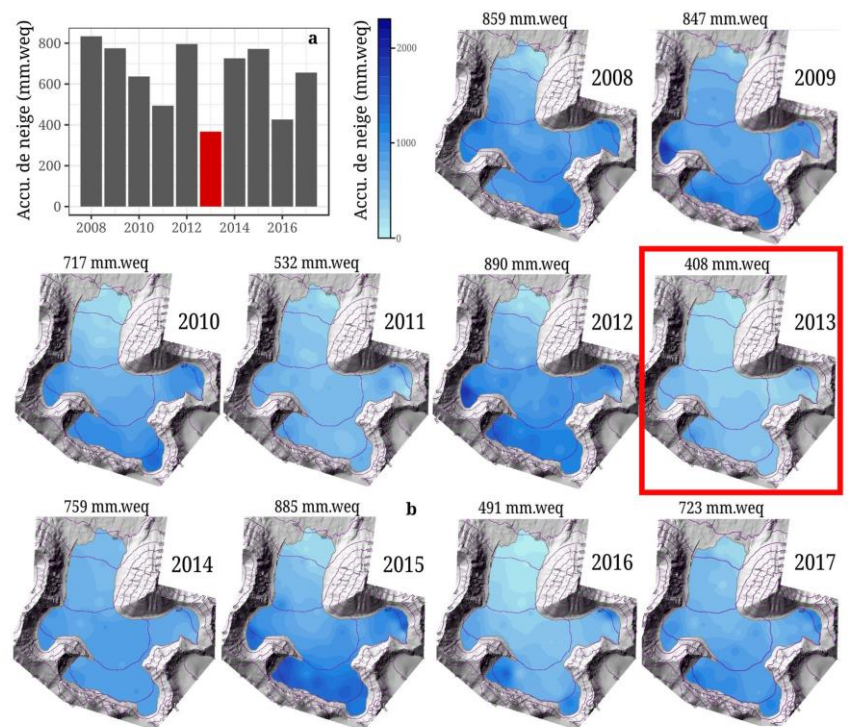


Figure 130 : Enneigement hivernal en 2013. Une année à l'accumulation particulièrement faible.

faible. Lorsque 70 cm de neige sont mesurés au front, seulement 126 cm sont mesurés au point de mesure H30. La faible quantité de neige n'est pas exceptionnelle au front, mais dans les cirques elle contraste beaucoup avec celle de la période 2008-2017 qui est plutôt proche des 2 m d'accumulation mesurés en avril. Cela peut, comme en 2011, être imputé à des températures hivernales très froides qui ont concerné la totalité du glacier (température moyenne sur le glacier = -12°C). Le mois de mars, qui est un mois généralement neigeux dans la péninsule de Brøgger, a été bien plus froid que la moyenne sur la période 2008-2017 (-4°C en dessous de la moyenne 2008-2017 qui était de -12°C). Comme pour 2011, un hiver très froid est généralement un hiver sec, or pour qu'un manteau neigeux conséquent se forme il est nécessaire d'avoir de l'humidité dans l'air.

Ce manteau neigeux, peu épais mais aussi peu dense, est très fragile. Sa durée moyenne est la plus courte enregistrée depuis 2007. Le 21 juin, le front du glacier se découvrait de neige, le 7 juillet les points de mesure centraux (H25 – H26) étaient nus et le 17 août à la faveur d'un fort pic de chaleur la glace vive était visible sur la

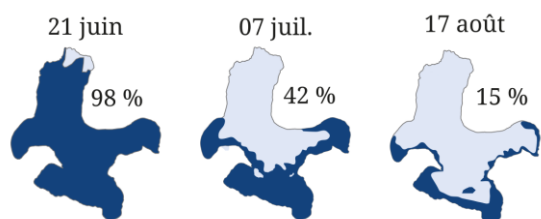


Figure 131 : Evolution de la couverture neigeuse (en bleu) entre le 20 juin et le 16 août 2013.

quasi-totalité du glacier (hormis quelques pieds de versants), (Fig. 131). L'absence de couvert neigeux rend très vulnérable le glacier qui est alors grandement soumis à la fonte dès que la température est positive. La faible durée du couvert est donc la conséquence d'un manteau neigeux très précaire soumis à des températures estivales élevées.

En effet, à l'image de l'été 2011, l'été 2013 a été chaud, notamment aux mois d'août et de septembre. Plusieurs pics de chaleurs (dont un à 10°C en moyenne sur le glacier le 26 août) ont été enregistrés ce qui est largement défavorable à la durabilité du manteau puis, une fois celui-ci fondu, au glacier. À ces températures élevées s'ajoutent des précipitations estivales qui ont accentué la dégradation du manteau neigeux puis la fonte du glacier par ruissellement de surface.

Une nouvelle fois, ces conditions météorologiques peu favorables concernent la totalité du glacier. Les cirques d'altitude comme le front du glacier ont connu des amplitudes thermiques très similaires et des précipitations intenses ce qui pourrait expliquer pourquoi ces variables ne sont pas identifiées par le modèle qui cherche à comprendre les variables qui ont fait la différence entre un bilan de masse ponctuel très négatif et un autre qui l'a été un peu moins.

Finalement, le bilan de masse de l'Austre Lovénbreen très négatif en 2013 peut être expliqué par un manque de neige hivernal renforcé par des températures estivales et des précipitations liquides élevées sur l'ensemble du glacier. Les pertes sont plus importantes au front que la moyenne 2008-2017 mais c'est surtout les zones les plus élevées en altitude qui ont subi de grosses pertes de glace.

3.4.3. 2016, un événement exceptionnel en plein cœur de l'hiver.

En 2016, la variabilité spatiale des paramètres étudiés est assez importante à l'échelle du glacier. De nouveau, on retrouve une partition entre la langue du glacier (depuis le front jusqu'à 350 m d'altitude) et les altitudes plus élevées dont les cirques. La première zone enregistre des températures généralement plus élevées que la seconde. Les conditions nivologiques sont également plus précaires aux altitudes les plus basses que dans les cirques. En 2016, les points d'observation H8 et H9 n'ont pas une position extrême qui ressort lors des analyses statistiques préliminaires en raison de leur déplacement plus en amont sur le glacier qui a déjà été évoqué précédemment (cf. chap. 3 - 1.3).

Au regard de leur bonne corrélation avec le bilan de masse, les variables suivantes ont été présélectionnées pour être intégrées au modèle : *Freezing Index*, température moyenne du mois de mai, précipitations liquides hivernales, précipitations neigeuses estivales, accumulation de neige hivernale et durée du manteau neigeux. Aucune colinéarité n'est détectée.

Le meilleur modèle explicatif du bilan de masse de 2016 identifié est le suivant (Equation 23) :

$$B_{a(2016)} = -6672 + 2,8 \cdot FI + 6,8 \cdot RR_winter + 16,5 \cdot Sfpri_D \quad (23)$$

Ce modèle expliquerait 88 % de la variabilité du bilan de masse de l'Austre Lovénbreen cette année-là. Or, il s'avère que la variable précipitations liquides hivernales n'est pas significative ($p\text{-value} > 0,05$). Une variable non significative n'altère pas l'adéquation de l'ajustement du modèle mais il n'est pas possible d'interpréter de manière fiable son coefficient. Etant donné que nous ne faisons pas de modélisation prédictive pour laquelle nous aurions besoin de ces coefficients, nous pouvons continuer à considérer cette variable dans notre analyse des résultats obtenus pour expliquer la variabilité du bilan de masse. Les conditions de validité du modèle ainsi créé (avec ou sans la variable *RR_winter*) sont pleinement remplies.

Discussions

L'hiver 2015-2016 a été un hiver modérément neigeux, un épisode de précipitations neigeuses à la mi-octobre a contribué à installer assez tôt dans la saison une couverture neigeuse significative sur l'ensemble du glacier (65 mm.weq en une semaine). Malheureusement deux épisodes pluvieux fin octobre et début décembre ont très probablement fragilisé ce manteau neigeux dans la partie basse du glacier.

C'était sans compter sur un épisode de grande douceur en plein cœur de l'hiver expliquant l'émergence de la variable *Freezing Index* dans la modélisation. En effet, autour du 30 décembre 2015, des températures positives et exceptionnellement élevées pour la saison ont été enregistrées. +6°C enregistré dans la journée du 31 décembre au capteur H8 (au front du glacier) et +3°C au capteur H24 à la cime du glacier soit 15 à 20°C au-dessus de la période 2008-2017 (Fig. 132).

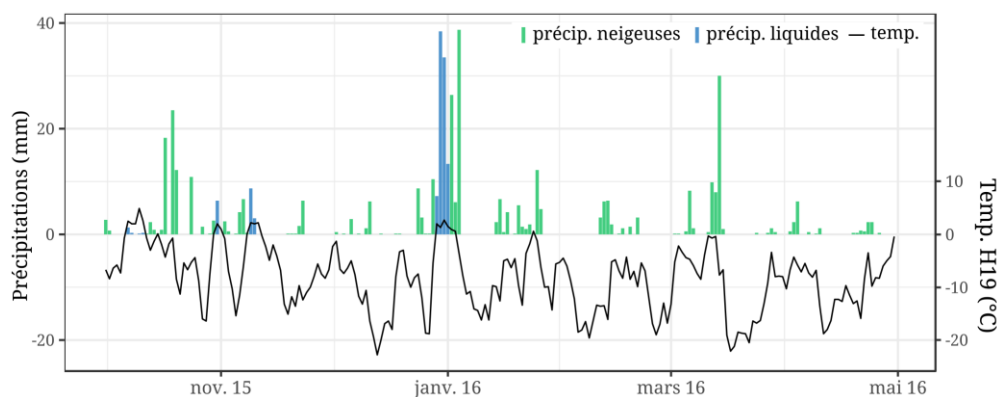
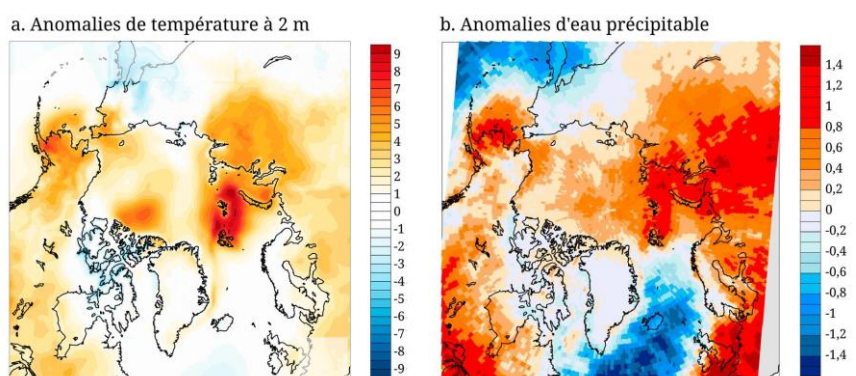


Figure 132 : Episode de chaleur et de pluies intenses au cœur de l'hiver 2015-2016 (H19)

Cet épisode observé sur le glacier Austre Lovén a, en réalité, concerné toute la région Arctique depuis la côte est du Groenland jusqu'aux Terres du Nord russes. Jamais de telles températures n'avaient été enregistrées au Svalbard mais aussi dans l'Arctique (Fig. 133), (Cullather *et al.* 2016). Cet événement particulier aurait



pour origine un vortex polaire hautement perturbé favorisant l'entrée d'un courant-jet proche du pôle (Binder *et al.* 2017). Avec lui, ce courant-jet a apporté de la chaleur mais aussi d'intenses précipitations. La combinaison de chaleur et de précipitations a été très néfaste pour le manteau neigeux de l'Austre Lovénbreen

Figure 133 : (a) Anomalies de températures observées à 2 m pour les mois de DJF 2015-16 issues des données de réanalyse MERRA-2 produites par la NASA et (b) anomalies d'eau précipitable pour les mois de DJF 2015-16 (par rapport à la période 2002-2015) détectées par la sonde AIRS (extrait de Cullather, 2016).

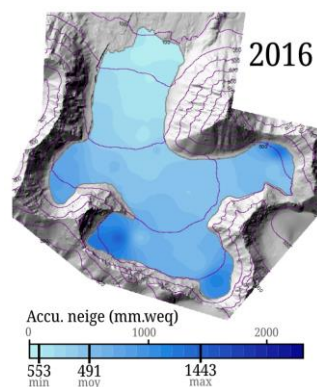


Figure 134 : Enneigement 2016

puisqu'il a subi un « lessivage » intense. En effet, près de 100 mm de pluie se sont abattus en l'espace de quatre jours (entre le 29 décembre et le 1^{er} janvier) au niveau de la langue glaciaire (Fig. 132). Le haut du glacier a certes été plutôt épargné mais il a tout de même été arrosé d'au moins 40 mm de pluie. Ces épisodes justifient l'apparition de la variable « précipitations hivernales » (RR_winter) dans le modèle. Les conséquences sur le manteau neigeux ont été catastrophiques, d'autant plus qu'il y a eu peu de chutes de neige par la suite ne permettant pas de compenser les grosses pertes de début janvier. À la fin de la saison hivernale, l'accumulation mesurée s'est avérée très faible (peu épaisse et peu dense) sur la quasi-

totalité du glacier (Fig. 134). Seul le cirque H24 semble avoir été quelque peu préservé. Cela provient certainement de sa position en altitude qui lui a permis d'être moins soumis aux précipitations intenses de fin décembre (< 40 mm de pluie). Les températures étant rapidement redevenues négatives, de la glace de surimposition s'est très probablement créée dans le fond des cirques justifiant ainsi les densités élevées, similaires à une année « moyenne », alors que les épaisseurs de neige mesurées sont moindres (Fig. 135). Le faible gradient altitudinal de l'accumulation de neige hivernale expliquerait pourquoi cette variable ne ressort pas dans la modélisation explicative.

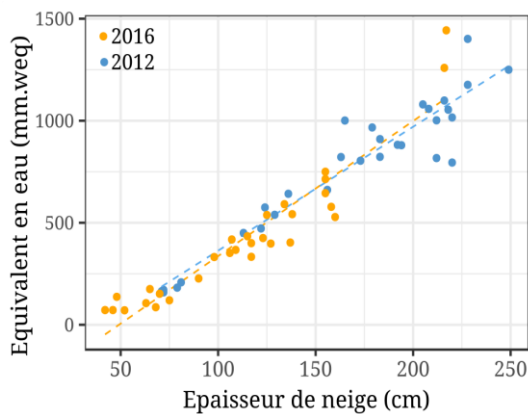


Figure 135 : Comparaison de l'épaisseur du manteau neigeux avec son équivalent en eau en 2012 (année d'enneigement moyen) et 2016 (année faiblement enneigée). Les équivalents eau et épaisseurs de neige en 2016 sont très inférieures à une année « moyenne » hormis pour H24. L'exception de H24 pourrait s'expliquer par la présence de glace de surimposition.

Les conditions neigeuses de l'hiver ont aussi des répercussions sur la durabilité du manteau neigeux lors de la saison de fonte. La couverture protectrice du glacier a très peu duré dans le temps. 2013 est une année record quant à sa faible durée sur l'ensemble du glacier (le 16 août, la totalité du glacier était nu – cf. chap. 4 - 3.4.2). En 2016, la glace au front du glacier est apparue dès le 6 juin, soit deux semaines plus précocement qu'en 2013. Il en est de même de la langue glaciaire nue à partir du 1^{er} juillet. Le 20 juillet, la quasi-totalité du glacier était sans protection neigeuse. Seuls les fonds des cirques H18, H24 et H30 sont restés recouverts de neige jusqu'à fin août. Ce retard de fonte est dû essentiellement à la glace de surimposition, créée lors de l'épisode chaud de fin décembre, qui a été plus longue à fondre que la neige. La fonte dans ces cirques a donc été plus modérée que sur le reste du glacier. Le fort différentiel de fonte entre ces cirques et les zones bien plus soumises à la fonte de la glace explique sans doute l'apparition de cette variable (Sfpri_D) dans le modèle de référence de l'année 2016.

Les températures estivales n'apparaissent, quant à elle, pas dans le modèle explicatif du bilan de masse de l'année 2016. Les conditions thermiques ont été globalement chaudes mais de manière uniforme à la surface du glacier. Comme nous l'avons déjà expliqué pour d'autres années similaires, cette situation, bien qu'exceptionnelle, ne permet pas de discriminer de manière significative le bilan de masse de l'Austre Lovénbreen. Ces températures élevées cette saison-là ont accentué une situation déjà critique du glacier et contribuent aussi à expliquer le bilan de masse très faible enregistré. Il est important de considérer ces variables également. Le mois de mai de 2016 a été le plus chaud enregistré sur le glacier : -1°C

en moyenne alors que sur la période 2008-2017, les températures de mai se situent autour de -4°C . La fonte s'est donc activée très rapidement (Fig. 136) et permet ainsi d'expliquer en partie pourquoi le front du glacier laissait apparaître de la glace vive dès début juin. Par la suite, les mois de juin et juillet ont été particulièrement chauds. Les températures de juillet ont été les plus fortes enregistrées depuis le début des mesures sur le glacier en 2007 soit 5°C en moyenne.

La combinaison de l'ensemble de ces facteurs, accentuée par un épisode doux et pluvieux très exceptionnel en plein cœur de l'hiver, est sans aucun doute à l'origine d'un bilan de masse de l'Austre Lovénbreen plus négatif que la moyenne (Fig. 137).

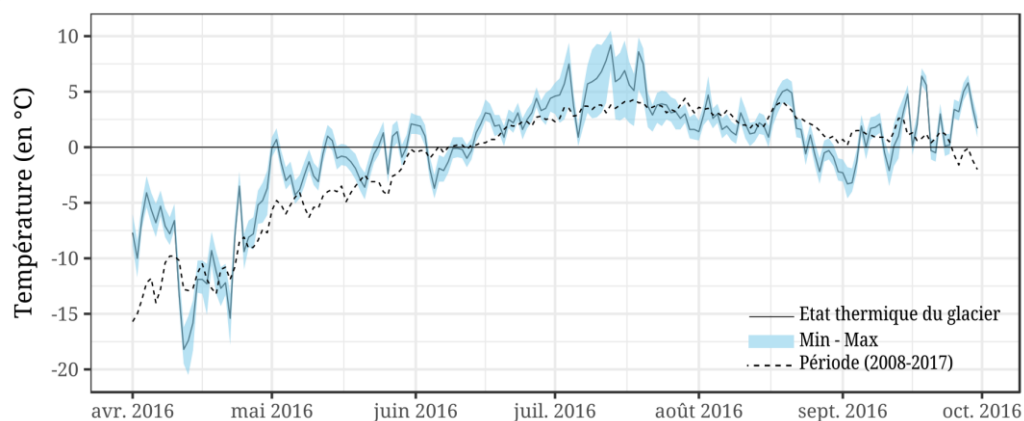


Figure 136 : Variations de températures au cours de la période de fonte en 2016. Les mois de mai et de juillet ont été exceptionnellement chauds.

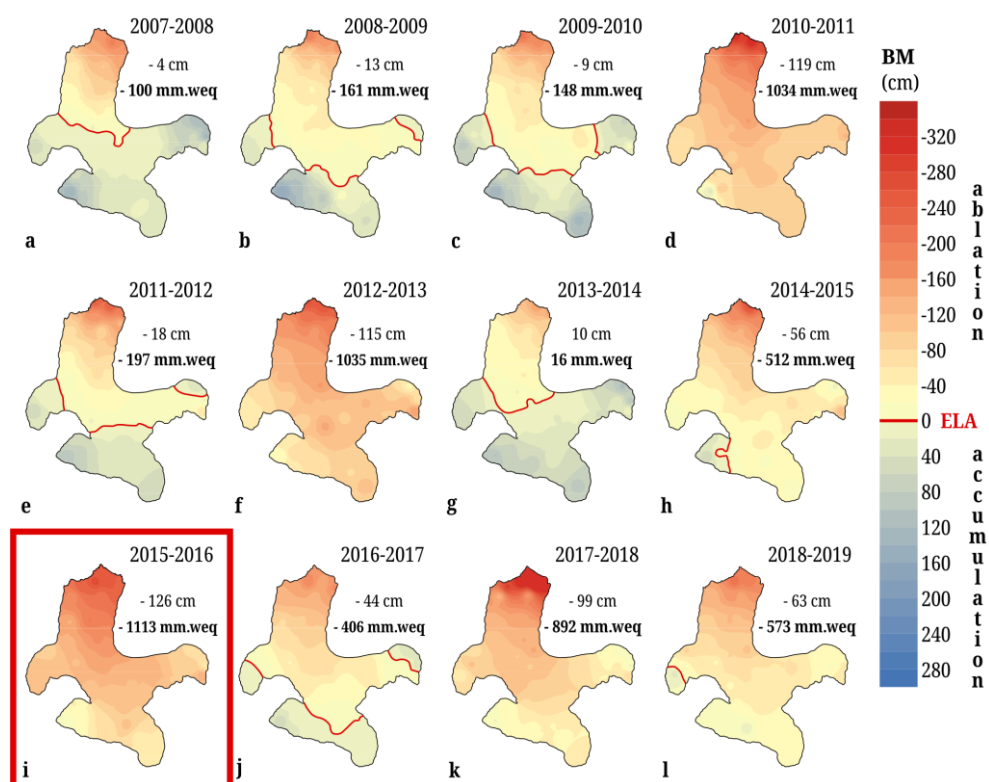


Figure 137 : Le bilan de masse de 2016 était le plus négatif enregistré depuis 2008 sur l'Austre Lovénbreen

3.4.4. Conclusion

Les années 2011, 2013 et 2016 sont toutes caractérisées par un bilan de masse de l'Austre Lovénbreen très négatif ($B_a < -1\ 000\ \text{mm.weq}$).

Les années 2011 et 2013 présentent un profil nivo-météorologique très similaire. En effet, ces deux années sont marquées par un hiver rude, aux températures très froides (-15°C en moyenne). Ces conditions thermiques ont été très peu favorables à la mise en place d'un manteau neigeux robuste car les précipitations neigeuses se sont faites rares ou en maigres quantités. C'est généralement les altitudes les plus élevées du glacier (au-delà de 350 m d'altitude) qui pâtissent le plus de ces conditions car à la fin de l'hiver les densités de neige mesurées sont très inférieures à la période 2008-2017. Le front quant à lui connaît en 2011 et 2013 un enneigement certes faible mais similaire aux autres années. Cette variable d'enneigement hivernal apparaît grâce à la modélisation comme essentiellement explicative des bilans de masse très négatifs mesurés.

Ces bilans de masse ne seraient toutefois pas aussi déficitaires si, au faible enneigement hivernal, il ne s'ajoutait pas aussi des conditions thermiques estivales très peu favorables. En effet, à la faveur de températures positives tôt dans la saison (dès le mois de mai en 2011 par exemple), le manteau neigeux se dégrade rapidement jusqu'à laisser apparaître de la glace vive parfois trois semaines plus tôt que lors des années « moyennes ». Les températures estivales sont ensuite importantes en 2011, 2013 et 2016 et expliquent grandement les bilans de masse négatifs ces années-là. La non-identification de ces variables de température par la modélisation s'explique avant tout par le fait que la totalité du glacier est concerné par cet état thermique. La différence de température entre le haut et le bas du glacier n'est pas suffisamment significative pour expliquer la variabilité spatiale des bilans de masse ponctuels mesurés sur l'Austre Lovénbreen. Enfin, des événements exceptionnels comme durant l'hiver 2016 peuvent aussi être à l'origine de bilans de masse très dégradés.

Néanmoins, les températures exceptionnellement élevées en 2011, 2013 et 2016 ont sans aucun doute fait la différence entre un bilan de masse « moyen » et un bilan de masse « très négatif ». En effet, le faible enneigement ne suffit semble-t-il pas à expliquer des bilans de masse très négatifs.

4. 10 ans de bilan de masse dans le contexte d'un demi-siècle d'observations

Dans l'étude que nous venons de réaliser, nous avons identifié à partir de 2011 une variabilité de plus en plus importante des valeurs de bilan de masse de l'Austre Lovénbreen. Une rupture du rythme de fonte a d'ailleurs été détectée en 2013. Les

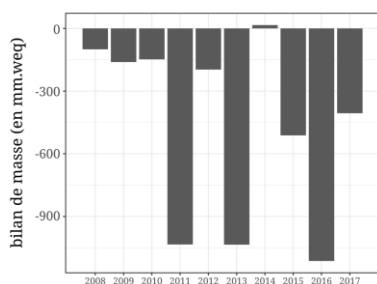


Figure 138 : Bilans de masse de l'Austre Lovénbreen entre 2008 et 2017.

bilans de masse de 2011, 2013 et 2016 semblent très exceptionnellement négatifs par rapport aux 10 autres années étudiées. En effet, il semblerait qu'à partir de 2013, le glacier ait perdu de plus en plus rapidement de la glace alors que lors des premières années d'études, le bilan de masse était proche de l'équilibre (Fig. 138).

Face à ce constat, nous nous sommes interrogée sur la fenêtre temporelle utilisée dans cette étude qui est finalement plutôt courte sachant que certains glaciers du Svalbard sont étudiés depuis les années 1960. Est-ce qu'une accélération récente de la fonte est aussi observée pour d'autres glaciers ? Est-ce qu'un bilan de masse proche de -1 000 mm.w.eq est très exceptionnel et peut-être considéré comme « catastrophique » ?

Grâce à des données disponibles pour d'autres glaciers similaires à l'Austre Lovénbreen, nous avons pu remettre ces 10 années de bilan de masse dans un contexte temporel plus large d'environ 60 ans.

4.1. Données et méthodes

Les données de bilan de masse concernant le glacier Austre Lovén n'étant disponible que depuis 2008, nous avons dû reconstituer une série temporelle de bilans de masse à partir de 1970 afin d'avoir un panorama large. Pour cela, nous

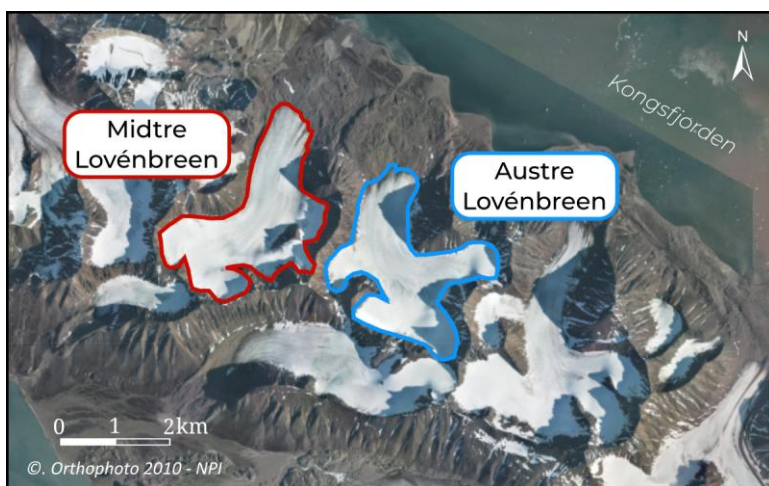


Figure 139 : Localisation du Midtre Lovénbreen

avons utilisé les données du Midtre Lovénbreen, glacier voisin et très similaire à l'Austre Lovénbreen. Tous deux ont des caractéristiques très communes : petit glacier de type alpin et polythermal (Fig. 139). Le Midtre Lovénbreen fait l'objet d'un suivi glaciologique depuis 1969 par l'Institut Polaire Norvégien. Les données de bilans de masse sont disponibles sur le site web du WGMS.

L'objectif a été ici d'extrapoler les données du Midtre Lovénbreen (ML) à l'Austre Lovénbreen (AL). Cette extrapolation est basée sur une régression linéaire des données communes de 2008 à 2017 (Equation 24).

$$B_{a(AL)} = 1,004 \cdot B_{a(ML)} - 16,25 \quad (24)$$

La corrélation entre les bilans de masse des deux glaciers est très forte : $R^2 = 0,97$ (Fig. 140).

Afin d'essayer, ici aussi, de comprendre les facteurs explicatifs de ces 60 années de bilan de masse, nous avons également utilisé les données nivométrologiques de la station de référence de Ny-Ålesund qui est active depuis 1960 et localisée à seulement 6 km des glaciers considérés.

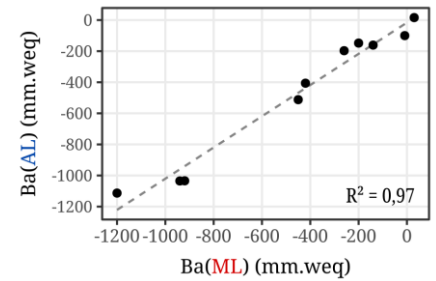


Figure 140 : Corrélation entre les bilans de masse du Midtre Lovénbreen et de l'Austre Lovénbreen (2008-2017).

4.2. Résultats et discussion

4.2.1. L'importance d'élargir la fenêtre temporelle d'étude.

Lorsque l'on observe la totalité de la série de bilans de masse reconstitués (Fig. 141) sur 60 ans de l'Austre Lovénbreen, on se rend compte qu'il y a finalement déjà eu beaucoup d'autres bilans très négatifs (signalés par des flèches rouges dans la figure). De même il a existé d'autres bilans de masse positifs bien que leur occurrence soit quand même plus rare (trois en 60 ans). Cette mise en perspective des bilans de masse nous permet donc de modérer la valeur ou l'importance des bilans les plus négatifs mesurés ces dernières années (2011, 2013 et 2016). Bien que ce soient les plus importants enregistrés, ils ne sont finalement pas si exceptionnels lorsque l'on élargit la fenêtre temporelle.

Cependant, une augmentation de la fréquence de ces épisodes de fonte importante de l'Austre Lovénbreen est observée. Ce constat est vérifié par un test de Pettitt qui identifie une rupture en 2001, date à partir de laquelle il y a eu une modification significative de la moyenne des bilans de masse (Fig. 141). Entre

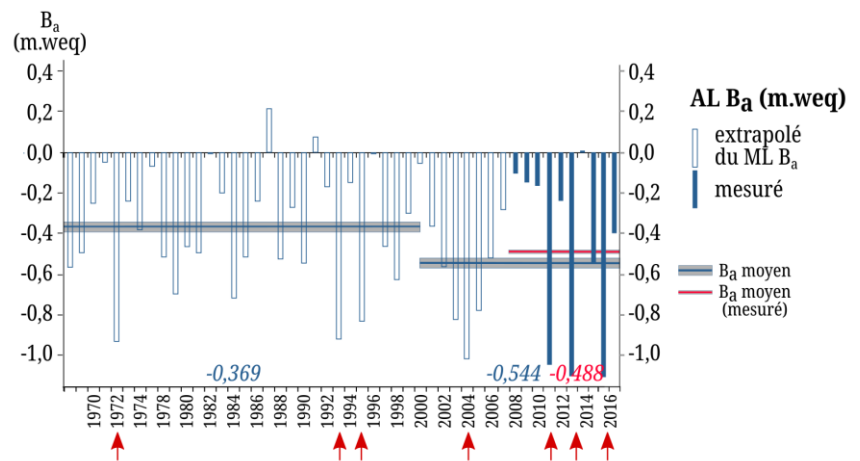


Figure 141 : Bilans de masse de l'Austre Lovénbreen reconstitués à partir des mesures faites par le NPI sur le Midtre Lovénbreen (Schiavone & Griselin 2018)

1970 et 2001, la perte annuelle moyenne en glace de l'Austre Lovénbreen était de 369 mm.weq tandis qu'après cette date, la fonte s'est accentuée atteignant une moyenne de 544 mm.weq sur la période 2002-2017. Par ailleurs, il est important de noter que la fonte moyenne sur cette dernière période 2002-2017 est là aussi plus importante que sur la période effective des mesures 2008-2017 (488 mm.weq) prises en compte dans la présente thèse. Bien que les bilans de masse les plus négatifs aient été enregistrés ces 10 dernières années, la fonte du glacier ne s'avère

finaleme nt pas si exceptionnelle et accentuée lorsque l'on élargit la fenê tre temporelle.

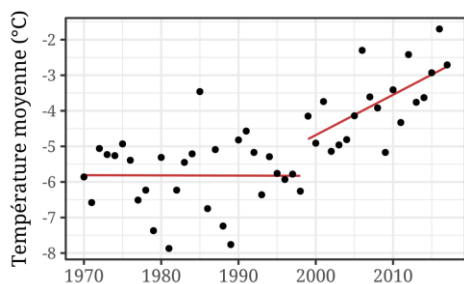
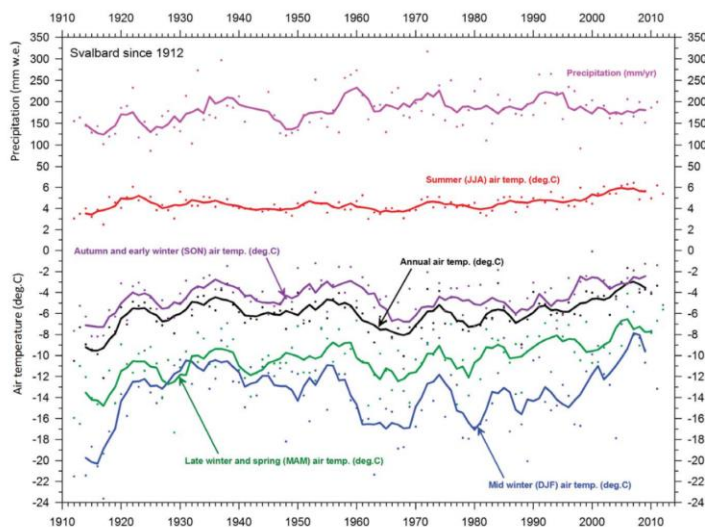


Figure 142 : Fluctuations de la température moyenne enregistrée à Ny-Ålesund. Une rupture franche est visible entre 1998 et 1999.

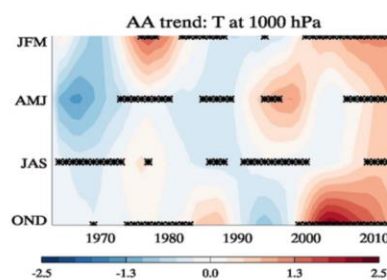
La rupture identifiée en 2001 à propos des bilans de masse intervient seulement 3 ans après une rupture dans les données de température de l'air de Ny-Ålesund. La rupture de 1998 dans la série de température est très franche (Fig. 142). À partir de cette date, on remarque une augmentation significative et continue de la température annuelle dans la région alors qu'elle était globalement stable depuis 1970. Cela concorde avec le contexte de changement climatique et d'amplification Arctique (*Arctic amplification*

en anglais et abrégé AA) mis en évidence dans les années 1990. Cela concorde notamment avec un déclin important de la taille de la banquise. Bien que les températures de toutes les saisons aient augmenté, ce sont les températures des mois d'hiver qui ont connu la plus forte hausse à partir de la fin des années 1990, et ce pour la première fois depuis les enregistrements météorologiques systématiques initiés autour de 1910 (Fig. 143), (Christiansen *et al.* 2013 ; Francis & Vavrus 2015). Cette tendance est donc visible à l'échelle des enregistrements de Ny-Ålesund et du bilan de masse de l'Austre Lovénbreen.

a. Evolution des temp. à Longyearbyen



b. Amplification arctique et saisonnalité



différences d'anomalies de température (par rapport à la période 1948-2013) entre les latitudes arctiques (70-90°N) et les moyennes latitudes (30-60°N).

Figure 143 : Evolution des conditions climatiques saisonnières en Arctique. (a) à Longyearbyen au Svalbard (Christiansen, 2013) et (b) dans l'Arctique (Francis, 2015).

4.2.2. Effet protecteur du manteau neigeux ?

L'une des conclusions de ce travail de thèse sur la période 2008-2017 est l'importance de la neige hivernale dans l'explication du bilan de masse de l'Austre Lovénbreen. En effet, plus le manteau neigeux est épais et dense, plus l'effet protecteur du glacier sera important.

Toutefois, lorsque l'on observe la figure 144, le bilan de masse estival semble peser de manière importante dans le bilan de masse annuel. Même si le bilan hivernal mesuré est excellent (donc l'accumulation de neige importante), les conditions thermiques voire pluvieuses de l'été peuvent très rapidement changer le bilan de masse annuel et le faire basculer dans des valeurs négatives.

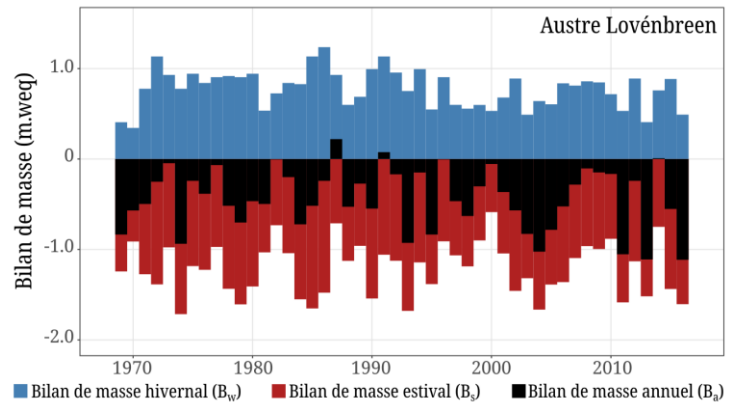


Figure 144 : Variabilité temporelle des bilans de masse estivaux, hivernaux et annuels de l'Austre Lovénbreen

Par exemple, l'hiver 1984-1985 a enregistré de très fortes valeurs d'enneigement et donc un bilan hivernal important (plus de 1 000 mm.weq). Or, ces valeurs record n'ont pas suffi à protéger suffisamment le glacier en été puisque le bilan de masse estival est l'un des plus fortement négatif enregistrés sur la période 1970-2017 (-1 500 mm.weq). Le bilan de masse résultant est quant à lui très négatif.

Ainsi, il nous a semblé intéressant d'identifier les facteurs influençant le bilan de masse annuel de l'Austre Lovénbreen mais cette fois-ci sur la totalité de la période 1970-2017. Sont-ils les mêmes que ceux identifiés sur la période 2008-2017 ? Les données utilisées ici sont celles de la station météorologique de référence de Ny-Ålesund.

4.2.3. Les variables explicatives du bilan de masse de l'Austre Lovénbreen sur la période 1970-2017.

Certaines variables testées dans cette partie ont été quelque peu adaptées car les données disponibles étaient celles fournies et déjà agrégées par le NPI via la plateforme *seklima.met.no*. Nous avons toutefois tenté de rester le plus fidèle aux variables utilisées lors de la période 2008-2017 afin d'avoir une base commune de comparaison.

Ainsi, les variables thermiques sont les suivantes :

- les pics de chaleurs qui correspondent au nombre de jours dans l'année où la température moyenne était supérieure à 6°C⁵,
- les degrés-jours de fonte (cumul des températures > 0°C),
- les degrés-jours de gel (cumul des températures < 0°C),
- la température moyenne des mois de mai, juin, juillet, août et septembre.

Les variables de précipitations utilisées sont :

- le cumul des précipitations liquides automnales,
- le cumul des précipitations liquides hivernales,
- le cumul des précipitations liquides estivales.

Les variables d'enneigement considérées dans ce travail concernent :

- l'accumulation de neige hivernale,
- les précipitations neigeuses estivales.

Chacune de ces variables est considérée comme potentiellement explicatives du bilan de masse de l'Austre Lovénbreen (entre 1970 et 2017). Une analyse des

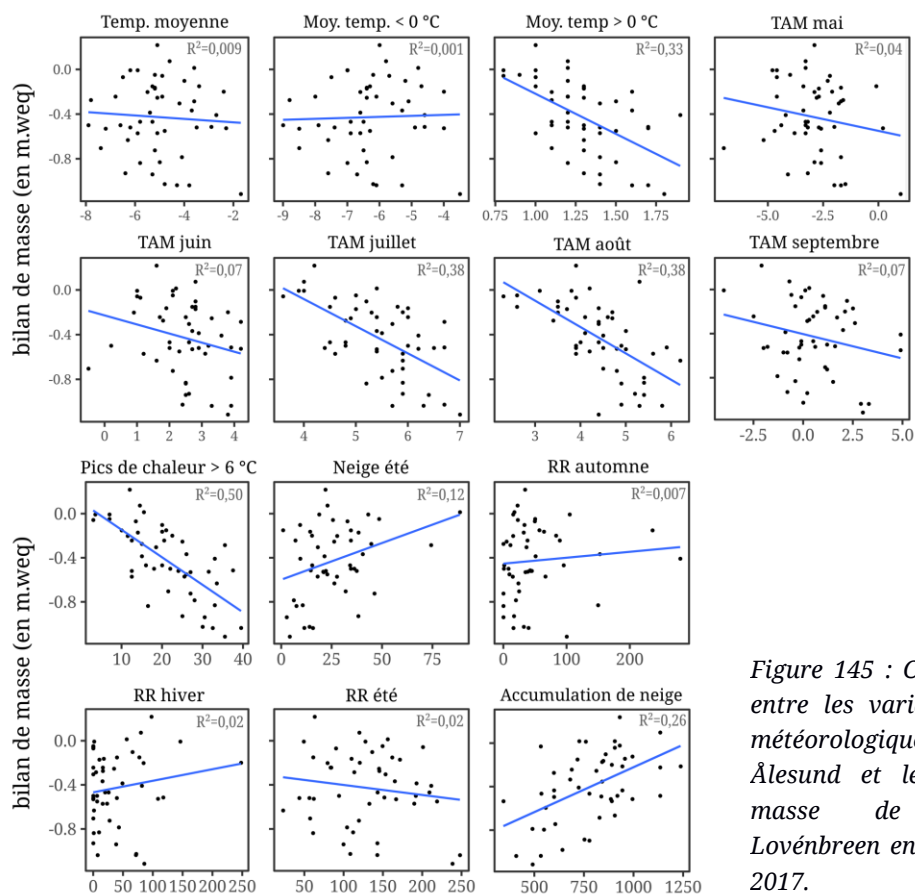


Figure 145 : Corrélations entre les variables nivométéorologiques de Ny-Ålesund et le bilan de masse de l'Austre Lovénbreen entre 1970 et 2017.

⁵ La valeur de 6°C a été prise ici car il s'agit des mesures prises à Ny-Ålesund soit à 8 m d'altitude. Or le glacier se trouve entre 300 et 550 m d'altitude. Ainsi, on parvient (avec un gradient altitudinal) aux 3°C pris en compte au niveau des capteurs du glacier.

corrélations (Fig. 145) entre le bilan de masse et chaque variable explicative nous permet de tirer d'intéressantes conclusions sur la période. Il ne s'agit toutefois pas de corrélations extrêmement élevées mais elles sont déjà très satisfaisantes compte tenu de la grande variabilité des variables météo-nivologiques qui sont dépendantes de nombreux autres facteurs macro-scalaires (circulations atmosphériques, cellules, etc...) importants sur cette échelle temporelle.

Le premier facteur qui semble avoir un rôle important dans l'explication des bilans de masse de l'Austre Lovénbreen entre 1970 et 2017 correspond aux pics de chaleurs ($R^2 = 0,50$). Viennent ensuite les températures moyennes des mois de juillet et août ($R^2 = 0,38$) et enfin les degrés-jours positifs ($R^2 = 0,33$). Visiblement, les températures estivales sont un facteur essentiel dans l'explication des bilans de masse successifs. Plus les températures sont élevées, plus la fonte du glacier est forte. Ce constat est en phase avec celui fait précédemment à propos de la corrélation plus forte du bilan de masse annuel avec le bilan de masse estival qu'hivernal. En effet, à l'échelle temporelle longue, l'accumulation hivernale joue certes un rôle significatif ($R^2 = 0,26$) mais ne semble pas jouer un rôle aussi fondamental que ces dernières années (2008-2017) ($R^2 = 0,70$). Il y a certainement un lien avec l'augmentation des températures hivernales observée depuis les années 2000 et la diminution de

l'accumulation neigeuse (Fig. 143 et 146). Les températures hivernales qui ont petit à petit augmenté auraient pu se traduire par une augmentation des chutes de neige. Or il semblerait que ces températures hivernales plus douces aient plutôt contribué à l'augmentation des précipitations pluvieuses sans se traduire pour l'instant par une augmentation de l'épaisseur du manteau neigeux. Paradoxalement, ces dernières

années, ce sont parfois les hivers les plus froids qui ont déterminé fortement les bilans de masse les plus négatifs comme cela a été le cas en 2011 et 2013. Nous nous trouvons peut-être actuellement dans une période de transition où l'augmentation potentielle des précipitations neigeuses d'hiver n'est pas encore intervenue, ou s'est exprimée sous forme de précipitations pluvieuses hivernales, alors que les étés de plus en plus chauds impactent déjà fortement le bilan de masse du glacier Austre Lovén.

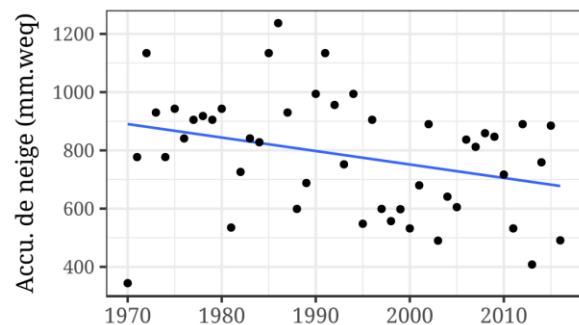


Figure 146 : Evolution de l'accumulation neigeuse sur le glacier de l'Austre Lovénbreen (donnée reconstituée à partir des mesures du NPI sur le Midtre Lovénbreen voisin).

Conclusion du chapitre 4

Le glacier Austre Lovén est en recul sur les douze années de bilan de masse mesuré. Son rythme de fonte est fluctuant d'une année sur l'autre en fonction des conditions nivo-météorologiques locales. D'une manière générale, il semble y avoir une accélération depuis 2011 avec notamment un enchaînement de bilans de masse très négatifs (2011, 2013 et 2016). Bien que le bilan de masse de 2014 soit légèrement positif, le glacier perd de la glace sur la quasi-totalité de sa surface chaque année.

L'objectif de ces analyses était notamment de comprendre quelles sont les conditions nivo-météorologiques qui influencent le plus le bilan de masse du glacier sur la période 2008-2017 mais aussi pour chaque année en particulier. Nous nous sommes interrogée sur l'existence d'un facteur explicatif dominant ou sur le fait que le bilan de masse annuel résultait davantage d'une combinaison de facteurs. L'influence de ces facteurs est-elle la même sur toute la période ou bien y a-t-il des distinctions entre les différents bilans de masse mesurés (bilans « normaux », positifs ou très négatifs) ?

Pour cela, nous avons choisi une méthode peu utilisée dans la littérature qui s'appuie notamment sur la modélisation explicative. Grâce à un outil calibré et perfectionné au fil du temps, nous avons pu qualifier et quantifier l'influence de quinze variables nivo-météorologiques caractérisant les conditions et variations climatiques du glacier Austre Lovén à très fine échelle spatio-temporelle.

Finalement, alors que nous pensions parvenir à identifier un facteur prépondérant chaque année, le bilan de masse annuel s'avère être la résultante de multiples facteurs. Certes, le rôle capital de l'enneigement hivernal a été souvent mis en exergue mais il s'avère largement conditionné par les autres variables de température et de précipitations en hiver comme en été. Un manteau neigeux conséquent, froid et robuste peut rapidement être mis à mal avant la fin de l'hiver en cas de redoux exceptionnel à l'image de l'année 2016. De même des conditions extrêmes en été (températures élevées et pluies) dégradent rapidement le manteau neigeux puis la glace de glacier.

Outre la combinaison de facteurs, nous nous sommes aperçue que les dynamiques spatiales à l'échelle du glacier sont fondamentales. Bien que nous n'ayons pas fait initialement d'étude spatialisée des bilans de masse ponctuels, les résultats de la modélisation nous ont rapidement incitée à nous intéresser aux spécificités nivo-météorologiques des différentes zones du glacier.

La modélisation cherchant à discriminer ces bilans de masse ponctuels pour expliquer les différences entre un bilan positif et l'autre négatif par exemple a souvent permis de mettre en évidence des dynamiques spatiales distinctes entre le front du glacier et les zones d'altitudes notamment. Il semble exister une forte dichotomie entre le front de l'Austre Lovénbreen systématiquement en ablation et les cirques d'altitude qui sont généralement en accumulation.

Pour chaque facteur nivo-météorologique identifié par le modèle, les caractéristiques (les valeurs) sont finalement très opposées entre le bas et le haut du glacier lorsque le bilan de masse annuel résultant est considéré comme « moyen ».

Lorsque le bilan de masse annuel de l'Austre Lovénbreen est très négatif (en 2011, 2013 et 2016), il s'avère que les conditions d'enneigement et de températures étaient bien plus dégradées que d'habitude en altitude alors qu'elles étaient assez similaires dans la zone frontale du glacier. Ces années-là, le glacier est en récession sur la totalité de sa superficie.

Enfin, le bilan de masse positif de 2014 est le fruit de conditions d'enneigement et de températures estivales exceptionnelles aux altitudes les plus basses du glacier alors qu'elles étaient assez similaires dans les cirques.

La spatialisation des dynamiques du glacier Austre Lovén en terme de bilan de masse serait sans aucun doute à approfondir. Il serait certainement possible d'identifier les facteurs les plus influents sur la totalité de la période mais cette fois-ci en fonction des zones du glacier comme le front ou la langue glaciaire, la zone centrale de convergence et les cirques d'altitude. Chaque espace a ses propres dynamiques et il pourrait être intéressant de tenir davantage compte des effets de site (au vent / sous le vent, ensoleillement, pente ...).

Les conclusions de ce travail repositionnées dans un contexte temporel plus large nous ont permis de nuancer le poids des bilans de masse très négatifs. Certes, leur fréquence a augmenté en 60 ans mais il y a toujours eu des années aux conditions très néfastes pour le glacier. Cependant, l'influence de l'enneigement hivernal sur le bilan de masse, que nous avons largement identifié à l'échelle des dix années considérées dans cette thèse, s'est amplifiée récemment notamment pour expliquer les bilans de masse très négatifs. Il serait également intéressant d'approfondir l'étude du bilan de masse à cette échelle.

Influence de la topographie sur la distribution de neige dans les versants et contribution au bilan hydrologique

La structure de ce chapitre pourra apparaître différente du reste de la thèse car il est directement issu d'un article qui sera prochainement soumis.

Introduction

La distribution de la neige a été au cœur de nombreuses études ces dernières années car elle fournit une information précieuse pour comprendre de nombreux processus environnementaux qui se produisent dans les régions de montagnes et polaires. La variabilité spatio-temporelle de cette distribution est très importante pour l'amélioration des modèles de fonte des neiges et les prévisions globales de ruissellement et d'inondations (Anderton *et al.* 2004 ; Revuelto *et al.* 2014). Une connaissance fine de la distribution du manteau neigeux et de ses dynamiques est également essentielle pour la prévision des avalanches (Lehning M. *et al.* 2008 ; Grünewald *et al.* 2014 ; Revuelto *et al.* 2014 ; Prokop *et al.* 2008), le bilan de masse des glaciers (Copland 1998) ou la croissance de la végétation.

De nombreux travaux ont été menés sur la variabilité spatiale de l'épaisseur du manteau neigeux (snow depth en anglais, abrégé SD) et de son équivalent en eau (snow water equivalent en anglais, abrégé SWE). Il est central de comprendre comment ces paramètres sont influencés par des facteurs topographiques tels que la pente, l'altitude, l'aspect ou la courbure des versants (Anderton *et al.* 2004 ; Copland 1998 ; Balk & Elder 2000 ; Chang & Li 2000 ; Elder *et al.* 1991 ; Farinotti *et al.* 2010 ; Grünewald *et al.* 2014 ; Jost *et al.* 2007 ; Erickson *et al.* 2005 ; McCreight *et al.* 2014 ; Cristea *et al.* 2017). Le rayonnement solaire et le vent par leur effet sur le transport et les dépôts de neige ont également été étudiés en détail (Grünewald *et al.* 2014 ; Mott *et al.* 2010). De nombreuses analyses statistiques bivariées (corrélations) et multivariées (régressions, arbres de décision...) ont été effectuées afin d'évaluer l'importance relative de chacune de ces variables dans la distribution de la neige (Anderton *et al.* 2004 ; Copland 1998 ; Balk & Elder 2000 ; Bavera & De

Michele 2009 ; Farinotti *et al.* 2010 ; Jost *et al.* 2007 ; McCreight *et al.* 2014 ; Revuelto *et al.* 2014).

La plupart des études ont été réalisées avec une résolution grossière (environ 100 m). Avec de nouvelles techniques d'acquisition, des études récentes ont atteint des échelles fines jusqu'à une résolution de 1 m. Pendant longtemps, l'acquisition manuelle des épaisseurs (par sondage) ou des densités de neige le long de transects a été la technique privilégiée avant d'extrapoler les données sur l'ensemble du bassin versant d'intérêt (Anderton *et al.* 2004 ; Balk & Elder 2000 ; Chang & Li 2000 ; Jost *et al.* 2007). L'imagerie satellitaire, le GPR ou d'autres données ponctuelles sur la neige ne permettent en revanche pas des études à haute résolution spatiale (Bavera & De Michele 2009). Outre l'utilisation marginale de la photographie automatique (time-lapse photography en anglais), (Farinotti *et al.* 2010) ou de la photogrammétrie aérienne (Bernard *et al.* 2017), le LiDAR (ou *Terrestrial Laser Scanning*, abrégé TLS) est l'un des appareils les plus largement utilisés pour acquérir des données de haute qualité sur l'épaisseur du manteau neigeux (Bühler *et al.* 2015, Grünewald *et al.* 2014, Revuelto *et al.* 2014, Prokop 2008). Selon Prokop (2009), le TLS est un outil de mesure plus précis que le sondage manuel ou la tachymétrie. De nombreux articles scientifiques appliqués à l'étude de la neige ont récemment été publiés à propos du protocole de mesure et de la qualité des données acquises par TLS (Deems *et al.* 2013 ; Prokop *et al.* 2015). Le TLS est souvent préféré au LiDAR aérien car il est plus économique et plus facilement adaptable à la zone d'intérêt (Grünewald *et al.* 2014).

Même si cette technique par TLS est prometteuse et a prouvé son efficacité dans des régions montagneuses comme les Alpes ou les Pyrénées, en Europe et dans les Rocheuses en Amérique, elle n'a que très rarement été utilisée pour une étude à haute résolution spatiale de l'épaisseur du manteau neigeux au Svalbard. Dans ce travail, nous nous sommes notamment concentrée sur les propriétés topographiques en les élargissant à des caractéristiques rarement étudiées comme l'ouverture topographique (*topographic openness* en anglais) ou la rugosité des versants. Plusieurs campagnes de mesures printanières et estivales ont été réalisées par les chercheurs de l'ANR PRISM afin d'acquérir des jeux de données à haute résolution spatiale de la topographie et de la distribution de l'épaisseur de neige dans les versants du bassin de l'Austre Lovénbreen. La répartition de la neige sur la moraine et le glacier Austre Lovén ayant été bien observée jusqu'à présent, nous avons choisi de nous intéresser ici aux pentes (Marlin *et al.* 2017, Bernard *et al.* 2013, Bernard *et al.* 2021).

Après un important travail de géoréférencement des données TLS à haute résolution, nous avons tout d'abord cherché à quantifier et qualifier la distribution de neige dans les versants. À l'aide de la modélisation explicative, nous nous sommes interrogée sur les variables topographiques de contrôle de la répartition du manteau neigeux dans ces pentes. Ce travail a été réalisé pour deux années à

l'enneigement distinct : 2013, année à faible enneigement (bilan de masse de l'Austre Lovénbreen très négatif, $Ba = -1\,035$ mm.weq) et 2014, année à fort enneigement (bilan de masse positif, $Ba = +16$ mm.weq). Il nous a donc semblé également intéressant de voir si les variables topographiques contribuant à expliquer la distribution de neige dans les versants étaient identiques ces deux années.

Enfin, les versants qui représentent 34 % de la surface du bassin versant de l'Austre Lovénbreen semblent être des stocks importants de neige et donc d'eau. Nous terminerons ce travail de thèse en estimant la contribution de ces versants au bilan nivo-glaciologique du bassin dans sa totalité. La contribution des versants au bilan est-elle proportionnelle à sa surface (34%) ? Qu'en est-il comparé aux contributions des autres espaces du bassin versant, à savoir glacier et moraine ?

1. Des données à très haute résolution

1.1. Quatre versants de référence

Quatre versants dominant le glacier Austre Lovén ont été spécifiquement étudiés : le Haavimb sud, le Haavimb ouest, le versant est du Slaatto et les 2 Couloirs orientés nord (Fig. 147a).

Ces versants, déjà décrits dans les chapitres précédents (cf. chap. 2 - 2.3 et chap. 3 - 2.2), ont chacun des caractéristiques topographiques différentes, conduisant à des dynamiques locales distinctes. Plusieurs sont formés de pentes d'éboulis avec à leurs pieds de gros cônes de débris concaves un peu déformés dans le sens de l'écoulement du glacier. La plupart d'entre eux sont incisés par de profonds couloirs comme la face ouest du Haavimbjfellet, la face est du Slaattofjellet et le site des « 2 Couloirs » (Fig. 148a et 148b).

Les pentes exposées sud sont un deuxième type de morphologie que l'on retrouve dans le bassin de l'Austre Lovén. Ces versants sont dits structuraux avec des talus lisses comme la face sud du Haavimbjfellet (Fig. 148c). Des études antérieures par GPR ont montré que les parties inférieures des pentes sont remplies de glace recouverte de débris (Bernard *et al.* 2014). Ce reliquat de glace dans les versants s'est petit à petit déconnecté du glacier qui s'est retiré. La glace s'est progressivement recouverte de débris et a cessé de couler avec le glacier. Bien que morte, cette glace conditionne encore fortement la morphologie et la dynamique de ces bas de talus.

Enfin, des parois rocheuses très abruptes occupent le plus haut cirque (exemple du versant du Nobilefjellet). Ces versants sont composés de roches solides ne livrant presque pas de débris (Fig. 148d).

Les inclinaisons des pentes dans le bassin sont assez contrastées, mais la plupart d'entre elles sont supérieures à 30-35°, ce qui est favorable aux mouvements de

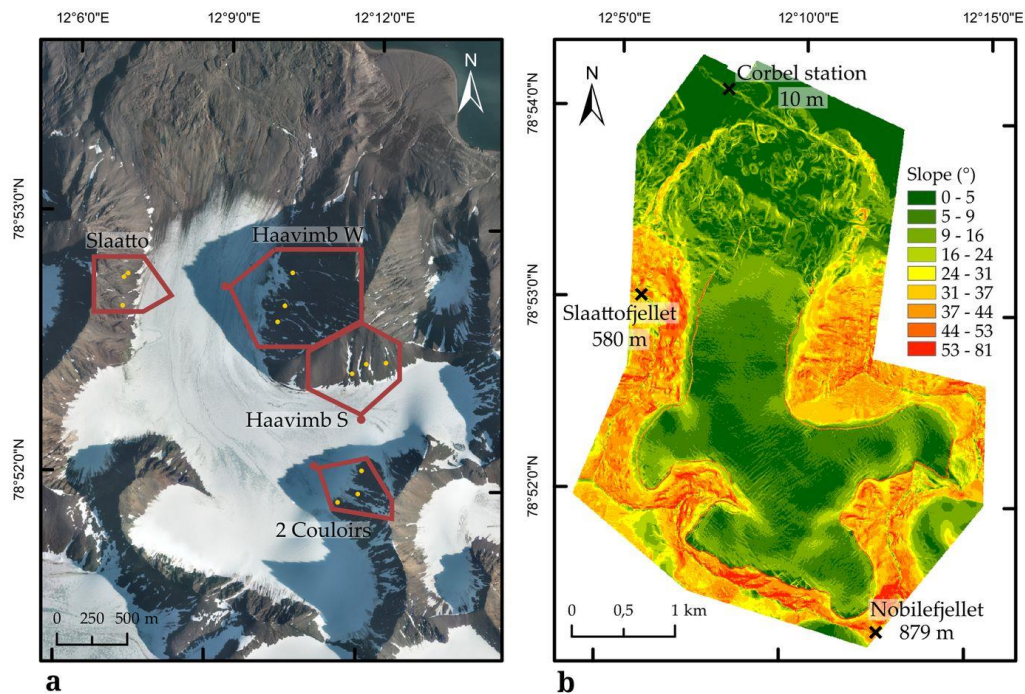


Figure 147 : Caractéristiques du site d'étude : (a) pentes du bassin versant de l'Austre Lovénbreen et indications d'altitude ; (b) orthophotographie du bassin versant et des quatre zones scannées : Slaatto, Haavimb ouest, Haavimb sud et 2 Couloirs.

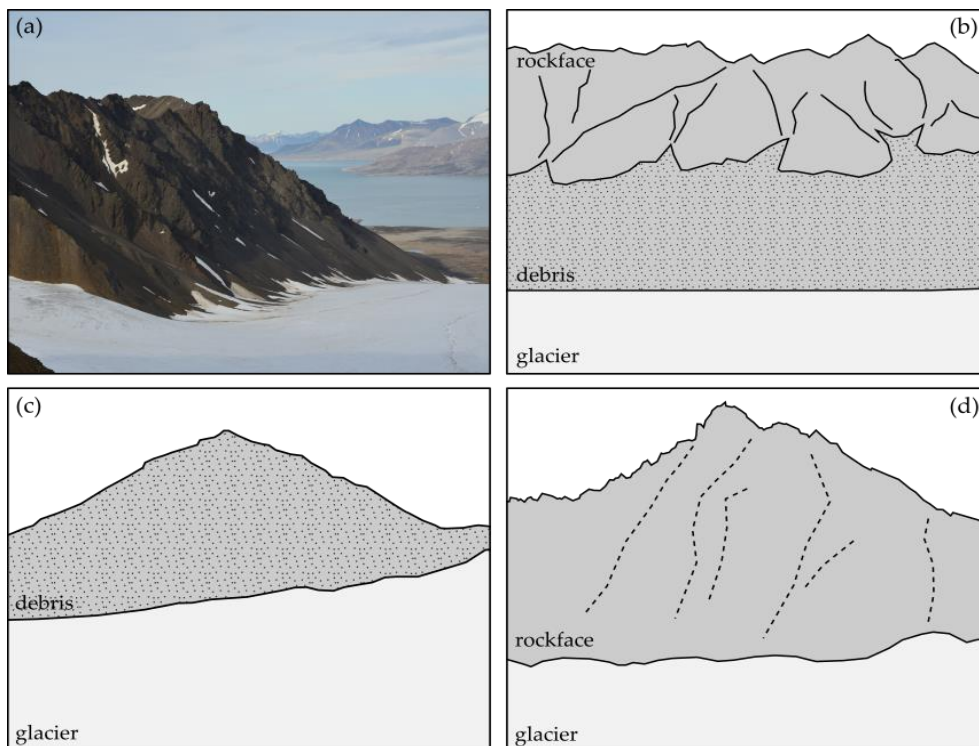


Figure 148 : Différents types de versants trouvés dans le bassin versant étudié : (a) Image du versant Slaatto orienté à l'est ; Croquis géomorphologiques du (b) talus d'éboulis incisés par un grand couloir (le Slaatto) ; de (c) pentes d'éboulis lisses orientées au sud ; et (d) des parois rocheuses abruptes.

penne comme les chutes de pierres, les glissements ou les avalanches (Fig. 147b), (Ancey *et al.* 1996 ; Brun *et al.* 1992) [34,35]. Les interactions entre les penne et le glacier ne sont pas négligeables.

1.2. Spécificités de l'acquisition des données LiDAR

La technologie de LiDAR terrestre ainsi que les modalités d'acquisition des données sont largement détaillées dans le chapitre 3 - 2. Dix campagnes de mesures ont été réalisées par les chercheurs de l'ANR PRISM entre 2012 et 2016. Les relevés ont été réalisés à la fin de la saison d'accumulation lorsque la neige est censée être à son maximum et en août lorsque la surface est libre de toute neige. À chaque campagne, les quatre penne ont été scannées (Fig. 147a) ; de plus, la totalité des versants du bassin a pu être enregistrée en août 2016. L'acquisition par TLS permet d'obtenir des données sous forme de nuages de points qu'il faut ensuite traiter (géoréférencer et valider notamment) avant qu'ils puissent être analysés (cf. chap. 3 - 2.2).

Sur la totalité des données, quatre acquisitions de printemps (avec neige, 2012 à 2015) et deux acquisitions d'été (sans neige, 2012 et 2013) étaient utilisables dans ce travail de thèse (cf. chap. 3 - 2.2.3). *In fine*, seules les années 2013 et 2014 ont pu être géoréférencées par nos soins car la qualité des autres acquisitions exploitables n'était pas suffisamment satisfaisante pour remplir les objectifs fixés (vastes zones d'ombres, absence de points d'amer...). La majeure partie de ce travail a donc été réalisée avec les acquisitions du 6-7 mai 2013 et du 22-23 avril 2014 lorsque l'épaisseur de neige était à son maximum supposé et une campagne d'acquisition estivale qui s'est déroulée du 5 au 12 août 2013. À cette donnée est venue s'ajouter récemment un MNT d'une résolution de 1 m englobant la totalité des versants. Il a pu être généré par des membres de l'ANR PRISM en agrégeant plusieurs acquisitions faites lors de l'été 2016.

L'étape suivante du géoréférencement des nuages de points est la plus cruciale pour obtenir des résultats précis. Cette étape a été très fastidieuse. Le TLS ne mesure pas directement l'épaisseur de la couche neigeuse mais la distance entre une surface ciblée et le scanner. Ainsi, les valeurs d'épaisseur de neige sont basées sur le calcul de la différence entre un MNT (sans neige) et un MNS (avec neige) d'une résolution de 0,50 m¹ (Deems *et al.* 2013). L'incertitude globale de l'épaisseur de neige estimée est d'environ 0,20 m. Cette valeur comprend l'incertitude provenant de l'enregistrement et celle de l'interpolation.

¹ Pour davantage de précisions sur le protocole de traitement des données TLS, se référer au chapitre 3 - 2.2.

2. Application de la modélisation explicative aux versants de l'Austre Lovénbreen

2.1. Les variables topographiques considérées

L'influence de la topographie sur la variabilité spatiale de l'épaisseur de neige est évaluée à travers cinq variables connues pour contrôler cette distribution (Fig. 150). Comme la variable à expliquer, chaque variable a été calculée pour chaque cellule de versant d'une résolution de 0,50 m à l'aide de la boîte à outils ArcGIS - *Spatial Analyst*.

- Il a été démontré que l'**altitude** (en mètres au-dessus du niveau de la mer) est un facteur important d'accumulation de neige en raison de son effet sur la température de l'air et les précipitations (Anderton *et al.* 2004 ; Jost *et al.* 2007). Plus l'altitude est importante plus les précipitations neigeuses, et donc la hauteur de neige, sont théoriquement importantes. Les valeurs de cette variable sont directement tirées de l'acquisition puisque chaque point enregistré dispose de coordonnées x,y et z (Fig. 150c).
- L'**orientation** a été transformée en huit valeurs (N, NE, E, SE, S, ...) à l'aide de l'outil *Aspect* d'ArcGIS. Chaque cellule dispose d'une valeur d'orientation (Fig. 150c).
- La **pen**te, exprimée en degrés, a un effet sur l'accumulation et la redistribution de la neige car elle affecte la stabilité de la couverture neigeuse (Anderton *et al.* 2004 ; Balk & Elder 2000). Ce paramètre a été calculé pour chaque cellule grâce à l'outil *Slope* d'ArcGIS (Fig. 150d).
- La **rugosité**, exprimée en mètres, est l'expression de la variabilité de la surface topographique étudiée. Grohmann *et al.* (2011) ont identifié l'écart-type de la pente (σ de la pente) comme la mesure la plus efficace de la rugosité de surface. Cette variable est plutôt simple à calculer et est facilement adaptable à des échelles fines comme dans cette étude (Fig. 150e). Les valeurs en chaque cellule ont été déterminées en utilisant la formule suivante à partir d'une fenêtre de calcul de 5 m :
$$\sigma \text{ de pente} = \text{pente moyenne} - \text{pente} / \text{amplitude de pente} ,$$
- L'**ouverture négative**, ou *negative openness* exprimée en degré, est définie comme le degré d'enclavement ou de domination d'un emplacement (une cellule dans notre cas) sur une surface irrégulière (Yokoyama 2002). Helfricht (2014) a montré qu'il s'agit d'un facteur non négligeable expliquant la distribution de la neige. Yokoyama a développé un outil ArcGIS appelé *Topographic Openness* qui peut être trouvé en ligne. Les valeurs calculées sont faibles lorsque la surface est convexe et donc que l'emplacement (la cellule) a une position enclavée et fortes lorsque cette surface est concave et donc que l'emplacement a une position plutôt dominante sur une crête (Fig. 149). Les valeurs d'ouverture négative dépendent également de la distance maximale *L* (*calculation radius*) considérée pour le calcul. Une faible

distance L résulte en une forte variabilité de l'ouverture négative alors qu'une distance de calcul L élevée mettra en valeur les creux et les crêtes principales du versant. Il nous a fallu trouver un juste milieu. Pour ce travail, le rayon de calcul choisi est de 10 m (Fig. 150f).

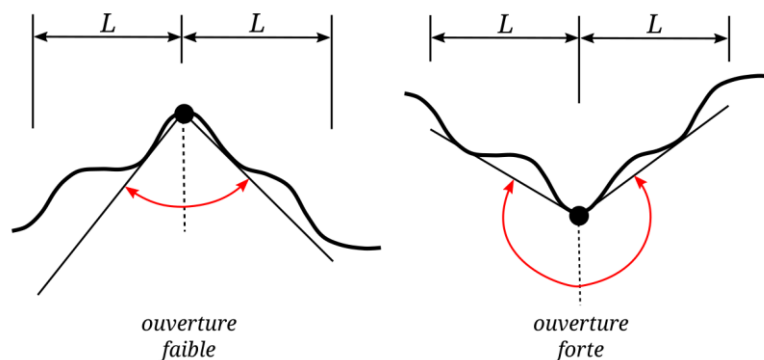


Figure 149 : Faible et fortes valeurs d'ouverture négative reflet de surfaces convexes et concaves. Le rayon de calcul L est aussi représenté (adapté de Yokoyama 2002)

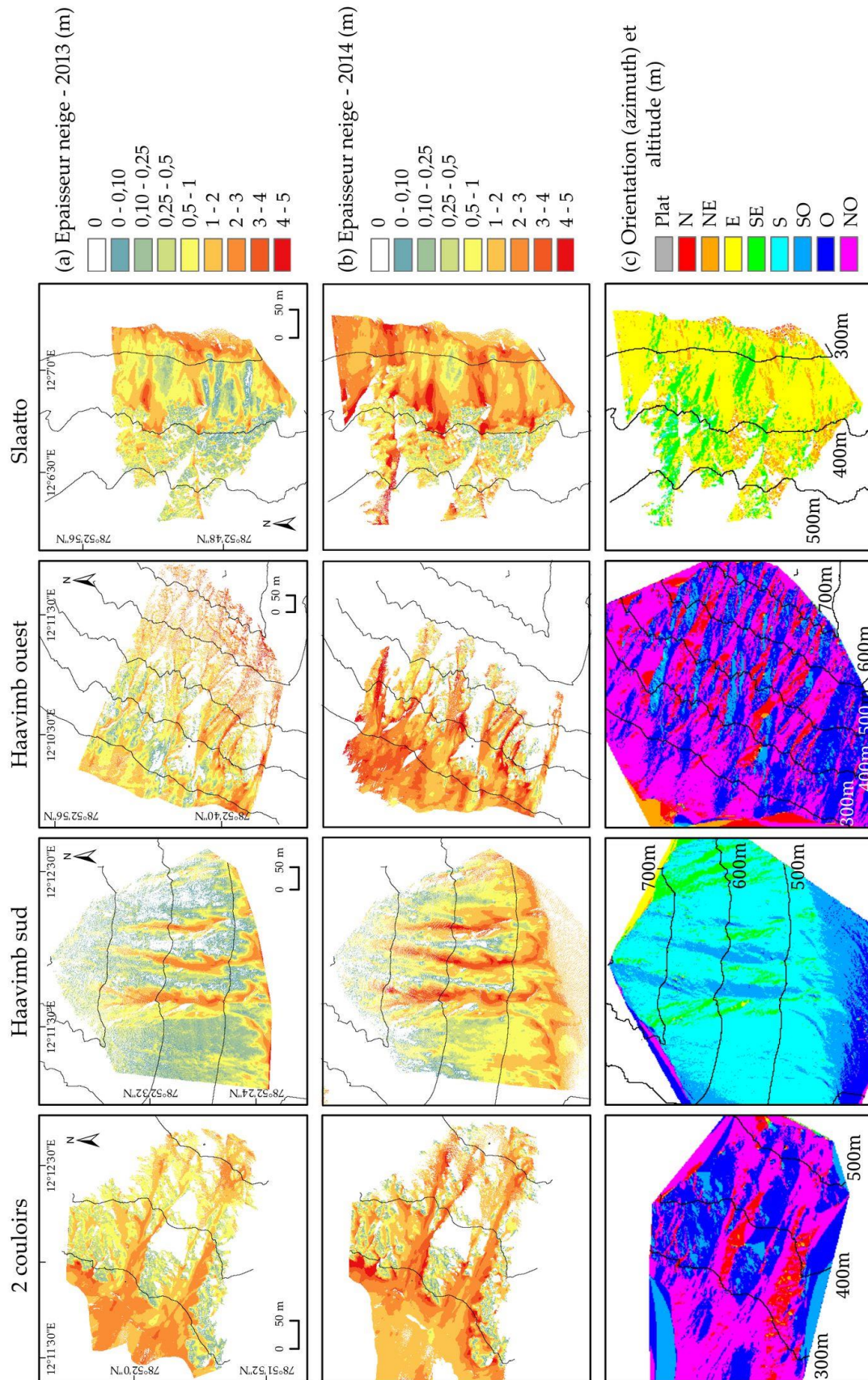
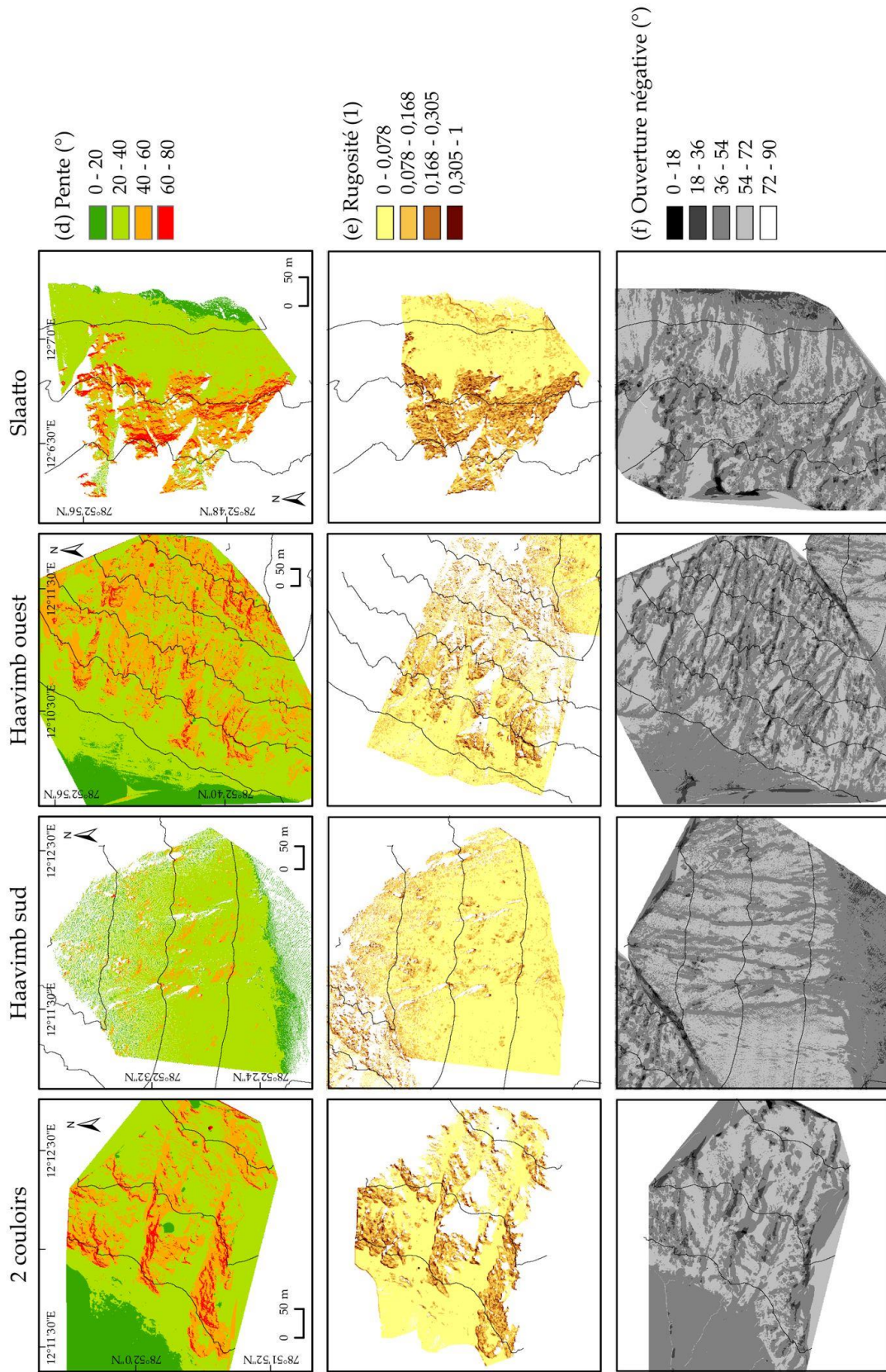


Figure 150 : Epaisseurs de neige en 2013/2014 et variables topographiques pour chaque versant étudié du bassin versant de l'Austre Lovénbreen : (a) Epaisseur de neige en 2013 ; (b) Epaisseur de neige en 2014 ; (c) Orientation et altitude ; (d) Pente ; (e) Rugosité ; (f) Ouverture négative.



2.2. L'analyse des données

Une fois les données extraites pour chaque année, des analyses cartographiques et statistiques ont été effectuées à l'aide du logiciel R. Un protocole d'analyse identique à celui que nous avons établi pour l'étude des bilans de masse du glacier Austre Lovén (chapitre 4) a été suivi ici. Nous allons en redonner les grandes lignes mais il peut être consulté en détail dans le chapitre 3 (3).

Des histogrammes et des boîtes à moustaches ont été générés pour examiner la distribution des données de chaque variable. La plupart des variables présentaient une distribution non gaussienne ce qui nous a poussée à utiliser la médiane au lieu de la moyenne pour décrire les données. Pour faciliter l'analyse, chaque variable topographique a été discrétisée en classes. Ces dernières ont été définies en fonction de la distribution des valeurs (altitude, pente, ouverture négative...) ou de la logique (orientation).

Les statistiques bivariées, pour explorer les relations entre l'épaisseur de neige et les variables topographiques, ont d'abord été réalisées à partir de tableaux et de graphiques récapitulatifs (graphiques radar, nuages de points, histogrammes...). Une étude de corrélation a ensuite permis de regarder la force de ces relations. Pour s'assurer qu'il n'y avait pas de colinéarité, chaque relation potentielle a été testée à l'aide de l'indicateur VIF (Mansfield & Helms 1982). En raison du grand nombre d'observations (jusqu'à 2 millions) et de la présence d'extrêmes, des corrélations ont été effectuées avec le coefficient de corrélation de Spearman².

Enfin, une analyse multivariée basée sur une régression linéaire multiple a été réalisée afin d'évaluer le rôle et l'importance de chaque variable dans la variabilité spatiale de l'épaisseur de la neige en 2013 et 2014 (López-Moreno *et al.* 2010). Pour cette étape, les distributions ont été normalisées afin de corriger l'asymétrie et donc le poids fort de rares observations aux valeurs extrêmes. Nous avons utilisé le package R *leaps* pour l'étape de modélisation explicative par *best subset*. Comme nous l'avons déjà dit dans le chapitre consacré à la méthodologie, le meilleur modèle explicatif est sélectionné en fonction de l'indice AIC (qui doit être minimal) et du potentiel d'amélioration du modèle de chaque variable ajoutée (Kadane & Lazar 2004). Enfin, pour évaluer l'importance relative des variables sélectionnées dans le modèle choisi, la méthode LMG (pour *Lindeman, Merenda et Gold*) a été utilisée (package R *relaimpo*) (Lindeman *et al.* 1980 ; Grömping 2007). Nous avons fait ces traitements statistiques pour les années 2013 et 2014.

² Le coefficient de Spearman est basé sur des rangs contrairement au coefficient de Pearson basé sur des valeurs, ce qui le rend plus robuste avec les valeurs aberrantes potentielles (Székely *et al.* 2007).

3. Résultats des analyses bivariées et multivariées de la répartition du manteau neigeux.

3.1. Tests de corrélation et de multicolinéarité entre les variables topographiques explicatives.

L'analyse de corrélation et les tests de multicolinéarité révèlent qu'à l'exception du couple de variables explicatives rugosité et pente, chaque variable étudiée se comporte de manière assez indépendante des autres avec $r_s < 0.50$ ($p\text{-value} < 0.001$) (Fig. 151). Comme mentionné précédemment, il existe une forte corrélation entre la pente et la rugosité ($r_s = 0,68$, valeur $p < 0,001$). Il s'agit d'un résultat logique car les pentes les plus fortes correspondent aux zones les plus escarpées, et donc les plus rugueuses, des versants (cf. chap. 5 - 1.1). La multicolinéarité peut exister notamment lorsque deux ou plusieurs des variables explicatives d'un modèle de régression sont fortement corrélées. Les indicateurs VIF présentés dans le tableau 9 nous rassurent sur le fait que, comme aucun n'est supérieur à 10, aucune multicolinéarité n'est signalée (Harshburger *et al.* 2010). Cette étude a donc pris en compte l'ensemble des variables envisagées initialement.

| | | | | | |
|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|---|
| | altitude | | | | |
| altitude | 1 | | | | |
| orientation | 0.11 *** | 1 | | | |
| pente | 0.44 *** | 0.03 *** | 1 | | |
| rugosité | 0.18 *** | 0.02 *** | 0.68 *** | 1 | |
| ouverture | 0.19 *** | 0.03 *** | 0.32 *** | 0.07 *** | 1 |

*** $p\text{-value} < 0.001$

Figure 151 : Coefficient de corrélation de Spearman exprimé pour chaque paire de variables topographiques. Tous les coefficients sont très significatifs avec une $p\text{-value} < 0,001$

| Variable topographique | VIF |
|------------------------|------|
| Altitude | 1,16 |
| Orientation | 1,02 |
| Pente | 2,33 |
| Rugosité | 2,05 |
| Ouverture négative | 1,08 |

Tableau 9 : Indicateur VIF pour chaque variable étudiée

3.2. Analyse bivariée des relations entre l'épaisseur du manteau neigeux et les variables topographiques.

3.2.1. L'épaisseur de neige

Les épaisseurs de neige (SD pour *snow depth*) mesurées en 2013 et 2014 à partir de la différence MNT/MNS (cf. chap. 3 - 2.2.3) sont présentées dans la figure 150a et 150b et leur variabilité est représentée par des *boxplots* (Fig. 152). Les cartes montrent qu'il y a eu beaucoup plus de neige en 2014 qu'en 2013 avec respectivement une épaisseur de neige médiane de 1,6 m et 0,8 m (moyennes = 1,7 m et 1,0 m). En 2014, l'épaisseur de neige maximale atteinte est d'environ 5,5 m alors qu'en 2013 elle n'était que de 3,5 m. Les maximums sont observés aux mêmes endroits les deux années en question. La dispersion des valeurs d'épaisseur de neige a été plus importante en 2014. Pour ces mêmes années, les valeurs moyennes sur le

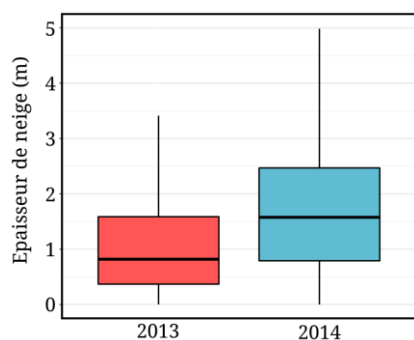


Figure 152 : Distribution statistique de l'épaisseur de neige en 2013 et 2014. Les limites horizontales de chaque boîte représentent les premiers et troisièmes quartiles tandis que les lignes verticales montrent la dispersion des valeurs les plus extrêmes. En 2013, $Q1 = 0,36$ m et $Q3 = 1,58$ m alors qu'en 2014 $Q1 = 0,79$ m et $Q3 = 2,18$ m.

glacier étaient de 1,02 m (min = 0,52 ; max = 1,83) en 2013 et 1,90 m (min = 1,25 ; max = 2,41) en 2014.

3.2.2. L'altitude

Les données montrent un gradient négatif d'épaisseur de neige avec l'augmentation de l'altitude pour les deux années, même s'il est moins prononcé en 2013. En dessous de 300 m d'altitude, l'épaisseur de neige médiane était d'environ 2,4 m et a diminué à 0,6 m au-dessus de 700 m en 2014 (1,1 m en dessous de 300 m et 0,6 m au-dessus de 700 m en 2013). Il convient de noter que l'écart-type était à peu près le même dans les zones d'altitude en 2013 et 2014, malgré une importante différence sur le reste des classes d'altitudes. La variabilité spatiale interannuelle est observée principalement dans les parties les plus basses des versants (Tableau 10).

Tableau 10 : Epaisseur médiane de la couverture neigeuse (SD) pour chaque classe d'altitude en 2013 et 2014

| Altitude (m) | SD 2013 (m) | SD 2014 (m) |
|--------------|-------------|-------------|
| 200 - 300 | 1,10 ± 0,69 | 2,42 ± 0,86 |
| 300 - 400 | 0,73 ± 0,68 | 1,79 ± 1,06 |
| 400 - 500 | 1,06 ± 0,90 | 1,59 ± 1,07 |
| 500 - 600 | 0,56 ± 0,75 | 0,92 ± 1,05 |
| 600 - 700 | 0,68 ± 0,86 | 0,90 ± 0,99 |
| 700 - 800 | 0,63 ± 0,95 | 0,69 ± 0,74 |

3.2.3. L'orientation

Le graphique radar montrant les hauteurs de neige médianes pour chaque orientation (Fig. 153) montre bien la différence d'épaisseur du manteau neigeux entre 2013 et 2014.

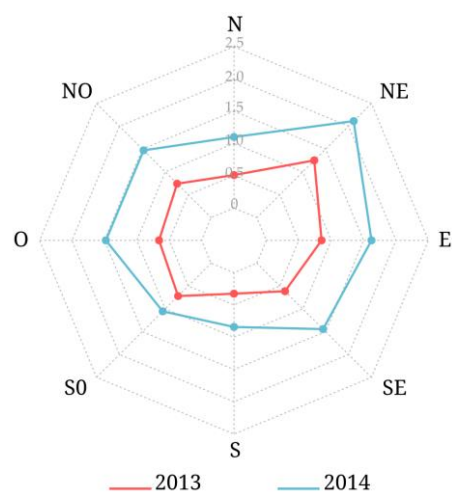


Figure 153 : Epaisseur médiane du manteau neigeux en fonction de l'orientation du versant dans le bassin de l'Austre Lovénbreen

Une déviation dans la distribution des hauteurs de neige est observée pour les deux années selon l'exposition des versants. En effet, il semble y avoir significativement plus de neige dans les versants exposés est et ouest alors que les versants sud et nord, dans une moindre mesure, ont une couverture neigeuse moins épaisse. Les hauteurs de neige les plus faibles sont enregistrées sur les versants exposés au sud : 32 cm en 2013 et 84 cm en 2014. Rappelons que les mesures du manteau neigeux ont été effectuées à la mi-avril, quand la fonte n'a pas encore commencé.

3.2.4. La pente

En 2013, nous constatons que plus la pente du versant est forte moins les hauteurs de neige sont importantes. Une épaisseur de neige d'environ 2,1 m a été enregistrée sur les versants dont la pente est inférieure à 20° alors que les plus pentus (60°- 80°) ont enregistré autour de 0,5 m de neige. Les mêmes observations peuvent être faites en 2014. Toutefois, en regardant de plus près les résultats de 2014, un bourrelet de neige est observable entre 20° et 40° dans tous les versants (Tableau 11). Ce bourrelet était inexistant en 2013. Il est à noter également que la quantité de neige dans les pieds de versants faiblement inclinés (pente < 20°) était plus importante en 2013 qu'en 2014 avec respectivement 2,1 m en 2013 et 1,6 m en 2014.

Tableau 11 : Epaisseur médiane du manteau neigeux (SD) pour chaque classe de pente en 2013 et 2014

| Pente (deg) | SD 2013 (m) | SD 2014 (m) |
|-------------|-------------|-------------|
| 0 - 20 | 2,13 ± 0,58 | 1,62 ± 0,56 |
| 20 - 40 | 0,91 ± 0,79 | 1,87 ± 1,01 |
| 40 - 60 | 0,65 ± 0,79 | 1,16 ± 1,17 |
| 60 - 80 | 0,54 ± 0,78 | 0,79 ± 1,06 |

3.2.5. La rugosité

Mis à part les différentes quantités de neige accumulées, la distribution des hauteurs de neige en fonction de la rugosité des versants a tendance à être la même pour les deux années étudiées. Les surfaces les plus enneigées sont les plus lisses (0 - 0,078) mais aussi les plus rugueuses (0,305 - 1). Entre ces deux extrêmes, les surfaces identifiées avec une rugosité moyenne (0,078 - 0,305) ont une épaisseur de neige inférieure d'environ 40 %. En 2013, les surfaces rugueuses enregistrent en général la plus grande épaisseur de neige alors que le contraire a été mesuré en 2014 (Tableau 12).

Tableau 12 : Epaisseur médiane du manteau neigeux en fonction de la rugosité.

| Roughness | SD 2013(m) | SD 2014 (m) |
|---------------|-------------|-------------|
| 0-0,078 | 0,94 ± 0,82 | 1,81 ± 0,99 |
| 0,078 - 0,168 | 0,62 ± 0,75 | 1,16 ± 1,10 |
| 0,168 - 0,305 | 0,64 ± 0,81 | 0,93 ± 1,17 |
| 0,305 - 1 | 0,96 ± 0,93 | 1,38 ± 1,40 |

3.2.6. Le degré d'ouverture négative

En ce qui concerne le degré d'ouverture négative (ou *negative openness* en anglais), les surfaces avec un degré d'enclavement plus élevé (> 40°) enregistrent un couvert neigeux épais (> 80 cm en 2013 et > 1 m en 2014). De plus, le *boxplot* (Fig. 154) suggère que la relation entre la hauteur de neige et le degré d'ouverture n'a pas une tendance linéaire. Cette affirmation est surtout visible en 2014 avec la couverture neigeuse la plus épaisse trouvée dans les emplacements « intermédiaires », c'est-à-

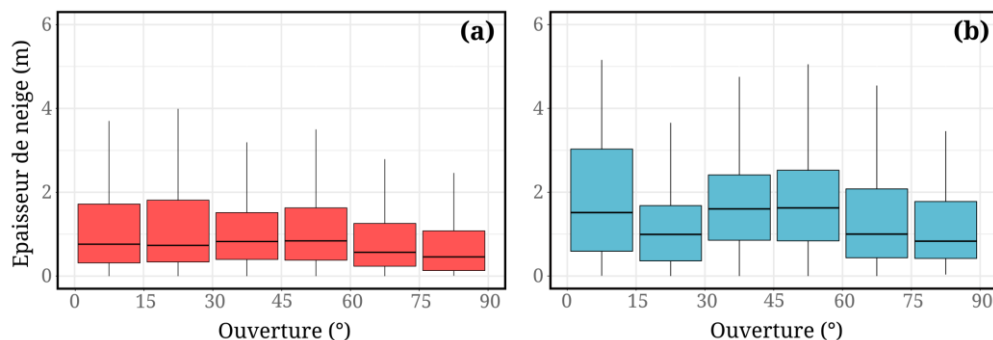


Figure 154 : Boxplots des épaisseurs de neige calculées pour chaque degré d'ouverture, (a) en 2013 et (b) 2014.

dire ni dans un environnement clos (creux), ni dans une position dominante (crête) : 1,6 m de neige entre 40° et 60° d'ouverture négative.

3.3. Corrélations comme mesure de la force des relations

La deuxième étape de la définition des relations entre la variabilité spatiale de l'épaisseur de neige et les variables topographiques dans le bassin versant de l'Austre Lovénbreen a été réalisée à l'aide d'une analyse de corrélation. L'objectif était de quantifier la force de ces relations. Les résultats sont résumés dans la figure 155. Si les coefficients de corrélation ne sont pas très élevés, ils sont cependant significatifs et révèlent des liens comparables pour les deux années.

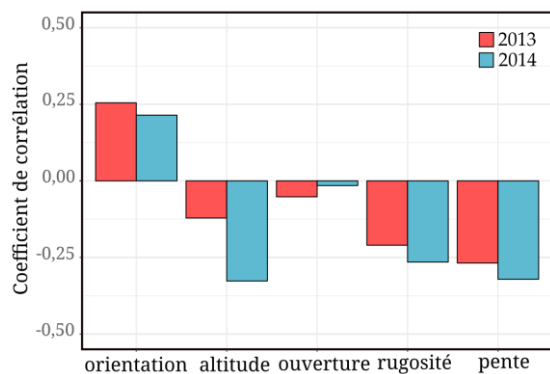


Figure 155 : Coefficient de corrélation de Spearman pour chaque couple de variable topographique avec l'épaisseur de neige, L'évolution de ces relations entre 2013 et 2014 est également visible sur ce graphique (p -values < 0,001)

Néanmoins, les années étudiées n'étaient pas complètement similaires en ce qui concerne l'influence de chaque variable topographique sur la distribution du manteau neigeux. En 2013, l'épaisseur de neige était très peu corrélée à l'altitude ($r_s = -0,12$, p -value < 0,001), alors qu'en 2014, la corrélation était modérée avec un $r_s = -0,32$ (p -value < 0,001). L'épaisseur de neige avait alors un lien inverse à l'altitude, exprimé par les corrélations négatives. Le coefficient de corrélation de la pente a légèrement augmenté entre 2013 et 2014. Sa corrélation avec la

hauteur du manteau neigeux est passée de $r_s = -0,26$ en 2013 à un $r_s = -0,32$ modéré en 2014 (p -value < 0,001 dans les deux cas). Cela corrobore les observations précédentes : plus la pente est forte, plus l'épaisseur de neige est faible. À l'image des variables topographiques précédemment étudiées, la rugosité des versants est faiblement corrélée à l'épaisseur de neige $r_s = -0,26$ (p -value < 0,001). Une seule variable ne montre aucune corrélation linéaire avec l'épaisseur de neige : l'ouverture négative. Cette relation était précédemment décrite comme étant plutôt parabolique comme cela est particulièrement visible en 2014 (Fig. 154). Enfin, l'orientation est la seule variable étudiée positivement corrélée avec l'épaisseur de neige. En 2013 et 2014, la corrélation est modérée : $r_s = 0,25$ (p -value < 0,001).

3.4. La régression linéaire multiple

Une analyse multivariée basée sur un modèle explicatif par régression linéaire multiple a été faite afin d'identifier la combinaison de variables topographiques qui jouent un rôle dans la variabilité spatiale de l'épaisseur de neige au cours de deux saisons à l'enneigement distinct dans le bassin versant de l'Austre Lovénbreen.

En 2013, le modèle le plus performant est le suivant ($r^2_{\text{adj.}} = 0,12$; $p\text{-value} < 0,001$), (Equation 25).

$$SD_{2013} = 2,192 \cdot 10^{-3} \cdot \text{orientation} - 1,986 \cdot 10^{-2} \cdot \text{pente} + 1,166 \cdot \text{rugosité} + 1,238 \quad (25)$$

L'ajout de variables supplémentaires ou un changement des combinaisons de facteurs n'ont pas pu améliorer significativement les performances du modèle. Les variables les plus importantes dans ce modèle sont l'orientation et la pente avec un poids relatif supérieur à 40 % (Fig. 156a). La rugosité a, quant à elle, une faible importance dans la variabilité spatiale de la distribution neigeuse dans les versants cette année 2013.

Pour l'année 2014, quatre variables ont été sélectionnées comme meilleurs paramètres explicatifs dans le modèle ($r^2_{\text{adj.}} = 0,18$; $p\text{-value} < 0,001$), (Equation 26) :

$$SD_{2014} = 2,811 \cdot 10^{-3} \cdot \text{orientation} - 2,689 \cdot 10^{-3} \cdot \text{altitude} - 1,681 \cdot 10^{-2} \cdot \text{pente} + 1,677 \cdot \text{ouverture} + 2,032 \quad (26)$$

Les variables les plus influentes dans la variabilité spatiale de l'épaisseur de neige sont par ordre décroissant l'altitude, la pente, l'orientation, et dans un rôle mineur l'ouverture, avec une contribution respective de 43 %, 29 %, 24 % et 2 % (Fig. 156b).

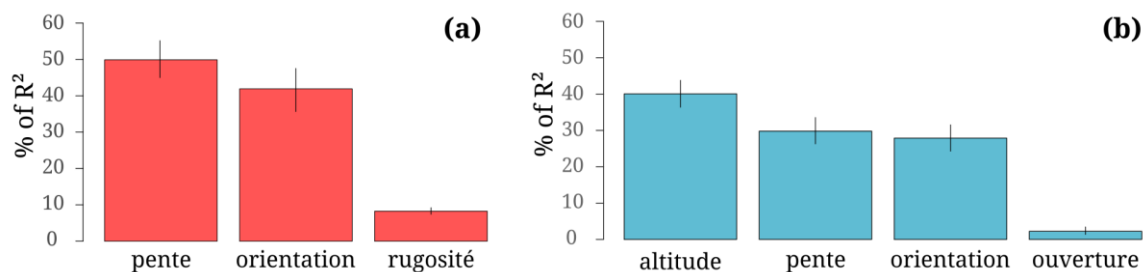


Figure 156 : Importances relatives des variables topographiques influençant l'épaisseur de la neige pour chaque année étudiée : 2013 (a) et 2014 (b), Les importances relatives ont été calculées avec la méthode LMG et sont exprimées avec des intervalles de confiance de 95%

Malgré les différences dans les modèles générés, la pente, l'altitude et l'orientation sont trois variables fondamentales expliquant la variabilité spatiale de l'épaisseur de neige dans les versants du bassin de l'Austre Lovénbreen.

4. Discussion

L'objectif de cette étude sur les versants est de quantifier l'influence de la topographie des versants sur la distribution du manteau neigeux dans le bassin de l'Austre Lovénbreen. Nous avons également cherché à identifier quelles sont les variables explicatives les plus influentes en 2013 et 2014, ces deux années se comportant très différemment en termes d'accumulation de neige.

L'analyse bivariée a mis en évidence une corrélation négative entre la hauteur de neige et la pente des versants. Comme l'ont déjà démontré Anderton (2004) et Chang

(2000), plus la pente est forte, moins il y a de neige. Cela est également observable dans le bassin versant de l'Austre Lovénbreen, qu'il y ait beaucoup (2014) ou peu de neige (2013). La neige ne peut pas se déposer si la pente est trop forte. Toutefois, nous observons la présence d'un bourrelet formé au pied des versants entre 20 et 40°, et ce, uniquement en 2014. Cela correspond très certainement à une accumulation de neige par reptation ou bien de coulées d'avalanches qui se sont arrêtées au pied du versant lorsque la pente s'adoucit. Dans ce bassin versant, de petites avalanches se déclenchent autour de 600 m d'altitude (Marlin *et al.* 2017) et commencent à perdre de la force lorsque la pente diminue autour de 40-30°. Cette caractéristique n'est pas visible en 2013 car il n'y avait pas assez de neige pour déclencher une dynamique avalancheuse conséquente. Les dynamiques avalancheuses qui se produisent avant la période de fonte sont difficile à saisir car pendant la nuit polaire les appareils photos automatiques du bassin versant ne donnent pas d'images exploitables.

Comme la pente, l'orientation est aussi un facteur important de la variabilité spatiale de l'épaisseur de neige. Les résultats suggèrent que dans le bassin étudié, les versants orientaux et occidentaux sont significativement plus enneigés que les versants nord et sud. Nous soulignons également que les versants nord ont accumulé plus de neige que les versants sud. Ce résultat se retrouve également à l'échelle de l'étude des quatre versants les uns indépendamment des autres. Les versants globalement exposés vers l'est (le Slaatto) et vers l'ouest (le Haavimb ouest et les 2 Couloirs) ont une épaisseur de neige en moyenne plus importante que le versant exposé au sud (le Haavimb sud) pour les deux années en question (Tableau 13). Dans de nombreux articles à propos de la neige dans un environnement alpin,

Tableau 13 : Epaisseur moyenne du manteau neigeux dans les quatre versants

| Versant (orientation générale) | SD 2013(m) | SD 2014 (m) |
|--------------------------------|------------|-------------|
| 2 Couloirs (O – NO) | 1,25 | 1,7 |
| Haavimb ouest (O – NO) | 1,25 | 2,1 |
| Haavimb sud (S) | 0,67 | 1,13 |
| Slaatto (E) | 0,88 | 1,7 |

l'orientation joue un rôle important, principalement à cause du rayonnement solaire incident qui entraîne des différences de température et d'évaporation potentielle entre les versants. Ces distinctions entre des versants

dits chauds ou froids sont induites par les différences de bilan radiatif (Balk & Elder 2000 ; Jost *et al.* 2007). Toutefois, Joly (1994) rapporte qu'en raison de sa position septentrionale sur le globe, le bassin versant du glacier Austre Lovén dispose d'un faible rayonnement solaire (notamment au printemps) et celui-ci n'explique donc pas à lui seul les différences d'enneigement. Cette idée est renforcée par le fait que les températures mesurées sont encore négatives à cette période de l'année dans le bassin versant. Winther *et al.* (2003), qui affirme que le bilan radiatif devient positif vers la seconde moitié du mois de mai, confirme ce point. Avant mi-mai, le bilan radiatif est dominé par le rayonnement de grandes longueurs d'ondes. De plus, dans le bassin versant de l'Austre Lovénbreen comme dans celui de la Bayelva (Bruland

et al. 2001), l'orientation où la couverture neigeuse est la plus importante correspond au côté sous le vent du bassin versant (nord et est de l'Austre Lovénbreen - Fig. 153). Le versant sous le vent accumule quasi systématiquement plus pendant les chutes de neige en raison du dépôt préférentiel des précipitations de ce côté des versants (Mott *et al.* 2010). Les vents dominants sont des vents de sud et d'ouest (Joly 1994). Dans ce bassin versant, l'effet combiné de l'orientation et du vent est probablement renforcé aussi par la disposition du relief (voir 1.1, Fig. 148). Par exemple, les versants exposés au sud, comme le Haavimb Sud, sont de grands talus avec peu d'irrégularités de surface, ce qui rend la couverture neigeuse vulnérable au vent.

L'orientation et la pente sont les deux variables explicatives ayant la plus grande influence sur la distribution de la neige, quelle que soit l'épaisseur de neige mesurée, comme l'a observé Grunewald (2014).

À l'image des zones peu inclinées, les surfaces lisses permettent à la neige de s'accumuler et de se stabiliser correctement. À l'inverse, les surfaces plus rugueuses ont moins de neige car elles sont particulièrement exposées au vent. On trouve souvent de la neige soufflée en quantité au pied de ces parties rugueuses du côté sous le vent (côtés nord et est). En 2013, les surfaces rugueuses étaient largement exemptes de neige au printemps alors qu'il y en avait à leur pied abrité du vent.

Selon Helfricht (2014), l'ouverture topographique négative (*negative topographic openness*), considérée comme le degré d'enclavement ou de domination d'une surface par rapport à son environnement, a un fort pouvoir explicatif de la distribution du couvert neigeux. Bien que nos résultats montrent à l'inverse une assez faible corrélation avec la hauteur de neige, le degré d'ouverture semble avoir surtout une influence lorsque les quantités de neige présentes dans les versants sont importantes comme en 2014. La divergence de résultats pourrait provenir de la différence d'échelle spatiale avec laquelle nous avons travaillé qui est très grande par rapport à celle utilisée par Helfricht. Il s'est concentré sur un bassin versant de 560 km² dans les Alpes de l'Ötztal (Autriche) alors que le bassin versant de l'Austre Lovénbreen couvre seulement 10,5 km² dans un environnement arctique. Les vastes zones d'étude comme celles étudiées par Helfricht nécessitent un large rayon de calcul ($L = 5\ 000$ m dans son cas). Ce paramètre de calcul a permis de mettre en valeur des crêtes et des sommets importants (surfaces ouvertes) qui favorisent le dépôt de neige mais avec un effet de vent réduit. Dans le bassin versant de l'Austre Lovénbreen, lorsqu'une surface est trop ouverte, elle est très vulnérable aux éléments (vent, rayonnement solaire, etc.). Ainsi, la couverture neigeuse n'est pas très épaisse. À l'inverse, les surfaces fermées, enclavées, sont protégées par la surface irrégulière environnante, ce qui est visible dans les versants car le manteau neigeux est épais dans ces zones-là. L'effet d'enclavement doit être nuancé car une surface trop fermée ne permet pas à la neige de s'accumuler correctement.

Nos résultats concernant la corrélation entre l'altitude et la hauteur de neige ne correspondent pas à ce que l'on peut trouver dans la littérature (Anderton *et al.* 2004 ; Chang & Li 2000 ; Elder *et al.* 1991 ; Erickson *et al.* 2005). Dans le bassin versant étudié, il existe une corrélation négative entre ces deux variables : les épaisseurs de neige les plus importantes se trouvent aux altitudes les plus basses des versants alors que dans leur partie supérieure, la neige est assez peu épaisse. Cela peut être expliqué par les caractéristiques du site. Les altitudes supérieures ont un aspect plus chaotiques (surfaces plus rugueuses et plus raides) ce qui n'est pas propice à l'accumulation de neige (Fig. 150). Il y a aussi très certainement un effet d'accumulation de la neige déposée en haut de versant qui se déplace (par le vent, à cause de la pente ou autre) vers le bas du versant. Cette caractéristique est commune à tous les versants étudiés. Au lieu d'une variable d'altitude, une variable d'élévation relative au niveau du glacier au pied du versant aurait peut-être permis d'affiner davantage la répartition du manteau neigeux et notamment la dichotomie entre le haut et le bas du versant.

5. La contribution des versants au bilan nivo-glaciologique du bassin de l'Austre Lovénbreen

Le bassin versant de l'Austre Lovénbreen a une superficie de 10,5 km². Comme nous l'avions présenté dans le chapitre 2 (2), il est notamment composé d'une zone glaciaire dont la surface diminue d'année en année au profit de l'espace morainique. En 2013 et 2014, années d'intérêt pour cette étude, le glacier avait une surface de 4,6 km² (soit 43,6 % du bassin versant) et la moraine couvrait 2,4 km² (soit 22,5 %). À ces deux compartiments largement étudiés lors des programmes de recherche ANR Hydro-Sensor-FLOWS et Cryo-Sensors, s'ajoute le domaine des

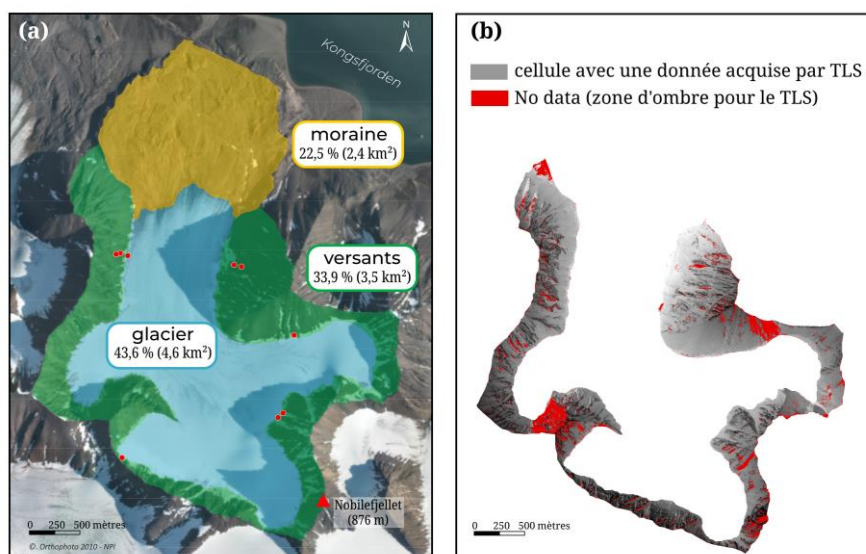


Figure 157 : (a) Surface des types d'espace géographique du bassin versant de l'Austre Lovénbreen ainsi que la localisation des 9 points de mesure par carottage (points rouges) ; (b) Cartographie des zones d'ombres qui n'ont pas pu être scannées par le TLS

versants qui totalisent une surface de 3,5 km² soit 33,9 % du bassin versant (Fig. 157a). L'étude de ces versants est notamment revenue aux chercheurs du programme ANR PRISM déjà mentionné. Un des objectifs de ce programme auquel se rattache en partie notre thèse était de faire une estimation des volumes de neige (et donc de la quantité d'eau) présents dans les versants à partir des données LiDAR. Il s'agit *in fine* d'affiner, en ce qui concerne la neige, l'équation du bilan hydrologique qui est au cœur des recherches récurrentes initiées par M. Griselin dès les années 1980.

En utilisant les résultats obtenus précédemment pour les quatre versants de référence, nous les avons extrapolés à la totalité des versants du bassin de l'Austre Lovénbreen. L'ambition était de parvenir à effectivement i) estimer les stocks de neige (et leur équivalent en eau) présents dans les versants mais aussi ii) d'évaluer la part relative revenant aux versants comparée à celles de la moraine et du glacier en ce qui concerne le bilan hydrologique du bassin de l'Austre Lovén.

Pour réaliser ce travail, nous avons utilisé le MNT mentionné dans la section 1.2 de ce chapitre qui a été généré par les chercheurs du programme ANR PRISM. Ce MNT d'une résolution de 1 m couvre la quasi-totalité des versants du bassin glaciaire malgré l'existence de quelques zones d'ombre héritées en partie des conditions d'acquisition des nuages de points LiDAR. Ces zones d'ombre (en rouge sur la figure 157b) représentent environ 8 % de la surface totale des versants.

Lors des campagnes de terrain de printemps (2013-2016), des mesures par carottage ont été réalisées dans les quatre versants de référence. Les fortes pentes et la neige présente dans ces versants n'ont pas permis de multiplier les relevés. Malgré tout, neuf relevés d'épaisseur de neige et de masse de la colonne prélevée ont été faits (Fig. 157a). Ces relevés ne concernent que la base des versants mais ils nous ont permis de comparer nos valeurs d'enneigement calculées.

Pour calculer l'épaisseur de neige en chaque point des versants (pour chaque cellule de 1 x 1 m), nous nous sommes appuyée sur les résultats de la modélisation explicative de la distribution de neige réalisée pour les quatre versants de référence (cf. chap. 5 - 3.4). Etant donné que nous disposons des résultats pour deux années à l'enneigement distinct, nous avons calculé des hauteurs de neige pour l'ensemble des pentes pour un enneigement caractéristique de ces deux années : une année faiblement enneigée (à l'image de 2013) et une année très enneigée (comme 2014). En fonction des termes des équations trouvées (Equations 27 et 28), nous avons généré une carte de chaque variable d'influence sur la totalité des versants en utilisant les outils d'ArcGIS. L'épaisseur de neige a finalement été calculée pour chaque cellule à l'aide de la *Calculatrice raster* d'ArcGIS et en fonction des équations de régression trouvées pour 2013 et 2014 (Fig. 158).

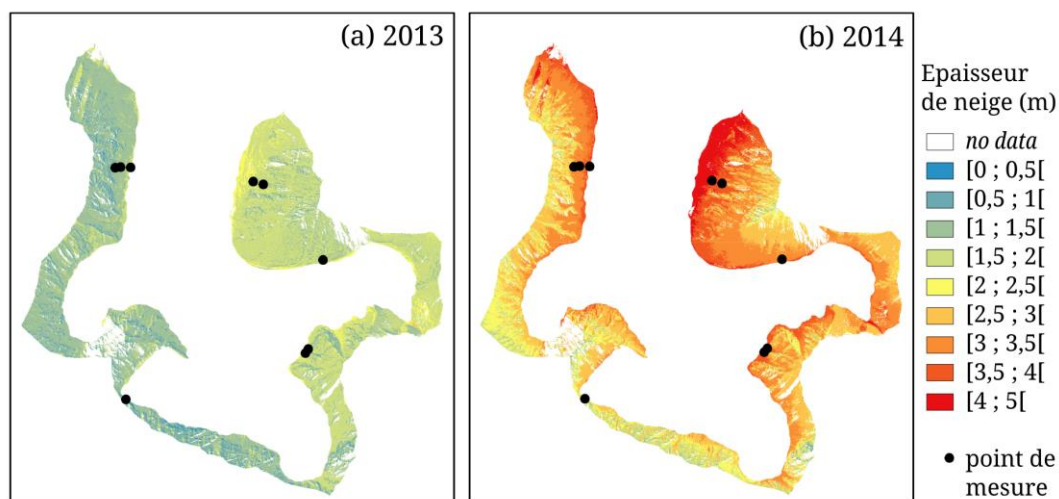
$$SD_{2013} = 2,192 \cdot 10^{-3} \cdot \text{orientation} - 1,986 \cdot 10^{-2} \cdot \text{pente} + 1,166 \cdot \text{rugosité} + 1,238 \quad (27)$$

$$SD_{2014} = 2,811 \cdot 10^{-3} \cdot orientation - 2,689 \cdot 10^{-3} \cdot altitude - 1,681 \cdot 10^{-2} \cdot pente + 1,677 \cdot ouverture + 2,032 \quad (28)$$

Les différences d'enneigement entre les deux années sont bien retranscrites. L'épaisseur moyenne de neige ainsi calculée sur la totalité des versants du bassin est de 0,86 m en 2013 et 1,29 m en 2014. Les épaisseurs mesurées aux balises sur le glacier sont plus importantes avec respectivement 1,08 m et 1,81 m pour les mêmes années.

Pour l'année 2013, le poids de l'orientation et de la pente est visible dans la répartition du manteau neigeux (Fig. 158a). Les versants exposés à l'ouest sont plus enneigés que les versants exposés à l'est. Et les pentes les plus douces enregistrent des hauteurs de neige plus importantes. L'influence de la variable de rugosité est moindre et son effet est visible essentiellement à petite échelle. L'épaisseur moyenne du manteau neigeux calculé par différence de MNT à l'endroit des mesures par carottage dans les versants ($moy_{(MNT)} = 1,10$ m) est assez éloignée de la moyenne des hauteurs de neige mesurées *in situ* ($moy_{(carot.)} = 1,59$ m). Les hauteurs calculées à partir du MNT semblent être sous-estimées d'une cinquantaine de centimètres. Cet écart peut notamment provenir de la faible représentativité des carottages qui ont été faits essentiellement dans les parties basses les plus enneigées des versants. Le MNT, lui, est issu de la modélisation d'un comportement moyen sur la totalité des versants et qui retranscrit finalement assez mal ce genre de particularité. L'amplitude et la distribution des données, sont quant à elles, bien respectées.

En 2014, année très enneigée, le résultat de la distribution neigeuse est assez similaire. L'importance de l'enneigement comparativement à 2013 est bien respectée mais là aussi les hauteurs de neige ont tendance à être sous-estimées : à l'endroit des neuf carottages, une épaisseur moyenne de neige de 2,0 m de neige est



calculée (par différence de MNT) pour 2,7 m mesurée *in situ*. La variable d'altitude a visiblement un poids très important dans la modélisation (Fig. 158b).

Pour connaître ce que ces hauteurs de neige dans l'ensemble des versants représentent en terme d'équivalent en eau, nous nous sommes appuyée sur la moyenne de la densité du manteau neigeux mesurée aux points de carottages soit $\rho_s = 0,46$ en 2013 et $\rho_s = 0,51$ en 2014. Le produit de l'épaisseur de neige calculée pour chaque cellule du versant avec la densité permet de connaître l'équivalent en eau de ces mêmes cellules :

$$\text{Weq (2013)} = \text{hauteur de neige} \times 0,46$$

$$\text{Weq (2014)} = \text{hauteur de neige} \times 0,51$$

L'équivalent en eau moyen de la totalité des versants calculé par simple multiplication, donne 396 mm.weq pour 2013 ($0,86 \times 0,46$) et 658 mm.weq pour 2014 ($1,29 \times 0,51$). Cela fait sens puisque sur les quatre versants scannés uniquement (Hs, Hw, 2C et Sl.) on obtenait 1,0 m en 2013 soit 460 mm.weq et 1,70 m en 2014 soit 867 mm.weq. Pour ces mêmes années, le glacier avait des hauteurs de neige moyennes de 1,02 en 2013 (408 mm.weq) et 1,9 m en 2014 (759 mm.weq).

Les différences entre les valeurs calculées à partir du MNT à 1 m et celles mesurées par carottage sont assez peu importantes : en 2013, l'équivalent en eau moyen calculé était de 396 mm.weq pour 757 mm.weq mesuré *in situ*. En 2014 la différence est du même ordre avec un équivalent de 658 mm.weq calculé pour 1 385 mm.weq mesuré. Il est normal que la valeur calculée soit moindre car les carottages ont été effectués en bas de versant, donc là où la neige est le plus tassée. La distribution spatiale des valeurs d'équivalent eau suit, quant à elle, la même logique que pour les hauteurs de neige (Fig. 159).

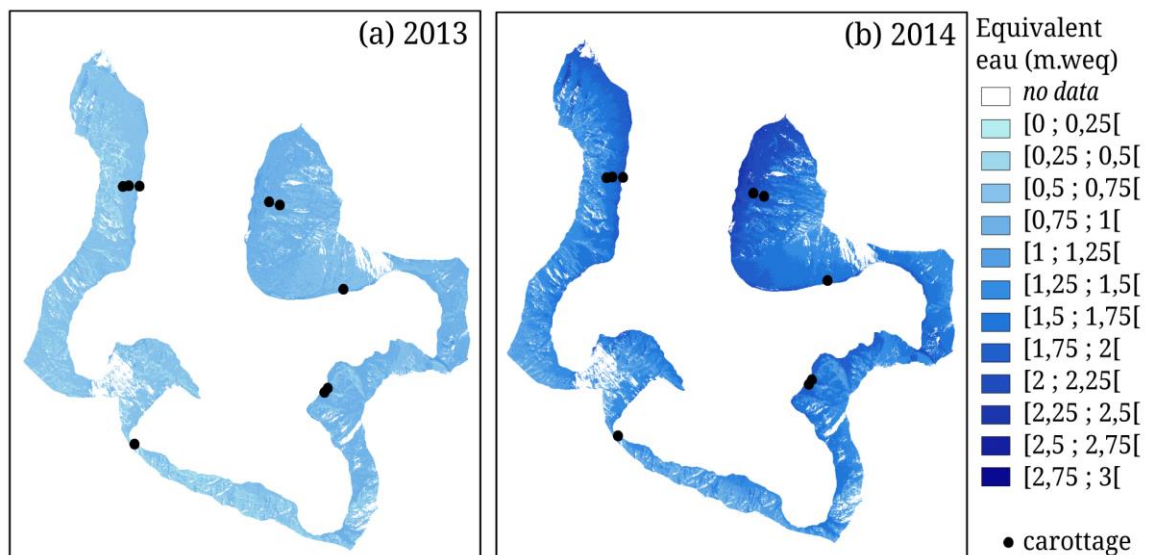


Figure 159 : Distribution spatiale des équivalents en eau du manteau neigeux de 2013 et 2014 calculés à partir des densités moyennes mesurées par carottage.

Bien entendu, ces résultats s'accompagnent de marges d'incertitudes qui sont importantes, autant pour 2013 que pour 2014. Ces incertitudes sont de multiples origines. L'incertitude principale provient des équations utilisées pour calculer les hauteurs de neige. Elles sont issues d'une modélisation dans un but explicatif et non prédictif. Comme nous l'avons montré précédemment, bien que les épaisseurs de neige moyennes calculées à partir du MNT de 1 m soient assez proches de la réalité, ces équations sont loin de prendre en compte toute la variabilité spatiale de l'enneigement dans les versants (cf. chap. 5 - 4). À cela s'ajoutent les incertitudes du MNT de base utilisé pour le calcul : géoréférencement, zones d'ombres qui ne permettent pas d'appréhender la totalité des versants, etc. De même les conditions de mesure dans les versants sont suffisamment difficiles pour que des erreurs de mesure puissent apparaître. Comme nous l'avons souligné précédemment, les carottages qui ont été faits surtout dans le bas des versants sont peu représentatifs de la variabilité dans les hauts de versants très raides. Nous tenons toutefois à mentionner que nous avons systématiquement cherché à minimiser ces incertitudes. Finalement, bien qu'il y ait une sous-estimation globale des hauteurs de neige et équivalents en eau, l'ensemble des données mobilisées a permis de générer des valeurs qui semblent toutefois représentatives de l'enneigement de 2013 (faible enneigement) et 2014 (fort enneigement) malgré une importante incertitude³ exprimée ici par l'écart à la moyenne. Les moyennes de l'équivalence en eau du manteau neigeux (issues des mesures par différence de MNT/MNS) en 2013 et 2014 sont :

$$\text{Weq (2013)} = 396 \pm 173 \text{ mm.weq} \quad \text{et} \quad \text{Weq (2014)} = 658 \pm 329 \text{ mm.weq}$$

Afin de pouvoir être comparables aux autres espaces (moraine et glacier) ces valeurs moyennes d'équivalent en eau (correspondant à 3,59 km²) ont été rapportées à la surface totale du bassin versant (10,5 km²). L'apport des versants au bilan hydrologique en ce qui concerne la neige, autrement dit la lame de fonte de neige des versants (en équivalent eau), s'élèverait donc à 134 mm.weq en 2013 et 223 mm.weq en 2014.

Lorsque l'on compare ces valeurs aux lames d'eau correspondant à la neige sur le glacier (203 mm.weq en 2013 et 330 mm.weq en 2014), on peut se rendre compte du poids de la lame d'eau issue de la neige des versants par rapport à la neige du glacier (Fig. 160). Alors qu'ils ne couvrent que 34 % de la surface du bassin de l'Austre Lovénbreen (et équivalent à 78 % de la surface du glacier), les versants représentent un apport théorique (en ce qui concerne la neige) de 66 % à 68 % de ce qu'apporte la neige sur le glacier au bilan hydrologique du bassin versant.

³ Une estimation plus précise de l'incertitude pourrait certainement être donnée mais cela est au-delà de nos compétences car là, ce sont des analyses de propagations des incertitudes et de sensibilité qui sont nécessaires.

Enfin, il nous est possible de comparer également à l'apport de la zone morainique en ce qui concerne la neige. En effet, des relevés nivologiques de terrain dont les résultats sont à paraître (Bernard *et al.* 2021), ont permis d'évaluer la lame de la moraine à 25 mm.weq en 2013 et 43 mm.weq en 2014 par rapport à la surface du bassin versant.

Ainsi, dans l'équation hydrologique (neige de glacier + neige de moraine + neige de versants), nous pouvons conclure que, en ce qui concerne l'apport de la neige, les versants, qui couvrent 34 % de la totalité du bassin versant, représentent 36,9 % de cette lame d'équivalent eau de la neige en 2013 (année faiblement enneigée ; total 203 + 25 + 134 = 362 mm.weq) et 37,4 % de cette même lame en 2014 (année fortement enneigée ; total 330 + 43 + 223 = 596 mm.weq). Sur le strict plan de la neige, la contribution des versants au bilan hydrologique du bassin de l'Austre Lovénbreen, avec plus du tiers de l'apport total, est légèrement supérieure à ce que représentent les versants en pourcentage de surface du bassin versant (34 %). La contribution de la moraine est, quant à elle, faible par rapport aux deux autres entités géographiques (Fig. 160).

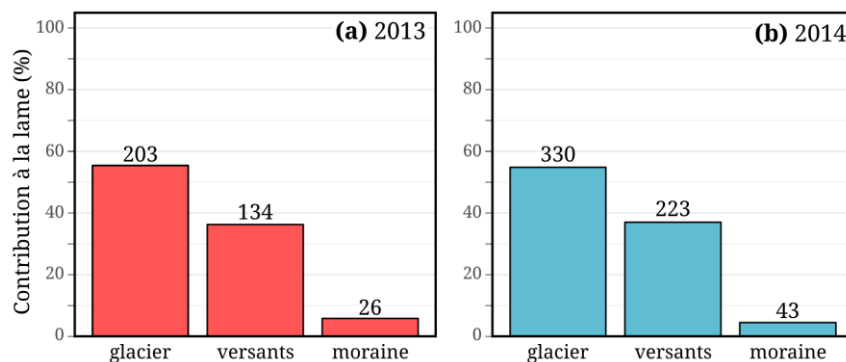


Figure 160 : Contributions de chaque compartiment du bassin versant de l'Austre Lovénbreen au bilan hydro-glaciologique en 2013 et 2014. Le chiffre en haut de chaque barre correspond à la lame d'eau de fonte en équivalent eau (mm.weq).

Conclusion du chapitre 5

Les cartes générées dans ce travail sur les versants et l'analyse statistique qui en a découlé ont contribué à montrer comment la topographie locale influence la variabilité spatiale de la hauteur de neige dans les pentes d'un bassin versant arctique au cours de deux saisons à l'enneigement distinct. C'est une des rares fois qu'une telle étude a été réalisée au Svalbard avec des données de haute qualité (cartes de résolution de 0,5 m ou 1 m) à partir de données TLS. La répétition de l'acquisition des données d'enneigement pour deux années distinctes a permis une approche plus robuste que celle qu'aurait fournie un jeu de données d'une seule année.

Les résultats soulignent une nouvelle fois l'importance de la pente et de l'orientation comme facteurs influençant la distribution du couvert neigeux. D'autres variables topographiques, rarement utilisées dans des études à une telle échelle, ont été testées : l'ouverture négative et la rugosité. Malgré le fait qu'elles ne semblent en général pas jouer un rôle important, ces variables peuvent montrer ponctuellement une influence non négligeable en particulier à proximité des points de rupture de pente. L'analyse multivariée a montré qu'une combinaison de plusieurs variables topographiques est plus efficace qu'une variable unique pour expliquer la variabilité spatiale de l'épaisseur de neige. La comparaison entre 2013 et 2014 a mis en évidence des fluctuations dans cette combinaison de variables, que l'hiver soit enneigé ou non. L'utilisation de régressions linéaires multiples a fourni une méthode simple et efficace pour décrire les relations entre la distribution de la neige et les variables topographiques. En conclusion, les résultats suggèrent clairement que la topographie n'explique pas entièrement la distribution spatiale de l'épaisseur de la neige.

D'autres travaux impliqueront de tester de nouvelles variables comme le vent. C'est une tâche ardue car les données sur le vent sont très difficiles à obtenir en versant et, qui plus est, dans un site arctique soumis à des conditions météorologiques extrêmes. Il est fondamental de comprendre la répartition de la neige dans les versants.

L'état des relations entre les épaisseurs de neige et les variables topographiques identifiées dans cette étude (ainsi que leur variabilité spatiale) a pu être utilisé pour calculer des hauteurs de neige dans les versants et leur équivalent en eau. Bien qu'il y ait des incertitudes dans les valeurs calculées, nous avons pu comparer la contribution de la fonte de la neige présente dans les versants à celle de la moraine ou du glacier. Les versants du bassin de l'Austre Lovénbreen contribuent bien davantage que la moraine mais moins que le glacier à la lame d'équivalent eau du bassin dans sa totalité en ce qui concerne la neige et représentent 37,2 et 37,4 % de cette lame de neige pour l'ensemble du bassin, pourcentage légèrement supérieur à celui de la surface des versants (34 %) par rapport au bassin versant total.

Conclusion générale

Rappel du contexte et des objectifs de la thèse

L'Arctique est une région du globe particulièrement affectée par le changement climatique qui se constate depuis la fin du XIX^e siècle. La diminution de la banquise ou le retrait des glaciers sont sans doute les manifestations les plus visibles de ces bouleversements dans les hautes latitudes. Ces changements s'intensifient depuis quelques décennies sous l'effet de l'amplification arctique. On assiste aujourd'hui à un retrait quasi généralisé des glaciers dans l'Arctique mais en particulier au Svalbard où 60 % de la surface de l'archipel est recouverte de glace. La compréhension de leurs dynamiques et de leur réponse dans ce contexte est au cœur des préoccupations de nombreux scientifiques. Beaucoup cherchent à améliorer des modèles numériques de prévision de la contribution de la fonte des glaciers (et donc de leurs écoulements) à la montée globale du niveau des océans notamment.

Les glaciers arctiques, quelle que soit leur taille – vastes à front marin ou petit de type alpin à l'image de l'Austre Lovénbreen que nous avons étudié – font partie intégrante d'un système géographique plus large qu'il est important de prendre en compte. Les petits glaciers alpins comme l'Austre Lovénbreen sont associés, liés, à une zone périglaciaire de plus en plus étendue comprenant la moraine et les versants adjacents qu'il est nécessaire de considérer car ce sont aussi d'importants stocks de neige, et donc d'eau, qui participent aux écoulements. Ce système dans sa globalité est souvent négligé dans les études glaciologiques.

Par ce travail de thèse, nous avons cherché à améliorer l'évaluation des écoulements du petit bassin glaciaire arctique de l'Austre Lovénbreen au Svalbard en prenant en compte la diversité d'origines de ces apports d'eau par fonte de neige et de glace. Nous avons donc (i) aidé à mieux comprendre les causes nivométrorologiques de la fonte du glacier Austre Lovén et (ii) estimé la contribution des versants du bassin glaciaire au bilan hydro-glaciologique mesuré à l'exutoire.

Étapes de travail

Grâce à la qualité de glacier observatoire de l'Austre Lovénbreen depuis 2007, nous avons eu accès à un riche jeu de données, fruit des programmes de recherche qui se sont succédé et auxquels est rattachée cette thèse. Les données disponibles (accumulation de neige, température, bilan de masse ponctuel, photographies, scans LiDAR des versants...) ont été acquises à une fine échelle spatio-temporelle. Pour les traiter et les analyser, la modélisation statistique explicative s'est avérée être un outil approprié. En effet, il permet de remplir les objectifs de compréhension

des dynamiques du bassin mais il est aussi adapté au traitement de données de diverses natures.

Une importante phase initiale de notre travail a consisté à mettre en forme ces données, à les préparer pour pouvoir les exploiter. La totalité des données que nous avons utilisées étant issues de mesures *in situ*, nous avons dû les homogénéiser, les valider. Ce passage d'une donnée brute à une donnée exploitable est finalement assez peu complexe dans le cas des températures par exemple (bien qu'il faille tout de même aller les chercher sur le terrain...) mais est plus ardu dans le cas des données LiDAR avec lesquelles il a fallu notamment se familiariser.

La modélisation statistique a été un « outil directeur » tout au long de ce travail. Nous avons suivi un long processus depuis sa prise en main à son perfectionnement pour obtenir un modèle que nous avons choisi explicatif (et non prédictif). L'objectif étant la compréhension de phénomènes par l'identification de facteurs d'influence, nous avons cherché à construire des modèles explicatifs facilement interprétables, fiables et robustes.

C'est d'abord au service de la compréhension du bilan de masse du glacier Austre Lovén que la modélisation a été utilisée. Un modèle a été construit pour chaque année étudiée entre 2008 et 2017 à partir de 14 variables nivo-météorologiques potentiellement explicatives. L'originalité de ce travail réside notamment dans le fait que ces variables intégrées aux modèles sont déclinées à différents pas de temps et concernent des propriétés climatologiques rarement considérées dans les modèles prospectifs en particulier. Compte tenu de la mise en évidence du rôle capital de l'enneigement hivernal dans l'explication des différents bilans de masse de l'Austre Lovénbreen que nous rappellerons ensuite, nous avons dans un deuxième temps considéré l'importance de cet enneigement dans l'espace géographique constitué par les versants.

Ces versants, tout comme le glacier et la moraine dans une moindre mesure, représentent des stocks de neige importants qui participent aux écoulements et donc au bilan hydro-glaciologique mesuré à l'exutoire. Pour évaluer la contribution spécifique des versants à ce bilan, nous avons utilisé des données de LiDAR terrestre à très haute résolution spatiale. Etant donné que nous ne disposions pas de données d'enneigement pour la totalité des versants, il ne nous a pas été possible d'évaluer directement les quantités de neige présentes dans cet espace. Aussi, nous avons donc utilisé la modélisation statistique. Nous avons cherché à appréhender dans un premier temps les logiques de distribution de l'enneigement dans quatre versants de référence en fonction de variables topographiques. Certaines ont rarement été considérées dans ce genre d'étude à l'image de la rugosité ou de l'ouverture négative. L'influence de ces dernières vient compléter la prépondérance de la pente ou de l'orientation dans l'explication de la répartition du manteau neigeux. À partir de ce constat, nous avons pu évaluer par extrapolation la quantité de neige présente dans les versants et leur équivalent en eau. Cette évaluation, pour deux années à

l'enneigement distinct (2013 faiblement enneigée et 2014 plus fortement enneigée) a servi *in fine* au calcul de la lame d'eau attribuée aux versants et de la comparer à celle provenant des autres compartiments du bassin : la moraine et le glacier (étudiés par ailleurs dans le cadre des programmes de recherche ANR HSF et CSF), le tout mesuré à l'exutoire.

Finalement, ce travail de thèse a permis d'imputer la lame d'eau du glacier issue en grande partie de la fonte (traduite par la mesure de bilans de masse négatifs) non pas à l'influence d'un facteur unique mais plutôt à la combinaison de plusieurs paramètres nivo-météorologiques qui ne sont pas toujours les mêmes d'une année à l'autre. En effet, pour deux années au bilan de masse comparable, c'est probablement une combinaison différente de facteurs qui en est à l'origine. Le détail et l'explication se sont avérés importants pour décrire correctement les tendances de fond. La modélisation explicative a notamment confirmé que l'enneigement hivernal a un rôle capital qui semble également de plus en plus significatif au regard des 60 ans de bilans de masse de l'Austre Lovénbreen que nous avons reconstitués. Son influence est malgré tout souvent conditionnée par d'autres facteurs de températures et de précipitations en hiver comme en été. La variabilité spatiale de ces facteurs à l'échelle du glacier entre également en compte dans l'explication des bilans de masse mesurés. En effet, il existe une forte dichotomie des conditions nivo-météorologiques entre la zone frontale du glacier et les cirques d'altitude en particulier qui se traduit par des bilans de masse ponctuels très différents. L'équilibre dans les cirques est très précaire. Lorsqu'au moins une des conditions nivo-météorologiques étudiée est dégradée, les conséquences ont pu être très néfastes se traduisant rapidement par des bilans de masse du glacier très négatifs (ex. 2011, 2013 et 2016) alors que la situation dans la zone frontale était quant à elle assez similaire aux autres années.

Le bilan hydro-glaciologique mesuré à l'exutoire est la résultante directe de la lame de fonte du glacier dont l'ampleur est fluctuante selon les années comme nous venons de l'évoquer mais aussi des lames issues de la moraine et des versants. D'après le modèle utilisé, la contribution des versants en ce qui concerne la neige s'avère être bien plus élevée que la moraine mais moindre que le glacier. En effet, nos travaux ont permis d'évaluer que les versants participeraient à hauteur de 37 % minimum au bilan hydro-glaciologique sur le strict plan de la neige (37,2 % en 2013, une année faiblement enneigée et 37,4 % en 2014, année plus enneigée) alors qu'ils ne représentent que 34 % de la surface du bassin.

Limites et perspectives

Le questionnement principal de cette thèse porte probablement sur l'outil utilisé : le modèle statistique explicatif basé sur des analyses par *Best Subset*. C'est un outil qui a montré de bonnes performances mais qui reste sensible aux particularités du

jeu de données dont nous disposons, notamment par la présence de valeurs extrêmes et d'un faible nombre d'observations (essentiellement à propos de l'étude des bilans de masse). En effet, d'autres modèles auraient pu être mobilisés : approche par régression des moindres carrés partiels (PLS), des arbres de décisions ou d'autres modèles encore plus complexes.

Même en changeant de paradigme de modélisation, il subsiste des limites intrinsèques à la modélisation de phénomènes naturels en science de l'environnement et qui font l'objet de nombreux débats (passionnants au demeurant) en philosophie des sciences : vers quel réalisme tendre ? un modèle correspond-il à une idéalisation du phénomène ? quelle représentation du phénomène choisir ? C'est un domaine de la science qui nous a permis de prendre du recul et réduire des frustrations sur la méthodologie appliquée en nous tournant notamment vers l'utilisation de modèles peu complexes, en accord avec nos compétences mais étant tout de même le reflet des dynamiques observées et mesurées dans le bassin de l'Austre Lovénbreen. La célèbre phrase de G. Box « *all models are wrong but some are useful* » résume une bonne partie des compromis qui ont dû être fait dans ce travail.

Le choix des variables intégrées aux différents modèles sont également sources de questionnements. La richesse du jeu de données disponible sur le bassin versant de l'Austre Lovénbreen est telle qu'il aurait sans doute été possible d'intégrer de nouvelles variables. Nous avons cherché à exploiter la diversité des données mais davantage aurait pu être fait dans l'étude des bilans de masse en approfondissant notamment l'étude de périodes clés comme l'automne ou l'hiver par exemple. À l'inverse il aurait certainement été intéressant de prendre en compte l'influence de facteurs macro scalaires comme l'influence de l'Oscillation Nord Atlantique par exemple. Cette thèse s'est attachée à comprendre la variabilité temporelle des bilans de masse de l'Austre Lovénbreen ; bien que nous ayons considéré les dynamiques spatiales à l'échelle du glacier, une étude plus centrée sur l'origine des conditions antagoniques des cirques et du front compléterait ce travail.

La limite principale dans l'étude de la variabilité du couvert neigeux dans les versants provient de la mesure de la propagation des incertitudes. L'estimation que nous sommes parvenu à fournir pourrait être affinée car des incertitudes demeurent. Il serait intéressant de pouvoir les estimer : se sont-elles accumulées ou compensées au fil des étapes de travail ? L'évaluation des hauteurs de neige dans les versants pourrait être précisée en utilisant notamment un modèle prédictif et non explicatif comme nous l'avons fait. Par ailleurs, il aurait été également pertinent d'étudier plus précisément la répartition du manteau neigeux dans chacun des quatre versants étudiés plutôt que comme un ensemble. Par manque de temps et parce que le propos était de pouvoir obtenir un modèle représentatif de tous les versants, nous n'avons pas approfondi ce point.

Enfin, si les travaux effectués dans cette thèse étaient amenés à se poursuivre, nous accorderions plus d'intérêt aux versants et notamment au lien existant avec le glacier sous-jacent. Il existe de nombreuses dynamiques de bas de versant dans le bassin de l'Austre Lovénbreen et connaître leur contribution au bilan de masse notamment permettrait encore d'affiner l'équation du bilan hydro-glaciologique car ce sont des zones dans lesquelles il est difficile d'avoir une mesure de bilan ponctuel (hivernal comme estival).

En hiver et au printemps des dynamiques avalancheuses apportent de la neige de versant au glacier. Certaines années, les apports sont conséquents. Connaître les quantités déposées ainsi que leur évolution en névé ou bien en eau permettrait d'évaluer leur contribution au bilan de masse de l'Austre Lovénbreen.

De même en été et en automne, les versants fournissent parfois d'importants volumes de roches d'éboulis. Leur rôle peut être double : un rôle protecteur car d'importantes quantités peuvent « immuniser » le glacier de la fonte ou bien un rôle amplificateur de la fonte car l'albédo de ces roches est bien plus faible que celui de la neige ou de la glace.

Les données utiles pour ce travail sont déjà disponibles ; il s'agit des données LiDAR notamment qui peuvent permettre d'évaluer les volumes mobilisés été comme hiver. Les photographies systématiques serviraient à observer la temporalité et l'évolution des coulées (surtout lors de la saison de fonte car indisponibles pendant la nuit polaire). Les campagnes de terrain pluriannuelles représentent quant à elles un véritable avantage pour constater et mesurer *in situ* le devenir de chaque zone d'intérêt du bassin versant du glacier Austre Lovén.

Bibliographie

- AGUILAR, E., AUER, I., BRUNET, M., PETERSON, T.C. & WIERINGA, J. 2003. Guidance on metadata and homogenization. *WMO/TD*.
- AKAIKE, H. 1974. A new look at statistical model identification. *IEEE Transactions on Automatic Control*, **AU-19**, 716–722.
- ALLEN, R.J. & DEGAETANO, A.T. 2001. Estimating missing daily temperature extremes using an optimized regression approach. *International Journal of Climatology*, **21**, 1305–1319, 10.1002/joc.679.
- AMAP. 2017. *Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA) 2017*. Oslo, Norway: Arctic Monitoring and Assessment Programme.
- ANCEY, C. & ASSOCIATION NATIONALE D'ÉTUDES DE LA NEIGE ET DES AVALANCHES (FRANCE) eds. 1996. *Guide neige et avalanches: connaissances, pratiques, sécurité*. Aix-en-Provence: Edisud, 317 pp.
- ANDERTON, S.P., WHITE, S.M. & ALVERA, B. 2004. Evaluation of spatial variability in snow water equivalent for a high mountain catchment. *Hydrological Processes*, **18**, 435–453, 10.1002/hyp.1319.
- ANDRE, M.-F. 1993. *Les versants du Spitsberg: approche géographique des paysages polaires*. Nancy: Presses Univ. de Nancy, 361 pp.
- ARNOLD, N.S., REES, G., HODSON, A.J. & KOHLER, J. 2006. Topographic controls on the surface energy balance of a high Arctic valley glacier. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, **111**, 10.1029/2005JF000426.
- BALK, B. & ELDER, K. 2000. Combining binary decision tree and geostatistical methods to estimate snow distribution in a mountain watershed. *Water Resources Research*, **36**, 13–26, 10.1029/1999WR900251.
- BARBAROUX, L. 1967. Le Quaternaire de la Péninsule de Broker et régions voisines (Spitsberg occidentale). *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire*, **4**, 281–292, 10.3406/quate.1967.1068.
- BAVERA, D. & DE MICHELE, C. 2009. Snow water equivalent estimation in the Mallero basin using snow gauge data and MODIS images and fieldwork validation. *Hydrological Processes*, **23**, 1961–1972, 10.1002/hyp.7328.
- BENN, D.I. & EVANS, D.J.A. 2013. *Glaciers & glaciation*. 2. ed. London: Routledge, 802 pp.
- BERNARD, É. 2011. *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)*. Thèse de doctorat. Université de Franche-Comté, 400 pp. Disponible à: <http://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00910122>.
- BERNARD, E., FRIEDT, J.-M. & GRISELIN, M. 2021. Snowcover survey over an arctic glacier forefield: contribution of photogrammetry to identify “icing” variability and process. *Remote Sensing*, Soumis.
- BERNARD, É., FRIEDT, J.-M., MARTIN, G., GRISELIN, M. & MARLIN, C. 2011. La photographie terrestre haute résolution pour quantifier les dynamiques nivales de versants: l'exemple d'un bassin glaciaire arctique (Loven Est – Spitsberg 79°N). *La Houille Blanche*, 20–28, 10.1051/lhb/2011048.

- BERNARD, É., FRIEDT, J.M., SAINTENOY, A., TOLLE, F., GRISELIN, M. & MARLIN, C. 2014. Where does a glacier end ? GPR measurements to identify the limits between valley slopes and actual glacier body. Application to the Austre Lovénbreen, Spitsbergen. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, **27**, 100–108.
- BERNARD, É., FRIEDT, J.-M., TOLLE, F., GRISELIN, M., MARTIN, G., LAFFLY, D. & MARLIN, C. 2013. Monitoring seasonal snow dynamics using ground based high resolution photography (Austre Lovénbreen, Svalbard, 79°N). *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, **75**, 92–100.
- BERNARD, E., FRIEDT, J.-M., TOLLE, F., MARLIN, C., GRISELIN, M. & PROKOP, A. 2017. Investigating snowpack volumes and icing dynamics in the moraine of an arctic catchment using UAV/photogrammetry and lidar. *Photogrammetric Record*.
- BERNARD, E., TOLLE, F., GRISELIN, M., LAFFLY, D. & MARLIN, C. 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. Dans Neuvièmes Rencontres de Théo Quant. Besançon, France. Disponible à: <http://thema.univ-fcomte.fr/theoq/pdf/2009/TQ2009%20ARTICLE%2081.pdf>.
- BINDER, H., BOETTCHER, M., GRAMS, C.M., JOOS, H., PFAHL, S. & WERNLI, H. 2017. Exceptional Air Mass Transport and Dynamical Drivers of an Extreme Wintertime Arctic Warm Event: AN EXTREME WINTERTIME ARCTIC WARM EVENT. *Geophysical Research Letters*, **44**, 12,028–12,036, 10.1002/2017GL075841.
- BINTANJA, R. 1999. On the glaciological, meteorological, and climatological significance of Antarctic blue ice areas. *Reviews of Geophysics*, **37**, 337–359, 10.1029/1999RG900007.
- BOKULICH, A. & ORESKES, N. 2017. Models in Geosciences. Dans Magnani, L. & Bertolotti, T., eds. *Springer Handbook of Model-Based Science*. Springer Handbooks. Cham: Springer International Publishing, 891–911., 10.1007/978-3-319-30526-4.
- BOURRIQUEN, M., BALTZER, A., MERCIER, D., FOURNIER, J., PEREZ, L., HAQUIN, S., BERNARD, E. & JENSEN, M. 2016. Coastal evolution and sedimentary mobility of Brøgger Peninsula, northwest Spitsbergen. *Polar Biology*, **39**, 1689–1698, 10.1007/s00300-016-1930-1.
- BRAITHWAITE, R.J. 2006. Measuring and Modelling the Mass Balance of Glaciers for Global Change. Dans Knight, P.G., ed. *Glacier Science and Environmental Change*. Malden, MA, USA: Blackwell Publishing, 418–423., 10.1002/9780470750636.ch83.
- BRAITHWAITE, R.J. & OLESEN, O.B. 1989. Calculation of Glacier Ablation from Air Temperature, West Greenland. Dans *Glacier Fluctuations and Climatic Change*. Glaciology and Quaternary Geology. Springer, Dordrecht, 219–233., 10.1007/978-94-015-7823-3_15.
- BRAITHWAITE, R.J. & ZHANG, Y. 2000. Sensitivity of mass balance of five Swiss glaciers to temperature changes assessed by tuning a degree-day model. *Journal of Glaciology*, **46**, 7–14, 10.3189/172756500781833511.

- BROSSARD, T. 1991. *Pratique des paysages en Baie du Roi et sa région (Svalbard)*. Les Belles Lettres.
- BROSSARD, T. & JOLY, D. 1982. Exemple de croquis géomorphologique synthétique appliqué au strandflat nord-est de l'île de prins Karl (Svalbard). *Inter-Nord*.
- BRULAND, O., SAND, K. & KILLINGTVEIT, Å. 2001. Snow Distribution at a High Arctic Site at Svalbard. *Hydrology Research*, **32**, 1.
- BRUN, E., DAVID, P., SUDUL, M. & BRUNOT, G. 1992. A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*, **38**, 13–22, 10.1017/S0022143000009552.
- BUCHROITHNER, M.F., THIEME, N. & KOHLER, J. 2008. Investigations into the spatial pattern of annual and interannual snow coverage of Brøgger 10 Peninsula, Svalbard, 2000–2007. Dans 6th ICA Mountain Cartography Workshop, Mountain Mapping and Visualization. 17–22.
- BÜHLER, Y., MARTY, M., EGLI, L., VEITINGER, J., JONAS, T., THEE, P. & GINZLER, C. 2015. Snow depth mapping in high-alpine catchments using digital photogrammetry. *The Cryosphere*, **9**, 229–243, 10.5194/tc-9-229-2015.
- CHANG, K.-T. & LI, Z. 2000. Modelling snow accumulation with a geographic information system. *International Journal of Geographical Information Science*, **14**, 693–707.
- CHEN, J. & FUNK, M. 1990. Mass balance of Rhonegletscher during 1882/83 - 1986/87. *Journal of Glaciology*, **36**, 199–209.
- CHESSEL, D. & THIOULOUSE, J. 2003. Analyse de données spatialisées Disponible à : <https://tinyurl.com/5dava32k> [Consulté le 12 mai 2021].
- CHRISTIANSEN, H.H., HUMLUM, O. & ECKERSTORFER, M. 2013. Central Svalbard 2000–2011 Meteorological Dynamics and Periglacial Landscape Response. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, **45**, 6–18, 10.1657/1938-4246-45.16.
- COGLEY, J.G., HOCK, R., RASMUSSEN, L.A., ARENDT, A.A., BAUDER, A., BRAITHWAITE, R.J., JANSSON, P., et al. 2011. Glossary of Glacier Mass Balance and Related Terms, IHP-VII Technical Documents in Hydrology No. 86, IACS Contribution No. 2.
- COPLAND, L. 1998. The use of terrain analysis in the evaluation of snow cover over an alpine glacier. *Landform monitoring, modelling and analysis*. Chichester, John Wiley and Sons Ltd, 385–404.
- CORBEL, J. 1966. Spitsberg 1964 et premières observations 1965. *CNRS, RCP*, **42**.
- CORNILLON, P.-A. & MATZNER-LØBER, E. 2010. *Régression avec R*. Paris: Springer, 242 pp.
- CRISTEA, N.C., BRECKHEIMER, I., RALEIGH, M.S., HILLERISLAMBERS, J. & LUNDQUIST, J.D. 2017. An evaluation of terrain-based downscaling of fractional snow covered area data sets based on LiDAR-derived snow data and orthoimagery. *Water Resources Research*, 10.1002/2017WR020799.
- CUFFEY, K. & PATERSON, W.S.B. 2010. *The physics of glaciers*. 4th ed. Burlington, MA: Butterworth-Heinemann/Elsevier, 693 pp.
- CULLATHER, R.I., LIM, Y.-K., BOISVERT, L.N., BRUCKER, L., LEE, J.N. & NOWICKI, S.M.J. 2016. Analysis of the warmest Arctic winter, 2015-2016: THE WARM ARCTIC WINTER OF 2015-2016. *Geophysical Research Letters*, **43**, 10,808-10,816, 10.1002/2016GL071228.

- DALLMANN, W.K. ed. 2015. *Geoscience atlas of Svalbard*. Tromsø: Norsk polarinstitutt, 292 pp.
- DEEMS, J.S., PAINTER, T.H. & FINNEGAN, D.C. 2013. Lidar measurement of snow depth: a review. *Journal of Glaciology*, **59**, 467–479.
- DEGAETANO, A.T., EGGLESTON, K.L. & KNAPP, W.W. 1995. A Method to Estimate Missing Daily Maximum and Minimum Temperature Observations. *Journal of Applied Meteorology*, **34**, 371–380, 10.1175/1520-0450-34.2.371.
- ELDER, K., DOZIER, J. & MICHAELSEN, J. 1991. Snow accumulation and distribution in an Alpine Watershed. *Water Resources Research*, **27**, 1541–1552, 10.1029/91WR00506.
- ERICKSON, T.A., WILLIAMS, M.W. & WINSTRAL, A. 2005. Persistence of topographic controls on the spatial distribution of snow in rugged mountain terrain, Colorado, United States. *Water Resources Research*, **41**, W04014, 10.1029/2003WR002973.
- FARINOTTI, D., MAGNUSSON, J., HUSS, M. & BAUDER, A. 2010. Snow accumulation distribution inferred from time-lapse photography and simple modelling. *Hydrological Processes*, **24**, 2087–2097, 10.1002/hyp.7629.
- FIRAT, M., DIKBAS, F., KOC, A.C. & GUNGOR, M. 2012. Analysis of temperature series: estimation of missing data and homogeneity test. *Meteorological Applications*, **19**, 397–406, 10.1002/met.271.
- FLEMING, K.M., DOWDESWELL, J.A. & OERLEMANS, J. 1997. Modelling the mass balance of northwest Spitsbergen glaciers and responses to climate change. *Annals of Glaciology*, **24**, 203–210, 10.3189/S0260305500012180.
- FØRLAND, E.J., BENESTAD, R., HANSEN-BAUER, I., HAUGEN, J.E. & SKAUGEN, T.E. 2011. Temperature and Precipitation Development at Svalbard 1900–2100. *Advances in Meteorology*, 10.1155/2011/893790.
- FØRLAND, E.J. & HANSEN-BAUER, I. 2000. Increased Precipitation in the Norwegian Arctic: True or False? *Climatic Change*, **46**, 485–509, 10.1023/A:1005613304674.
- FOUCART, T. 2006. Colinéarité et régression linéaire. *Mathématiques et sciences humaines*, 10.4000/msh.2963.
- FOX, J., WEISBERG, S. & FOX, J. 2011. *An R companion to applied regression*. 2nd ed. Thousand Oaks, Calif: SAGE Publications, 449 pp.
- FRANCIS, J.A. & VAVRUS, S.J. 2015. Evidence for a wavier jet stream in response to rapid Arctic warming. *Environmental Research Letters*, **10**, 014005, 10.1088/1748-9326/10/1/014005.
- FURNIVAL, G. & WILSON, R. 1974. Regressions by Leaps and Bounds. *Technometrics*, **16**, 499–511.
- GABBI, J. 2015. *On the uncertainties in glacier mass balance modelling*. ETH Zurich., 10.3929/ETHZ-A-010421888.
- GARDNER, A.S., MOHOLDT, G., COGLEY, J.G., WOUTERS, B., ARENDT, A.A., WAHR, J., BERTHIER, E., et al. 2013. A Reconciled Estimate of Glacier Contributions to Sea Level Rise: 2003 to 2009. *Science*, **340**, 852–857, 10.1126/science.1234532.
- 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.

- GJELTEN, H.M., NORDLI, Ø., ISAKSEN, K., FØRLAND, E.J., SVIASHCHENNIKOV, P.N., WYSZYNSKI, P., PROKHOROVA, U.V., PRZYBYLAK, R., IVANOV, B.V. & URAZGILDEEVA, A.V. 2016. Air temperature variations and gradients along the coast and fjords of western Spitsbergen. *Polar Research*, **35**, 29878, 10.3402/polar.v35.29878.
- GREUELL, W. 1992. Hintereisferner, Austria: mass-balance reconstruction and numerical modelling of the historical length variations. *Journal of Glaciology*, **38**, 233–244, 10.3189/S0022143000003646.
- GREUELL, W. & SMEETS, P. 2001. Variations with elevation in the surface energy balance on the Pasterze (Austria). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **106**, 31717–31727, 10.1029/2001JD900127.
- 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, Université de Nancy II.
- GRISELIN, M. & MARLIN, C. 1999. Approche quantitative et géochimique du gradient altitudinal des précipitations sur un bassin versant partiellement englacé sur la côte occidentale du Spitsberg. *La Houille Blanche*, 34–39.
- GRISELIN, M. & MARLIN, C. 1998. Origin of the Water Circulation in the moraine plain of the Loven East Glacier (Spitsbergen). In *Proceedings of the 4th International Symposium Glacier Caves and Cryokarst in Polar Regions, Salzburg, Austria, September*. 1–6.
- GRISELIN, M., MARLIN, C. & LAFFLY, D. 2007. Changement climatique récent (1969-2006) en Arctique à travers les relevés météorologiques de Ny Alesund (Spitsberg, 79°N). Dans Colloque de la Société Hydrotechnique de France (SHF). Grenoble, France.
- GROHMANN, C.H., SMITH, M.J. & RICCOMINI, C. 2011. Multiscale Analysis of Topographic Surface Roughness in the Midland Valley, Scotland. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **49**, 1200–1213, 10.1109/TGRS.2010.2053546.
- GRÖMPING, U. 2007. Estimators of Relative Importance in Linear Regression Based on Variance Decomposition. *The American Statistician*, **61**, 139–147, 10.1198/000313007X188252.
- GRÜNEWALD, T., BÜHLER, Y. & LEHNING, M. 2014. Elevation dependency of mountain snow depth. *The Cryosphere*, **8**, 2381–2394, 10.5194/tc-8-2381-2014.
- GRÜNEWALD, T., SCHIRMER, M., MOTT, R. & LEHNING, M. 2010. Spatial and temporal variability of snow depth and ablation rates in a small mountain catchment. *The Cryosphere*, **4**, 215–225, 10.5194/tc-4-215-2010.
- GUTHRIE, W.F. 2020. NIST/SEMATECH e-Handbook of Statistical Methods (NIST Handbook 151), 10.18434/M32189.
- HAEBERLI, W. 2004. Glaciers and ice caps: Historical background and strategies of world-wide monitoring. Dans Bamber, J.L. & Payne, A.J., eds. *Mass balance of the cryosphere observations and modelling of contemporary and future changes*. Cambridge; New York: Cambridge University Press, 559–578. Disponible à : <http://site.ebrary.com/id/10124700> [Consulté le 14 avril 2021].
- HAEBERLI, W., HOELZLE, M., PAUL, F. & ZEMP, M. 2007. Integrated monitoring of mountain glaciers as key indicators of global climate change: the European Alps. *Annals of Glaciology*, **46**, 150–160, 10.3189/172756407782871512.

- HAGEN, J.O., KOHLER, J., MELVOLD, K. & WINTHER, J.-G. 2003. Glaciers in Svalbard: mass balance, runoff and freshwater flux. *Polar Research*, **22**, 145–159, 10.1111/j.1751-8369.2003.tb00104.x.
- HAGEN, J.O., LIESTØL, O., ROLAND, E. & JØRGENSEN, T. 1993. Glacier atlas of Svalbard and Jan Mayen.
- HAMBREY, M. & ALEAN, J. 2004. *Glaciers*. Cambridge: Cambridge University Press
Disponible à : <https://doi.org/10.1017/CBO9780511807602> [Consulté le 11 mai 2021].
- HAMBREY, M., MURRAY, T., GLASSER, N., HUBBARD, A., HUBBARD, B., STUART, G., HANSEN, S. & KOHLER, J. 2005. Structure and changing dynamics of a polythermal valley glacier on a centennial timescale: Midre Lovénbreen, Svalbard. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, **110**, 10.1029/2004JF000128.
- HARSHBURGER, B.J., HUMES, K.S., WALDEN, V.P., BLANDFORD, T.R., MOORE, B.C. & DEZZANI, R.J. 2010. Spatial interpolation of snow water equivalency using surface observations and remotely sensed images of snow-covered area. *Hydrological Processes*, **24**, 1285–1295, 10.1002/hyp.7590.
- HAUKE, J. & KOSSOWSKI, T. 2011. Comparison of values of Pearson's and Spearman's correlation coefficients on the same sets of data. *Quaestiones Geographicae*, **30**, 87–93.
- HELFRICHT, K. 2014. *Analysis of the spatial and temporal variation of seasonal snow accumulation in alpine catchments using airborne laser scanning: basic research for the adaptation of spatially distributed hydrological models to mountain regions*. Disponible à : http://inis.iaea.org/Search/search.aspx?orig_q=RN:47078883 [Consulté le 21 août 2017].
- HJELLE, A. 1993. *Geology of Svalbard*. Oslo: Norsk Polarinst, 162 pp.
- HOCK, R. 2005. Glacier melt: a review of processes and their modelling. *Progress in physical geography*, **29**, 362–391.
- HOCK, R. 2003. Temperature index melt modelling in mountain areas. *Journal of Hydrology*, **282**, 104–115, 10.1016/S0022-1694(03)00257-9.
- HOCK, R., DE WOUVE, M., RADIĆ, V. & DYURGEROV, M. 2009. Mountain glaciers and ice caps around Antarctica make a large sea-level rise contribution: MOUNTAIN GLACIERS AND ICE CAPS. *Geophysical Research Letters*, **36**, 10.1029/2008GL037020.
- HOPKINSON, C., DEMUTH, M., SITAR, M. & CHASMER, L. 2001. Applications of airborne LiDAR mapping in glacierised mountainous terrain. In *IGARSS 2001. Scanning the Present and Resolving the Future. Proceedings. IEEE 2001 International Geoscience and Remote Sensing Symposium (Cat. No.01CH37217)* – IGARSS 2001. Scanning the Present and Resolving the Future. Proceedings. IEEE 2001 International Geoscience and Remote Sensing Symposium. Sydney, NSW, Australia: IEEE, 949–951., 10.1109/IGARSS.2001.976690.
- HUMLUM, O., INSTANES, A. & SOLLID, J.L. 2003. Permafrost in Svalbard: a review of research history, climatic background and engineering challenges. *Polar Research*, **22**, 191–215, 10.1111/j.1751-8369.2003.tb00107.x.

- HUSS, M. & FARINOTTI, D. 2012. Distributed ice thickness and volume of all glaciers around the globe. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, **117**, 10.1029/2012JF002523.
- HYNDMAN, R.J. & ATHANASOPOULOS, G. 2013. *Forecasting: principles and practice*. OTexts, 292 pp.
- IPCC ed. 2013. *Climate Change 2013 - The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge: Cambridge University Press, 1535 pp, 10.1017/CBO9781107415324.
- ISACHSEN, G. 1912. *Résultats des campagnes scientifiques d'Albert 1er de Monaco*. Fascicule XL – Exploration du Nord-Ouest du Spitsberg. Partie 1. Disponible à: <https://archimer.ifremer.fr/doc/1912/publication-7444.pdf> [Consulté le 2 novembre 2021].
- JAMES, G., WITTEN, D., HASTIE, T. & TIBSHIRANI, R. eds. 2013. *An introduction to statistical learning: with applications in R*. New York: Springer, 426 pp.
- JANSSENS, I. & HUYBRECHTS, P. 2000. The treatment of meltwater retention in mass-balance parameterizations of the Greenland ice sheet. *Annals of Glaciology*, **31**, 133–140.
- JOLY, D. 1994. Ambiances climatiques instantanées au Spitsberg: (pour une approche méthodique par niveau d'échelle). *Annales littéraires de l'université de Franche-Comté* Disponible à : <http://cat.inist.fr/?aModele=afficheN&cpsidt=109024> [Consulté le 14 février 2016].
- JOST, G., WEILER, M., GLUNS, D.R. & ALILA, Y. 2007. The influence of forest and topography on snow accumulation and melt at the watershed-scale. *Journal of Hydrology*, **347**, 101–115, 10.1016/j.jhydrol.2007.09.006.
- KADANE, J.B. & LAZAR, N.A. 2004. Methods and Criteria for Model Selection. *Journal of the American Statistical Association*, **99**, 279–290, 10.1198/016214504000000269.
- KASER, G., COGLEY, J.G., DYURGEROV, M.B., MEIER, M.F. & OHMURA, A. 2006. Mass balance of glaciers and ice caps: Consensus estimates for 1961–2004. *Geophysical Research Letters*, **33**, 10.1029/2006GL027511.
- KEMP, W.P., BURNELL, D.G., EVERSON, D.O. & THOMSON, A.J. 1983. Estimating Missing Daily Maximum and Minimum Temperatures. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **22**, 1587–1593, 10.1175/1520-0450(1983)022<1587:EMDMAM>2.0.CO;2.
- KERGOMARD, C. 1978. Quelques aspects de l'été arctique au Spitzberg occidental. *Hommes et Terres du Nord*, **2**, 19–35.
- KINAR, N.J. & POMEROY, J.W. 2015. Measurement of the physical properties of the snowpack: MEASUREMENT OF SNOWPACK. *Reviews of Geophysics*, **53**, 481–544, 10.1002/2015RG000481.
- KING, E.C., SMITH, A.M., MURRAY, T. & STUART, G.W. 2008. Glacier-bed characteristics of midtre Lovénbreen, Svalbard, from high-resolution seismic and radar surveying. *Journal of Glaciology*, **54**, 145–156, 10.3189/002214308784409099.

- KLOK, E.J. & OERLEMANS, J. 2002. Model study of the spatial distribution of the energy and mass balance of Morteratschgletscher, Switzerland. *Journal of Glaciology*, **48**, 505–518, 10.3189/172756502781831133.
- KOHLER, J. & AANES, R. 2004. Effect of Winter Snow and Ground-Icing on a Svalbard Reindeer Population: Results of a Simple Snowpack Model. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, **36**, 333–341, 10.1657/1523-0430(2004)036[0333:EOWSAG]2.0.CO;2.
- KOHLER, J., JAMES, T.D., MURRAY, T., NUTH, C., BRANDT, O., BARRAND, N.E., AAS, H.F. & LUCKMAN, A. 2007. Acceleration in thinning rate on western Svalbard glaciers. *Geophysical Research Letters*, **34**, L18502, 10.1029/2007GL030681.
- KUHN, M. 1984. Mass Budget Imbalances as Criterion for a Climatic Classification of Glaciers. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, **66**, 229–238.
- LANCELOT, R. & LESNOFF, M. 2005. Sélection de modèles avec l'AIC et critères d'information dérivés Disponible à: <https://tinyurl.com/ydhpmj7r> [Consulté le 12 mai 2021].
- LANE, S. 2010. Numerical modelling: Understanding explanation and prediction in physical geography. In Clifford, N.J., Cope, M., Gillespie, T.W. & French, S., eds. *Key methods in geography*. London: SAGE, 274–298.
- LEFAUCONNIER, B. & HAGEN, J.O. 1990. Glaciers and Climate in Svalbard: Statistical Analysis and Reconstruction of the Brøggerbreen Mass Balance for the Last 77 Years. *Annals of Glaciology*, **14**, 148–152, 10.3189/S0260305500008466.
- LEFAUCONNIER, B., HAGEN, J.O., ØRBÆK, J.B., MELVOLD, K. & ISAKSSON, E. 1999. Glacier balance trends in the Kongsfjorden area, western Spitsbergen, Svalbard, in relation to the climate. *Polar Research*, **18**, 307–313, 10.1111/j.1751-8369.1999.tb00308.x.
- LEHNING M., LÖWE H., RYSER M., & RADERSCHALL N. 2008. Inhomogeneous precipitation distribution and snow transport in steep terrain. *Water Resources Research*, **44**, 10.1029/2007WR006545.
- LETRÉGUILLY, A. 1988. Relation between the mass balance of western canadian mountain glaciers and meteorological data. *Journal of Glaciology*, **34**, 11–18.
- LETRÉGUILLY, A. & REYNAUD, L. 1990. Space and Time Distribution of Glacier Mass-Balance in the Northern Hemisphere. *Arctic and Alpine Research*, **22**, 43–50.
- LINDEMAN, R.H., MERENDA, P.F. & GOLD, R.Z. 1980. *Introduction to bivariate and multivariate analysis*. Glenview, Ill: Scott, Foresman, 444 pp.
- LLIBOUTRY, L. 1974. Multivariate Statistical Analysis of Glacier Annual Balances. *Journal of Glaciology*, **13**, 371–392, 10.3198/1974JoG13-69-371-392.
- LLIBOUTRY, L. 1964. *Traité de glaciologie, tome I: Glaciers - Neige - Hydrologie nivale*. Masson. Paris, 616 pp.
- LOPEZ-MORENO, J.I., BOIKE, J., SANCHEZ-LORENZO, A. & POMEROY, J.W. 2016. Impact of climate warming on snow processes in Ny-Ålesund, a polar maritime site at Svalbard. *Global and Planetary Change*, **146**, 10–21, 10.1016/j.gloplacha.2016.09.006.
- LÓPEZ-MORENO, J.I., LATRON, J. & LEHMANN, A. 2010. Effects of sample and grid size on the accuracy and stability of regression-based snow interpolation methods. *Hydrological Processes*, **24**, 1914–1928, 10.1002/hyp.7564.

- LÜTHI, M., BAUDER, A. & FUNK, M. 2010. Volume change reconstruction of Swiss glaciers from length change data. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, **115**, 10.1029/2010JF001695.
- MACHGUTH, H., PAUL, F., HOELZLE, M. & HAEBERLI, W. 2006. Distributed glacier mass-balance modelling as an important component of modern multi-level glacier monitoring. *Annals of Glaciology*, **43**, 335–343, 10.3189/172756406781812285.
- MANSFIELD, E.R. & HELMS, B.P. 1982. Detecting Multicollinearity. *The American Statistician*, **36**, 158–160, 10.1080/00031305.1982.10482818.
- MARLIN, C., TOLLE, F., GRISELIN, M., BERNARD, E., SAINTENOY, A., QUENET, M. & FRIEDT, J.-M. 2017. Change in geometry of a high Arctic glacier from 1948 to 2013 (Austre Lovénbreen, Svalbard). *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, **99**, 115–138, 10.1080/04353676.2017.1285203.
- MARZEION, B., JAROSCH, A.H. & HOFER, M. 2012. Past and future sea-level change from the surface mass balance of glaciers. *The Cryosphere*, **6**, 1295–1322, 10.5194/tc-6-1295-2012.
- MATURILLI, M., HERBER, A. & KÖNIG-LANGLO, G. 2015. Surface radiation climatology for Ny-Ålesund, Svalbard (78.9° N), basic observations for trend detection. *Theoretical and Applied Climatology*, **120**, 331–339, 10.1007/s00704-014-1173-4.
- MCCREIGHT, J.L., SLATER, A.G., MARSHALL, H.P. & RAJAGOPALAN, B. 2014. Inference and uncertainty of snow depth spatial distribution at the kilometre scale in the Colorado Rocky Mountains: the effects of sample size, random sampling, predictor quality, and validation procedures. *Hydrological Processes*, **28**, 933–957, 10.1002/hyp.9618.
- MERCER, A. 2018. *Studies in Glacier Mass Balance. Measurement and its errors*. Thèse de doctorat, Université de Stockholm.
- MERCIER, D. 2001. *Le ruissellement au Spitsberg*. Presses Universitaires Blaise Pascal.
- MERCIER, D. & LAFFLY, D. 2005. Actual paraglacial progradation of the coastal zone in the Kongsfjorden area, western Spitsbergen (Svalbard). *Geological Society, London, Special Publications*, **242**, 111–117, 10.1144/GSL.SP.2005.242.01.10.
- MICCADEI, E., PIACENTINI, T. & BERTI, C. 2016. Geomorphological features of the Kongsfjorden area: Ny-Ålesund, Blomstrandøya (NW Svalbard, Norway). *Rendiconti Lincei*, **27**, 217–228, 10.1007/s12210-016-0537-3.
- MIDGLEY, N.G., COOK, S.J., GRAHAM, D.J. & TONKIN, T.N. 2013. Origin, evolution and dynamic context of a Neoglacial lateral–frontal moraine at Austre Lovénbreen, Svalbard. *Geomorphology*, **198**, 96–106, 10.1016/j.geomorph.2013.05.017.
- MILLER, A. 2002. *Subset Selection in Regression, Second Edition*. Hoboken: CRC Press
Disponible à: <http://public.eblib.com/choice/publicfullrecord.aspx?p=264533> [Consulté le 28 mai 2019].
- MINGXING, X., MING, Y., JIAWEN, R., SONGTAO, A., JIANCHENG, K. & DONGCHEN, E. 2010. Surface mass balance and ice flow of the glaciers Austre Lovénbreen and Pedersenbreen, Svalbard, Arctic. *Chinese Journal of Polar Science*, **21**, 147–159.
- MOIGN, A. 1974. *Strandflats immergés et émergés du Spitsberg central et nord-occidental*. Thèse de doctorat, Université de Lille III.

- MÖLLER, M. & KOHLER, J. 2018. Differing Climatic Mass Balance Evolution Across Svalbard Glacier Regions Over 1900–2010. *Frontiers in Earth Science*, **6**, 128, 10.3389/feart.2018.00128.
- MORAN, P.A.P. 1948. The Interpretation of Statistical Maps. *Journal of the Royal Statistical Society: Series B (Methodological)*, **10**, 243–251, 10.1111/j.2517-6161.1948.tb00012.x.
- MOTT, R., SCHIRMER, M., BAVAY, M., GRÜNEWALD, T. & LEHNING, M. 2010. Understanding snow-transport processes shaping the mountain snow-cover. *The Cryosphere*, **4**, 545–559, 10.5194/tc-4-545-2010.
- MUNRO, D.S. 1991. A surface energy exchange model of glacier melt and net mass balance. *International Journal of Climatology*, **11**, 689–700, 10.1002/joc.3370110610.
- MURRAY, A.B. 2013. Contrasting the Goals, Strategies, and Predictions Associated with Simplified Numerical Models and Detailed Simulations. Dans Wilcock, P.R. & Iverson, R.M., eds. *Geophysical Monograph Series*. Washington, D. C: American Geophysical Union, 151–165., 10.1029/135GM11.
- MURRAY, A.B. 2007. Reducing model complexity for explanation and prediction. *Geomorphology*, **90**, 178–191, 10.1016/j.geomorph.2006.10.020.
- MURRAY, A.B. 2002. Seeking explanation affects numerical modeling strategies. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, **83**, 418, 10.1029/2002EO000304.
- NERSESSIAN, N.J. & MACLEOD, M. 2017. Models and Simulations. Dans Magnani, L. & Bertolotti, T., eds. *Springer Handbook of Model-Based Science*. Cham: Springer International Publishing, 119–132., 10.1007/978-3-319-30526-4_5.
- NEUGIRG, F., KAISER, A., HUBER, A., HECKMANN, T., SCHINDEWOLF, M., SCHMIDT, J., BECHT, M. & HAAS, F. 2016. Using terrestrial LiDAR data to analyse morphodynamics on steep unvegetated slopes driven by different geomorphic processes. *CATENA*, **142**, 269–280, 10.1016/j.catena.2016.03.021.
- NICOLUSSI, K. & PATZELT, G. 1996. Reconstructing glacier history in Tyrol by means of tree ring investigations. *Zeitschrift Für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, **32**, 207–215.
- NOWAK, A. & HODSON, A. 2013. Hydrological response of a High-Arctic catchment to changing climate over the past 35 years: a case study of Bayelva watershed, Svalbard. *Polar Research*, **32**, 19691, 10.3402/polar.v32i0.19691.
- OERLEMANS, J. 1993. Modelling of Glacier Mass Balance. Dans Peltier, W.R., ed. *Ice in the Climate System*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 101–116., 10.1007/978-3-642-85016-5_6.
- OERLEMANS, J. & FORTUIN, J.P.F. 1992. Sensitivity of Glaciers and Small Ice Caps to Greenhouse Warming. *Science*, **258**, 115–117, 10.1126/science.258.5079.115.
- OERLEMANS, J., GIESEN, R.H. & VAN DEN BROEKE, M.R. 2009. Retreating alpine glaciers: increased melt rates due to accumulation of dust (Vadret da Morteratsch, Switzerland). *Journal of Glaciology*, **55**, 729–736, 10.3189/002214309789470969.
- OERLEMANS, J. & KLOK, E.J. 2002. Energy Balance of a Glacier Surface: Analysis of Automatic Weather Station Data from the Morteratschgletscher, Switzerland. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, **34**, 477–485, 10.1080/15230430.2002.12003519.

- OHMURA, A. 2001. Physical Basis for the Temperature-Based Melt-Index Method. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **40**, 753–761.
- OLEJNIK, S., MILLS, J. & KESELMAN, H. 2000. Using Wherry's Adjusted R^2 and Mallow's C_p for Model Selection From All Possible Regressions. *The Journal of Experimental Education*, **68**, 365–380, 10.1080/00220970009600643.
- OLIVEAU, S. Autocorrélation spatiale. *Hypergéométrie* Disponible à : <https://tinyurl.com/3p7es26s> [Consulté le 12 mai 2021].
- ORESQUES, N. 2003. The role of quantitative models in science. Dans Canham, C.D.W., Cole, J. & Lauenroth, W.K., eds. *Models in ecosystem science*. Cary Conference. Princeton: Princeton University Press, 13–31.
- ORVIN, A.K. 1969. Outline of the geological history of Spitsbergen.
- OSTREM, G. & BRUGMAN, M. 1991. *Glacier mass-balance measurements*. Saskatoon, Sask: Environment Canada. National Hydrology Research Institute. 4.
- OVERLAND, J.E., DETHLOFF, K., FRANCIS, J.A., HALL, R.J., HANNA, E., KIM, S.-J., SCREEN, J.A., SHEPHERD, T.G. & VIHMA, T. 2016. Nonlinear response of mid-latitude weather to the changing Arctic. *Nature Climate Change*, **6**, 992–999, 10.1038/nclimate3121.
- PANHOLZER, H. & PROKOP, A. 2013. Wedge-Filtering of Geomorphologic Terrestrial Laser Scan Data. *Sensors*, **13**, 2579–2594, 10.3390/s130202579.
- PAOLA, C. 2001. Modelling Stream Braiding Over a Range of Scales. *New Zealand Hydrological Society*, 11–46.
- PEETERS, B., PEDERSEN, Å.Ø., LOE, L.E., ISAKSEN, K., VEIBERG, V., STIEN, A., KOHLER, J., GALLET, J.-C., AANES, R. & HANSEN, B.B. 2019. Spatiotemporal patterns of rain-on-snow and basal ice in high Arctic Svalbard: detection of a climate-cryosphere regime shift. *Environmental Research Letters*, **14**, 015002, 10.1088/1748-9326/aaefb3.
- PENNSYLVANIA STATE UNIVERSITY. Regression Methods, online course STAT 501. *PennState - Eberly College of Science* Disponible à : <https://online.stat.psu.edu/stat501/lesson/welcome-stat-501> [Consulté le 12 mai 2021].
- PETERSON, T., EASTERLING, D., KARL, T., GROISMAN, P., NICHOLLS, N., PLUMMER, P., TOROK, S., AUER, I. & BOEHM, R. 1998. Homogeneity adjustments of in situ atmospheric climate data: a review. *International Journal of Climatology*, **18**, 1493–1517.
- PFEFFER, W.T., ARENDT, A.A., BLISS, A., BOLCH, T., COGLEY, J.G., GARDNER, A.S., HAGEN, J.-O., et al. 2014. The Randolph Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers. *Journal of Glaciology*, **60**, 537–552, 10.3189/2014JG13J176.
- PIRAZZINI, R., LEPPÄNEN, L., PICARD, G., LOPEZ-MORENO, J.I., MARTY, C., MACCELLONI, G., KONTU, A., et al. 2018. European In-Situ Snow Measurements: Practices and Purposes. *Sensors*, **18**, 2016, 10.3390/s18072016.
- PRABHAKARAN, S. R Tutorial. *r-statistics.co* Disponible à : <http://r-statistics.co/> [Consulté le 12 mai 2021].
- PROKOP, A. 2008. Assessing the applicability of terrestrial laser scanning for spatial snow depth measurements. *Cold Regions Science and Technology*, **54**, 155–163, 10.1016/j.coldregions.2008.07.002.
- PROKOP, A. 2009. Terrestrial Laser Scanning for Snow Depth Observations: An Update on Technical Developments and Applications. *International Snow Science Workshop, Davos 2009, Proceedings*, 192–196.

- PROKOP, A., SCHIRMER, M., RUB, M., LEHNING, M. & STOCKER, M. 2008. A comparison of measurement methods: terrestrial laser scanning, tachymetry and snow probing for the determination of the spatial snow-depth distribution on slopes. *Annals of Glaciology*, **49**, 210–216, 10.3189/172756408787814726.
- PROKOP, A., SCHÖN, P., SINGER, F., PULFER, G., NAAIM, M., THIBERT, E. & SORUCO, A. 2015. Merging terrestrial laser scanning technology with photogrammetric and total station data for the determination of avalanche modeling parameters. *Cold Regions Science and Technology*, **110**, 223–230, 10.1016/j.coldregions.2014.11.009.
- RABATEL, A. 2005. *Chronologie et interprétation paléoclimatique des fluctuations des glaciers dans les Andes de Bolivie (16°S) depuis le maximum du Petit Age Glaciaire (17^e siècle)*. Thèse de doctorat, Université Joseph-Fourier - Grenoble I. Disponible à: <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00012124/document> [Consulté le 11 mai 2016].
- RAKOTOMALALA, R. 2017. Analyse de corrélation -- Etude des dépendances - Variables quantitatives Disponible à: <https://tinyurl.com/shpr9puf> [Consulté le 12 mai 2021].
- RANGO, A. & MARTINEC, J. 1995. Revisiting the degree-day method for snowmelt computations. *Journal of the American Water Resources Association*, **31**, 657–669, 10.1111/j.1752-1688.1995.tb03392.x.
- RESHETYUK, Y., KUNGLIGA TEKNISKA HÖGSKOLAN, & AVDELNINGEN FÖR GEODESI. 2006. *Investigation and calibration of pulsed time-of-flight terrestrial laser scanners*. Stockholm : Division of Geodesy, Royal Institute of Technology.
- REVUELTO, J., JONAS, T. & LÓPEZ-MORENO, J.-I. 2016. Backward snow depth reconstruction at high spatial resolution based on time-lapse photography: Snow Depth Reconstruction from Time-Lapse Photos and Temperature. *Hydrological Processes*, **30**, 2976–2990, 10.1002/hyp.10823.
- REVUELTO, J., LÓPEZ-MORENO, J.I., AZORIN-MOLINA, C., ZABALZA, J., ARGUEDAS, G. & VICENTE-SERRANO, S.M. 2014. Mapping the annual evolution of snow depth in a small catchment in the Pyrenees using the long-range terrestrial laser scanning. *Journal of Maps*, **10**, 379–393, 10.1080/17445647.2013.869268.
- RIVERA, A., BOWN, F., CASASSA, G., ACUÑA, C. & CLAVERO, J. 2005. Glacier shrinkage and negative mass balance in the Chilean Lake District (40°S) / Rétrécissement glaciaire et bilan massique négatif dans la Région des Lacs du Chili (40°S). *Hydrological Sciences Journal*, **50**, 13, 10.1623/hysj.2005.50.6.963.
- SAALMANN, K. & THIEDIG, F. 2002. Thrust tectonics on Brøggerhalvøya and their relationship to the Tertiary West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belt. *Geological Magazine*, **139**, 10.1017/S0016756801006069.
- SAINTENOY, A., FRIEDT, J.M., BOOTH, A. D., TOLLE, F., BERNARD, E., LAFFLY, D., MARLIN, C. & GRISELIN, M. 2013. Deriving ice thickness, glacier volume and bedrock morphology of Austre Lovénbreen (Svalbard) using GPR. *Near Surface Geophysics*, **11**, 253–261, 10.3997/1873-0604.2012040.
- SCHNEEBERGER, C., ALBRECHT, O., BLATTER, H., WILD, M. & HOCK, R. 2001. Modelling the response of glaciers to a doubling in atmospheric CO₂: a case study of Storglaciären, northern Sweden. *Climate Dynamics*, **17**, 825–834, 10.1007/s003820000147.

- SCHNEIDER, T. 2001. Analysis of Incomplete Climate Data: Estimation of Mean Values and Covariance Matrices and Imputation of Missing Values. *Journal of Climate*, **14**, 853–871, 10.1175/1520-0442(2001)014<0853:AOICDE>2.0.CO;2.
- SCHÖNER, W. & BÖHM, R. 2007. A statistical mass-balance model for reconstruction of LIA ice mass for glaciers in the European Alps. *Annals of Glaciology*, **46**, 161–169, 10.3189/172756407782871639.
- SCHULER, T.V., KOHLER, J., ELAGINA, N., HAGEN, J.O.M., HODSON, A.J., JANIA, J.A., KÄÄB, A.M., et al. 2020. Reconciling Svalbard Glacier Mass Balance. *Frontiers in Earth Science*, **8**, 156, 10.3389/feart.2020.00156.
- SHMUELI, G. 2010. To Explain or to Predict? *Statistical Science*, **25**, 289–310, 10.1214/10-STS330.
- SINGH, V.P., SINGH, P. & HARITASHYA, U.K. eds. 2011. *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Dordrecht: Springer Netherlands, 10.1007/978-90-481-2642-2.
- SPOLAOR, A., BARBARO, E., CHRISTILLE, J.M., KIRCHGEORG, T., GIARDI, F., CAPPELLETTI, D., TURETTA, C., et al. 2016. Evolution of the Svalbard annual snow layer during the melting phase. *Rendiconti Lincei*, **27**, 147–154, 10.1007/s12210-015-0500-8.
- SVENDSEN, H., BESZCZYNSKA-MØLLER, A., HAGEN, J.O., LEFAUCONNIER, B., TVERBERG, V., GERLAND, S., ØRBÆK, J.B., et al. 2002. The physical environment of Kongsfjorden–Krossfjorden, an Arctic fjord system in Svalbard. *Polar Research*, **21**, 133–166, 10.3402/polar.v21i1.6479.
- SZÉKELY, G.J., RIZZO, M.L. & BAKIROV, N.K. 2007. Measuring and testing dependence by correlation of distances. *The Annals of Statistics*, **35**, 2769–2794, 10.1214/009053607000000505.
- TANGBORN, W. 1980. Two Models for Estimating Climate–Glacier Relationships in the North Cascades, Washington, U.S.A. *Journal of Glaciology*, **25**, 3–21.
- TONKIN, T.N., MIDGLEY, N.G., COOK, S.J. & GRAHAM, D.J. 2016. Ice-cored moraine degradation mapped and quantified using an unmanned aerial vehicle: A case study from a polythermal glacier in Svalbard. *Geomorphology*, **258**, 1–10, 10.1016/j.geomorph.2015.12.019.
- TORINESI, O., LETRÉGUILLY, A. & VALLA, F. 2002. A century reconstruction of the mass balance of Glacier de Sarennes, French Alps. *Journal of Glaciology*, **48**, 142–148.
- TRACHSEL, M. & NESJE, A. 2015. Modelling annual mass balances of eight Scandinavian glaciers using statistical models.
- TUFFERY, S. 2017. *Data mining et statistique décisionnelle: la science des données*. Paris: Technip.
- TUKEY, J.W. 1977. *Exploratory data analysis*. Reading, Mass: Addison-Wesley Pub. Co, 688 pp.
- UUSITALO, L., LEHIKAINEN, A., HELLE, I. & MYRBERG, K. 2015. An overview of methods to evaluate uncertainty of deterministic models in decision support. *Environmental Modelling & Software*, **63**, 24–31, 10.1016/j.envsoft.2014.09.017.
- VAN DE WAL, R.S.W. & WILD, M. 2001. Modelling the response of glaciers to climate change by applying volume-area scaling in combination with a high resolution GCM. *Climate Dynamics*, **18**, 359–366, 10.1007/s003820100184.

- VINCENT, C. & VALLON, M. 1997. Meteorological controls on glacier mass balance: empirical relations suggested by measurements on glacier de Sarennes, France. *Journal of Glaciology*, **43**, 131–137.
- VINCENT, C., VALLON, M., REYNAUD, L. & MEUR, E.L. 2000. Dynamic behaviour analysis of glacier de Saint Sorlin, France, from 40 years of observations, 1957–97. *Journal of Glaciology*, **46**, 499–506, 10.3189/172756500781833052.
- VIVIAN, R. 1964. Petits glaciers de haute latitude (Spitzberg, 79° de latitude Nord). *Revue de Géographie Alpine*, **52**, 513–531, 10.3406/rga.1964.3182.
- WADHAM, J.L. & NUTTALL, A.-M. 2002. Multiphase formation of superimposed ice during a mass-balance year at a maritime high-Arctic glacier. *Journal of Glaciology*, **48**, 545–551, 10.3189/172756502781831025.
- WALKER, W.E., HARREMOËS, P., ROTMANS, J., VAN DER SLUIJS, J.P., VAN ASSELT, M.B.A., JANSSEN, P. & KRAYER VON KRAUSS, M.P. 2003. Defining Uncertainty: A Conceptual Basis for Uncertainty Management in Model-Based Decision Support. *Integrated Assessment*, **4**, 5–17, 10.1076/iaij.4.1.5.16466.
- WERNER, A. 1993. Holocene moraine chronology, Spitsbergen, Svalbard: lichenometric evidence for multiple Neoglacial advances in the Arctic. *The Holocene*, **3**, 128–137.
- WGMS. 2020. Fluctuations of Glaciers Database, 10.5904/WGMS-FOG-2019-12.
- WIJNGAARD, J.B., KLEIN TANK, A.M.G. & KÖNNEN, G.P. 2003. Homogeneity of 20th century European daily temperature and precipitation series. *International Journal of Climatology*, **23**, 679–692, 10.1002/joc.906.
- WINTHER, J.-G., BRULAND, O., SAND, K., GERLAND, S., MARECHAL, D., IVANOV, B., GØOWACKI, P. & KÖNIG, M. 2003. Snow research in Svalbard—an overview. *Polar Research*, **22**, 125–144, 10.3402/polar.v22i2.6451.
- YOKOYAMA. 2002. Visualizing topography by openness: A new application of image processing to digital elevation models. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, **68**, 251–266.
- YOUNG, G. 1977. Relations between mass-balance and meteorological variables on Peyto Glacier, Alberta, 1967/1974. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, **13**, 111–125.
- ZEKOLLARI, H. & HUYBRECHTS, P. 2018. Statistical modelling of the surface mass-balance variability of the Morteratsch glacier, Switzerland: strong control of early melting season meteorological conditions. *Journal of Glaciology*, **64**, 275–288, 10.1017/jog.2018.18.
- ZEMP, M., FREY, H., GÄRTNER-ROER, I., NUSSBAUMER, S.U., HOELZLE, M., PAUL, F., HAEBERLI, W., et al. 2015. Historically unprecedented global glacier decline in the early 21st century. *Journal of Glaciology*, **61**, 745–762, 10.3189/2015JogG15J017.
- 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*, **56**, 83–100, 10.1016/j.gloplacha.2006.07.002.
- ZEMP, M., HOELZLE, M. & HAEBERLI, W. 2009. Six decades of glacier mass-balance observations: a review of the worldwide monitoring network. *Annals of Glaciology*, **50**, 101–111, 10.3189/172756409787769591.

- ZHANG, Y., LIU, S., XIE, C. & 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*, **43**, 280–284, 10.3189/172756406781812320.
- ZUO, Z. & OERLEMANS, J. 1997. Numerical modelling of the historic front variation and the future behaviour of the Pasterze glacier, Austria. *Annals of Glaciology*, **24**, 234–241, 10.3189/S0260305500012234.

Liste des figures

Introduction générale

| | |
|---|---|
| Figure 1 : Prévisions climatiques globales à l'horizon 2100 | 1 |
| Figure 2 : Augmentation des températures selon les saisons (1961 – 2014)..... | 2 |
| Figure 3 : Localisation du Spitsberg et de l'Austre Lovénbreen..... | 6 |
| Figure 4 : Contexte spatio-temporel de la thèse. | 7 |

Chapitre 1

| | |
|---|----|
| Figure 5 : Cycle annuel du bilan de masse. | 12 |
| Figure 6 : Illustrant des zones d'accumulation et d'ablation d'un glacier | 13 |
| Figure 7 : Boucle de rétroaction positive de la fonte de la neige puis de la glace.... | 16 |
| Figure 8 : Méthodes de mesure du bilan de masse d'un glacier | 17 |
| Figure 9 : Estimation du bilan de masse par modélisation des processus. | 19 |
| Figure 10 : Distribution des glaciers et calottes glaciaires sur la planète | 32 |
| Figure 11 : Evolution de (a) la moyenne des bilans de masse des glaciers du globe et (b) du bilan de masse cumulé..... | 33 |
| Figure 12 : Bilans de masse cumulés de (a) plusieurs petits glaciers (< 10 km ²) et (b) grands glaciers (> 50 km ²) du Svalbard | 35 |
| Figure 13 : Evolution du nombre de mesures glaciologiques et géodétiques | 36 |
| Figure 14 : Répartition mondiale des mesures de bilan de masse | 36 |

Chapitre 2

| | |
|---|----|
| Figure 15 : L'archipel du Svalbard recouvert par les glaciers..... | 40 |
| Figure 16 : Types de paysages du Svalbard..... | 41 |
| Figure 17 : Paléolatitudes du Svalbard..... | 42 |
| Figure 18 : Formation de la chaîne calédonienne. | 42 |
| Figure 19 : Schéma de l'évolution de la chaîne calédonienne (Dévonien) | 42 |
| Figure 20 : Reconstitutions paléogéographiques du Svalbard. | 43 |
| Figure 21 : Contexte géologique de la péninsule de Brøgger | 44 |
| Figure 22 : Unités géomorphologiques du bassin versant de l'Austre Lovénbreen | 46 |
| Figure 23 : Cirques du glacier Austre Lovén..... | 47 |
| Figure 24 : MNT du lit rocheux du glacier Austre Lovén par acquisition au GPR... 48 | |
| Figure 25 : Recul du front du glacier Austre Lovén entre 1948 et 2019. | 48 |
| Figure 26 : Profils du glacier Austre Lovén le long d'un axe central | 49 |
| Figure 27 : Perte de volume du glacier Austre Lovén entre 1962 et 2013..... | 50 |
| Figure 28 : Le glacier cerné par (a) plusieurs sommets et (b) par des versants abrupts..... | 50 |
| Figure 29 : Géomorphologie des versants de l'Austre Lovénbreen..... | 51 |
| Figure 30 : Affleurement de la barre calcaire du permo-carbonifère..... | 52 |
| Figure 31 : Aspect chaotique du bastion morainique..... | 52 |
| Figure 32 : Evolution de la surface du sandur alimenté notamment par les cours d'eau de la Goule et du Diable entre (a) 1966 et 1990 et (b) 2009 et 2014..... | 53 |
| Figure 33 : Courants marins influençant le climat du Spitsberg | 54 |

| | |
|---|----|
| Figure 34 : Diagramme ombrothermique de Ny-Ålesund (1981-2010)..... | 56 |
| Figure 35 : Evolution de la température moyenne mensuelle à Ny-Ålesund entre 1969 et 2017..... | 58 |
| Figure 36 : Anomalies de températures par rapport à la normale (1981-2010) à Ny-Ålesund..... | 59 |
| Figure 37 : Les précipitations liquides et neigeuses à Ny-Ålesund depuis 1970..... | 59 |
| Figure 38 : Evolution des précipitations liquides à Ny-Ålesund (1969 et 2017)..... | 60 |
| Figure 39 : Changements projetés de 1961-1990 à 2071-2100 dans les précipitations annuelles moyennes (%). | 61 |

Chapitre 3

| | |
|---|-----|
| Figure 40 : Le réseau de capteurs de l'Austre Lovénbreen..... | 66 |
| Figure 41 : Répartition des capteurs de température à la surface du glacier. | 68 |
| Figure 42 : Exemple d'irrégularité dans la mesure de la température de l'air..... | 70 |
| Figure 43 : « un flocon de neige ne restera jamais là où il est tombé » | 73 |
| Figure 44 : Direction des vents sur l'Austre Lovénbreen en 2007-2008. | 74 |
| Figure 45 : Un réseau de points de mesures nivologiques et glaciologiques homogène sur la surface du glacier de l'Austre Lovén installé en 2007. | 76 |
| Figure 46 : Le carottier manuel PICO avec une extension..... | 76 |
| Figure 47 : Prélèvement d'une carotte de neige à la balise B26 | 77 |
| Figure 48 : Surveillance du bassin de l'Austre Lovénbreen par un réseau de six appareils photo automatiques couvrant la surface du glacier. | 78 |
| Figure 49 : Implantation d'une balise à glace à l'aide d'une foreuse à vapeur..... | 80 |
| Figure 50 : Les balises à glace. | 81 |
| Figure 51 : Sondage manuel de l'épaisseur de neige dans un versant | 82 |
| Figure 52 : Photogrammétrie dans le bassin versant de l'Austre Lovénbreen.. | 83 |
| Figure 53 : Le GPR tracté dans les versants de l'Austre Lovénbreen | 84 |
| Figure 54 : Principes de mesure d'un LiDAR terrestre. | 86 |
| Figure 55 : Localisation des quatre versants balayés par TLS | 89 |
| Figure 56 : Pentés du bassin versant de l'Austre Lovénbreen. | 89 |
| Figure 57 : Installation d'une cible réfléchissante dans un versant étudié. | 90 |
| Figure 58 : Matériel nécessaire au fonctionnement du TLS..... | 91 |
| Figure 59 : Evolution de la résolution du nuage de points acquis par le TLS en fonction de l'angle d'incidence (pente) et de la distance au point de mesure. | 93 |
| Figure 60 : Nuage de points du versant Haavimb sud du TLS. | 94 |
| Figure 61 : Cibles positionnées sur le versant du Haavimb sud..... | 95 |
| Figure 62 : Résumé des étapes du traitement des données LiDAR. | 97 |
| Figure 63 : Diagramme en boîte ou boxplot..... | 101 |
| Figure 64 : L'histogramme et le graphique de densité | 101 |
| Figure 65 : Asymétrie d'une distribution | 102 |
| Figure 66 : Graphique en nuage de points..... | 103 |
| Figure 67 : Types de relations entre variables..... | 104 |
| Figure 68 : Le résidu e_i | 113 |

| | |
|---|-----|
| Figure 69 : Homoscédasticité et hétéroscédasticité..... | 113 |
| Figure 70 : Droite de Henry..... | 114 |
| Figure 71 : Autocorrélation spatiale | 115 |
| Figure 72 : Types de valeurs extrêmes | 117 |

Chapitre 4

| | |
|---|-----|
| Figure 73 : Limites frontales mesurées au DGPS entre 2008 et 2019 | 122 |
| Figure 74 : Bilan de masse cumulé de l'Austre Lovénbreen 2008-2019 | 123 |
| Figure 75 : Bilans de masse (Ba) de l'Austre Lovénbreen entre 2008 et 2019..... | 124 |
| Figure 76 : Bilan de masse mesuré pour chaque année entre 2008 et 2019 | 125 |
| Figure 77 : Accélération du rythme de fonte du glacier Austre Lovén..... | 126 |
| Figure 78 : Accélération du rythme de fonte en zone d'ablation..... | 126 |
| Figure 79 : Evolution du rythme d'accumulation..... | 127 |
| Figure 80 : Synthèse des variables de températures et de précipitations déclinées en facteurs explicatifs des bilans de masse annuels de l'Austre Lovénbreen..... | 128 |
| Figure 81 : Comparaison des méthodes d'estimation des données manquantes...131 | |
| Figure 82 : Corrélacion entre le nombre de jours supérieurs à x °C et le bilan de masse..... | 132 |
| Figure 83 : Carte des 20 points étudiés par modélisation. | 137 |
| Figure 84 : Boîtes à moustaches des bilans de masse mesurés aux balises..... | 138 |
| Figure 85 : Analyse univariée des variables de températures toutes les années confondues (2008-2017) | 139 |
| Figure 86 : Analyse univariée des variables de précipitations toutes les années confondues (2008-2017) | 139 |
| Figure 87 : Corrélacions entre chaque variable étudiée et le bilan de masse | 141 |
| Figure 88 : Rejet de la condition d'homoscédasticité des résidus..... | 141 |
| Figure 89 : Bilan de masse de l'année 2008-2009..... | 142 |
| Figure 90 : Accumulation de neige mesurée en 2015 | 142 |
| Figure 91 : Boîte à moustaches de l'accumulation de neige mesurée en 2016 | 142 |
| Figure 92 : Relation accumulation de neige hivernale et bilan de masse..... | 143 |
| Figure 93 : Lien étroit entre températures et bilan de masse | 144 |
| Figure 94 : Bilans de masse de l'Austre lovénbreen entre 2008 et 2017..... | 145 |
| Figure 95 : Corrélacions entre le bilan de masse de l'Austre Lovénbreen en 2008 et les variables indépendantes. | 145 |
| Figure 96 : Fluctuation des températures et précipitations en H19 (2007-08)..... | 146 |
| Figure 97 : Cartographie des résidus du modèle de 2008. | 147 |
| Figure 98 : Comparaison de 2008 et 2009 avec la période 2008-2017 pour chaque variable étudiée. | 148 |
| Figure 99 : Accumulation de neige en 2009. | 149 |
| Figure 100 : Episodes pluvieux durant l'hiver 2009-2010..... | 150 |
| Figure 101 : Une accumulation hivernale hétérogène en 2010..... | 151 |
| Figure 102 : 2010, une année plus froide que la période 2008-2017..... | 151 |

| | |
|---|-----|
| Figure 103 : Comparaison des précipitations estivales de 2010 avec les autres années étudiées | 152 |
| Figure 104 : Résultats de l'analyse bivariée en 2012 | 152 |
| Figure 105 : Valeur de l'AIC selon le nombre de variables intégrées au modèle .. | 153 |
| Figure 106 : Comparaison de (a) l'accumulation de neige et (b) des précipitations liquides au cœur de l'hiver de 2012 avec les autres années..... | 154 |
| Figure 107 : Des précipitations liquides au cœur de l'hiver qui ont endommagé le manteau neigeux de l'Austre Lovénbreen. | 154 |
| Figure 108 : Couverture neigeuse du glacier à la mi-juillet d'après les photos des stations automatiques..... | 154 |
| Figure 109 : Ecart à la moyenne du glacier des températures d'août en 2012..... | 155 |
| Figure 110 : Accumulation de neige de l'Austre Lovénbreen (2015)..... | 157 |
| Figure 111 : Des températures estivales en 2015 supérieures à la période 2008-2017 sur l'ensemble du glacier. | 157 |
| Figure 112 : Variabilité spatiale des températures des mois de juillet et août. | 157 |
| Figure 113 : Bilan de masse de l'Austre Lovénbreen en 2015..... | 157 |
| Figure 114 : Hétéroscédasticité (2017) | 158 |
| Figure 115 : Accumulation de neige hivernale en 2017. | 159 |
| Figure 116 : Des mois de juin et septembre chauds | 159 |
| Figure 117 : De nombreux épisodes neigeux durant l'hiver (2013-2014)..... | 161 |
| Figure 118 : Enneigement de l'Austre Lovénbreen (2014)..... | 162 |
| Figure 119 : Comparaison des températures estivales de 2014 avec la normale (2008-2017). Un été plutôt doux. | 162 |
| Figure 120 : Des précipitations neigeuses au cœur de l'été | 163 |
| Figure 121 : Trois années aux pertes en glace très importantes. | 163 |
| Figure 122 : Les bilans de masse ponctuels..... | 164 |
| Figure 123 : Ecart à la moyenne (2008-2017) de l'enneigement de l'Austre Lovénbreen en 2011..... | 165 |
| Figure 124 : Variations thermiques et précipitations neigeuses durant l'hiver 2010-2011. Un hiver particulièrement froid et sec. | 165 |
| Figure 125 : Evolution des températures de l'air en 2011..... | 166 |
| Figure 126 : (a) Evolution de la couverture neigeuse du glacier en 2010 et (b) comparaison avec une année « moyenne » 2009..... | 167 |
| Figure 127 : Bilans de masse de l'Austre Lovénbreen (2008-2017)..... | 167 |
| Figure 128 : Bilan de masse de 2013..... | 168 |
| Figure 129 : 2011 et 2013, deux années au profil nivo-météorologique similaire. | 168 |
| Figure 130 : Enneigement hivernal en 2013..... | 169 |
| Figure 131 : Evolution de la couverture neigeuse en 2013. | 170 |
| Figure 132 : Episode de chaleur et de pluies intenses dans l'hiver 2015-2016..... | 172 |
| Figure 133 : (a) Anomalies de températures observées à 2 m pour les mois de DJF et (b) anomalies d'eau précipitable pour les mois de DJF 2015-16..... | 172 |
| Figure 134 : Enneigement 2016 | 172 |

| | |
|--|-----|
| Figure 135 : Comparaison de l'épaisseur du manteau neigeux avec son équivalent en eau en 2012 et 2016. | 173 |
| Figure 136 : Variations de températures lors de la période de fonte en 2016. | 174 |
| Figure 137 : Bilan de masse de 2016 | 174 |
| Figure 138 : Bilans de masse de l'Austre Lovénbreen entre 2008 et 2017..... | 176 |
| Figure 139 : Localisation du Midtre Lovénbreen | 176 |
| Figure 140 : Corrélation entre les bilans de masse du Midtre Lovénbreen et de l'Austre Lovénbreen (2008-2017)..... | 177 |
| Figure 141 : Bilans de masse de l'Austre Lovénbreen reconstitués à partir des mesures faites par le NPI sur le Midtre Lovénbreen | 177 |
| Figure 142 : Fluctuations de la température enregistrée à Ny-Alesund..... | 178 |
| Figure 143 : Evolution des conditions climatiques saisonnières en Arctique | 178 |
| Figure 144 : Variabilité temporelle des bilans de masse estivaux, hivernaux et annuels de l'Austre Lovénbreen | 179 |
| Figure 145 : Corrélations entre les variables nivo-météorologiques de Ny-Ålesund et le bilan de masse de l'Austre Lovénbreen entre 1970 et 2017..... | 180 |
| Figure 146 : Evolution de l'accumulation neigeuse sur le glacier AL | 181 |

Chapitre 5

| | |
|--|-----|
| Figure 147 : Caractéristiques du site d'étude et versants étudiés | 188 |
| Figure 148 : Différents types de versants et croquis géomorphologiques..... | 188 |
| Figure 149 : L'ouverture négative reflet de surfaces convexes et concaves. | 191 |
| Figure 150 : Epaisseurs de neige en 2013/2014 et variables topographiques pour chaque versant étudié du bassin versant de l'Austre Lovénbreen | 192 |
| Figure 151 : Coefficient de corrélation de Spearman exprimé pour chaque paire de variables topographiques..... | 195 |
| Figure 152 : Distribution statistique de l'épaisseur de neige en 2013 et 2014. | 196 |
| Figure 153 : Epaisseur médiane du manteau neigeux en fonction de l'orientation du versant dans le bassin de l'Austre Lovénbreen | 196 |
| Figure 154 : Boxplots des épaisseurs de neige calculées pour chaque degré d'ouverture, (a) en 2013 et (b) 2014. | 197 |
| Figure 155 : Coefficient de corrélation de Spearman pour chaque couple de variable topographique avec l'épaisseur de neige. | 198 |
| Figure 156 : Importances relatives des variables topographiques..... | 199 |
| Figure 157 : (a) Surface des types d'espace géographique du bassin versant et (b) cartographie des zones d'ombres..... | 202 |
| Figure 158 : Distribution spatiale des épaisseurs de neige de 2013 et 2014 calculées à partir de l'équation de régression pour la totalité des versants..... | 204 |
| Figure 159 : Distribution spatiale des équivalents en eau du manteau neigeux de 2013 et 2014 | 205 |
| Figure 160 : Contributions de chaque compartiment du bassin versant de l'Austre Lovénbreen au bilan hydro-glaciologique en 2013 et 2014. | 207 |

Table des matières

| | |
|--|----|
| Introduction générale | 1 |
| Chapitre 1 – Etat de l’art | 11 |
| 1. Le bilan de masse : définition et méthodes de mesure | 11 |
| 1.1. Définition | 11 |
| 1.2. Les facteurs d’accumulation et d’ablation..... | 13 |
| 1.3. La mesure du bilan de masse | 16 |
| 2. La modélisation numérique | 19 |
| 2.1. Expliquer ou prédire avec la modélisation : définitions..... | 19 |
| 2.2. La complexité des modèles et leurs incertitudes | 23 |
| 2.3. La modélisation des glaciers et leur bilan de masse | 25 |
| 3. L’observation des glaciers : état des lieux et résultats | 32 |
| 3.1. Le retrait glaciaire : une tendance globale..... | 32 |
| 3.2. Evolution contemporaine des glaciers du Svalbard..... | 34 |
| 3.3. Des biais dans les observations mondiales de bilan de masse | 36 |
| Conclusion du chapitre 1 | 38 |
| Chapitre 2 – Site d’étude | 39 |
| 1. Contexte physique général | 39 |
| 1.1. Géographie physique du Svalbard | 39 |
| 1.2. Géologie du Svalbard | 41 |
| 1.3. Géologie de la péninsule de Brøgger | 44 |
| 2. Contexte géographique du bassin versant de l’Austre Lovénbreen | 45 |
| 2.1. Géographie | 45 |
| 2.2. Le glacier..... | 46 |
| 2.3. Les versants de montagne | 50 |
| 2.4. Le sandur | 53 |
| 3. Contexte climatique | 54 |
| 3.1. Climat du Spitsberg | 54 |
| 3.2. Climatologie locale à Ny-Ålesund | 56 |
| 3.3. Évolution du climat local | 57 |
| Conclusion du chapitre 2 | 63 |
| Chapitre 3 - Données et méthodes | 65 |
| 1. Les mesures sur le glacier | 66 |
| 1.1. Le réseau de capteurs | 66 |
| 1.2. Les données météorologiques | 67 |
| 1.3. Relevés nivologiques et glaciologiques..... | 75 |

| | |
|---|------------|
| 2. Les mesures sur les versants | 82 |
| 2.1. Les données de distribution spatiale d'épaisseur de neige..... | 82 |
| 2.2. Protocole d'acquisition des données LiDAR | 87 |
| 3. Méthodologie de modélisation statistique | 99 |
| 3.1. Analyse exploratoire des données | 100 |
| 3.2. Le choix du modèle statistique | 106 |
| 3.3. La sélection du modèle | 107 |
| 3.4. La validation du modèle..... | 112 |
| 3.5. Utilisation et interprétation du modèle calibré | 118 |
| Conclusion du chapitre 3..... | 119 |
| | |
| Chapitre 4 - Comprendre les facteurs d'influence du bilan de masse du glacier Austre Lovén | 121 |
| 1. 12 ans de mesure de bilan de masse du glacier Austre Lovén. | 121 |
| 1.1. Les relevés aux balises à glace : le bilan de masse ponctuel (b_a)..... | 121 |
| 1.2. Le calcul du bilan de masse annuel (B_a) par interpolation..... | 121 |
| 1.3. Un glacier en recul entre 2008 et 2019 mais avec des dynamiques spatio-temporelles contrastées..... | 122 |
| 2. Construction des variables du modèle | 127 |
| 2.1. Les variables de température. | 128 |
| 2.2. Les variables de précipitations..... | 133 |
| 2.3. Le bilan de masse ponctuel | 136 |
| 3. Résultats et discussions de la modélisation explicative des bilans de masse de 2008 à 2017..... | 137 |
| 3.1. Comment expliquer la variabilité du bilan de masse de l'Austre Lovénbreen sur la période 2008 à 2017 ? | 138 |
| 3.2. Apports de la modélisation explicative dans la compréhension des bilans de masse moyens voire proches de l'équilibre..... | 145 |
| 3.3. 2014, l'Austre Lovénbreen a vu son volume augmenter. Le bilan de masse était positif ($B_{a(2014)} = +16 \text{ mm.weq}$). | 145 |
| 3.4. Etude des années au bilan de masse très négatif | 161 |
| 4. 10 ans de bilan de masse dans le contexte d'un demi-siècle d'observations | 175 |
| 4.1. Données et méthodes | 176 |
| 4.2. Résultats et discussion | 177 |
| Conclusion du chapitre 4..... | 182 |
| | |
| Chapitre 5 - Influence de la topographie sur la distribution de neige dans les versants et contribution au bilan hydrologique..... | 185 |
| Introduction | 185 |
| 1. Des données à très haute résolution | 187 |
| 1.1. Quatre versants de référence..... | 187 |

| | |
|---|------------|
| 1.2. Spécificités de l'acquisition des données LiDAR | 189 |
| 2. Application de la modélisation explicative aux versants de l'Austre Lovénbreen..... | 190 |
| 2.1. Les variables topographiques considérées..... | 190 |
| 2.2. L'analyse des données | 194 |
| 3. Résultats des analyses bivariées et multivariées de la répartition du manteau neigeux..... | 195 |
| 3.1. Tests de corrélation et de multicollinéarité entre les variables topographiques explicatives..... | 195 |
| 3.2. Analyse bivariée des relations entre l'épaisseur du manteau neigeux et les variables topographiques..... | 195 |
| 3.3. Corrélations comme mesure de la force des relations | 198 |
| 3.4. La régression linéaire multiple | 198 |
| 4. Discussion | 199 |
| 5. La contribution des versants au bilan nivo-glaciologique du bassin de l'Austre Lovénbreen..... | 202 |
| Conclusion | 208 |
| Conclusion générale | 209 |
| Bibliographie | 215 |
| Liste des figures | 231 |

Apports de la modélisation statistique pour la compréhension des dynamiques nivo-glaciologiques d'un petit bassin glaciaire arctique (glacier Austre Lovén, Spitsberg)

Mots clés : glaciers – versants – Arctique – modélisation statistique – Svalbard – géographie physique

Résumé : La Terre connaît depuis le milieu du XIX^e siècle un bouleversement climatique marqué par une hausse des températures (+ 0.85°C sur la période 1880-2012). L'Arctique est la région du monde qui se réchauffe le plus rapidement soit 2 à 3 fois plus vite que la moyenne du globe. Dans ce contexte, tous les composants de la cryosphère arctique connaissent une modification de leur dynamique. En raison de leurs liens directs avec l'atmosphère, les glaciers comptent parmi les meilleurs indicateurs de ces variations climatiques. À l'image des autres glaciers du globe, les glaciers du Spitsberg qui couvrent 60 % de la surface de l'île, sont dans une dynamique de retrait depuis la fin du Petit Âge Glaciaire. Ce retrait, évalué par des mesures de bilan de masse glaciaires s'est accéléré à partir des années 1980.

Dans le cadre de cette thèse, nous avons cherché à participer à l'amélioration de la justesse et de la fiabilité des projections passées et futures des écoulements d'un bassin glaciaire arctique en comprenant également leur origine. En nous appuyant sur les nombreuses données acquises depuis plus de dix ans sur le glacier observatoire Austre Lovén au Spitsberg (78 °N), nous avons dans un premier temps identifié les facteurs nivo-météorologiques influençant le bilan de masse

annuel de ce glacier (2008-2017). Après avoir appliqué un protocole rigoureux de traitement des données acquises *in situ*, nous avons utilisé la modélisation statistique explicative pour mettre en exergue non pas le rôle d'un facteur systématiquement prépondérant mais plutôt l'influence d'une combinaison de facteurs nivo-météorologiques sur les dynamiques glaciaires. Bien que l'enneigement hivernal joue un rôle majeur, l'amplitude de son influence sur le bilan glaciaire est en partie conditionnée par les facteurs de températures et précipitations. Par ailleurs, au regard de la surface du bassin glaciaire occupée par les versants (34%), nous avons évalué leur contribution au bilan hydro-glaciologique mesuré à l'exutoire. Grâce à des relevés à très haute résolution par LiDAR terrestre, l'épaisseur du manteau neigeux a été mesurée sur un échantillon représentatif des versants (2013 et 2014). La modélisation statistique a ici aussi permis de mettre en exergue le rôle de la pente et de l'orientation dans la distribution du manteau neigeux dans ces versants. À partir de ce constat, nous avons pu évaluer la contribution en eau non négligeable des versants au bilan hydro-glaciologique annuel lors de la période de fonte.

Contribution of statistical modeling to the comprehension of the nivo-meteorological dynamics of a small glacial arctic basin (Austre Lovén glacier, Spitsberg)

Keywords : glaciers – hillsides – Arctic – statistical modeling – Svalbard – physical geography

Abstract : Since the middle of the 19th century, the Earth has experienced a climate shift marked by a rise in temperature (+ 0.85°C over the period 1880-2012). The Arctic is the region of the world that is warming the most rapidly, at a rate of 2 to 3 times faster than the global average. In this context, all components of the Arctic cryosphere are experiencing a change in their dynamics. Because of their direct links with the atmosphere, glaciers are among the best indicators of these climate variations. Like other glaciers on the globe, the glaciers of Svalbard, which cover 60% of the archipelago's surface, have been retreating since the end of the Little Ice Age. This retreat, which is reflected in negative glacier mass balance measurements, accelerated from the 1980s onwards.

In this thesis, we aim to improve the accuracy and reliability of past and future projections of Arctic ice basin flows by also understanding their origin. Based on data acquired for more than a decade on the Austre Lovén observatory glacier in Spitsbergen (78°N°), we first sought to identify the nivo-meteorological factors influencing the annual mass

balance of this glacier (2008-2017). After applying a rigorous protocol for processing the data acquired *in situ*, we used explanatory statistical modeling to highlight not the role of a systematically preponderant factor but rather the influence of a combination of nivo-meteorological factors in explaining the mass balances of the Austre Lovénbreen. Although winter snow cover plays a major role, its influence is partly conditioned by temperature and precipitation factors. Moreover, considering the surface of the catchment area occupied by the hillsides (34%), this thesis work allows to evaluate their contribution to the hydro-glaciological balance measured at the outlet. Thanks to very high resolution measurements by terrestrial LiDAR, the depth of the snow cover was measured on a representative sample of hillsides (2013 and 2014). Statistical modeling has also allowed us to highlight the role of slope and orientation in the distribution of snowpack in these slopes. From these observations, we were able to evaluate the non-negligible water contribution of the hillsides to the annual hydro-glaciological balance.